

Rapport de Stage Master 2, Océan, Atmosphère et Surfaces
Contininentales
2007-2008

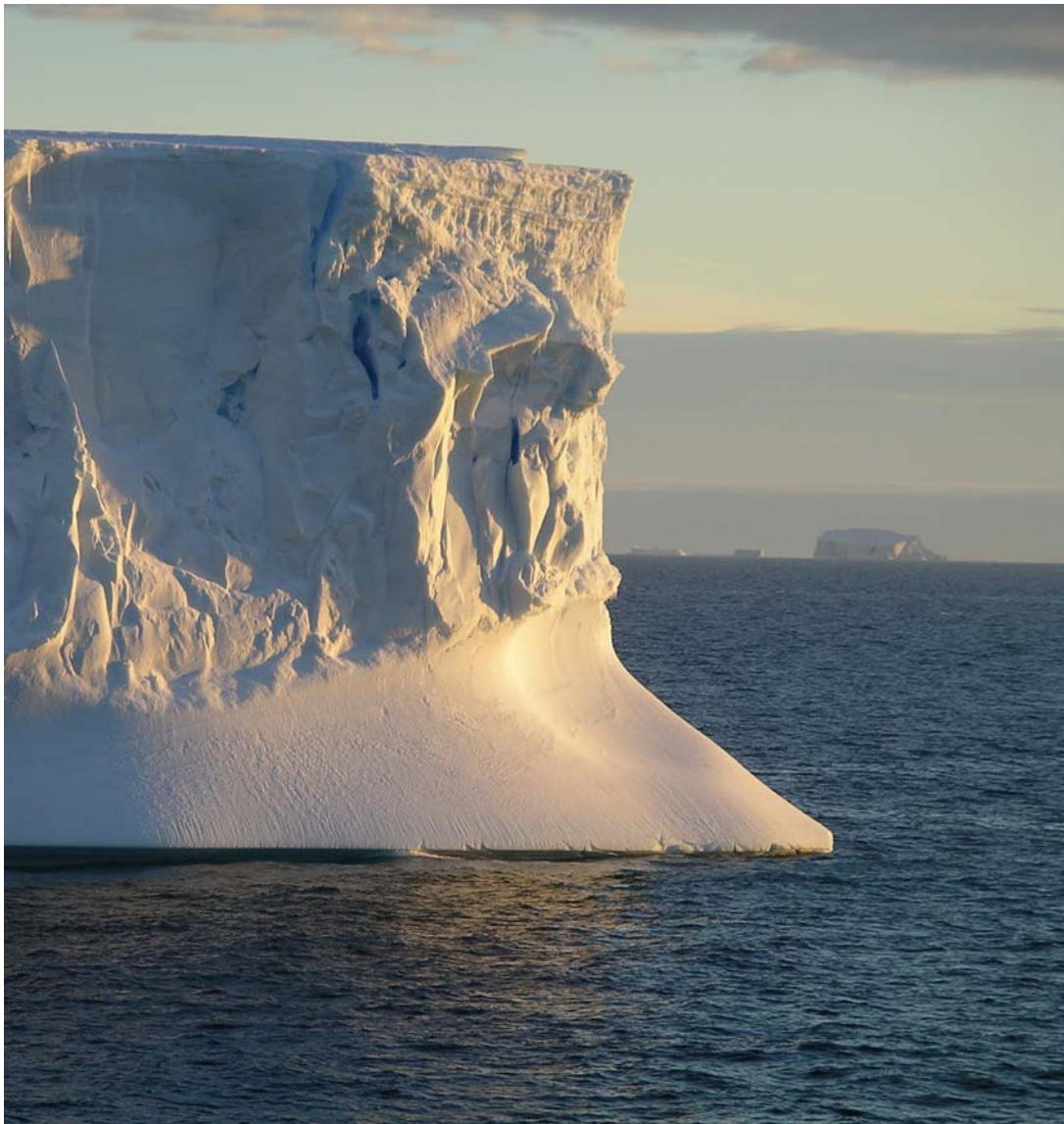
Analyse de données GPS en mouvements rapides en Antarctique

Application à l'étude du glacier Mertz

Etudiant : Lydie Lescarmonier

Encadrant : Benoît Legrésy

Stage en collaboration avec le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES)
l'Université Paul Sabatier
l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Toulouse (ENSAT)
l'Institut National Polytechnique de Toulouse (INPT)
au sein du Laboratoire d'étude en Géophysique et Océanographie Spatiale
(LEGOS)



« L'Antarctique a cette force d'attraction des choses inaccessibles qui appellent l'Homme à s'engager avec passion. Ainsi ne revient-on jamais le même d'un long séjour sur le continent blanc. Dans cet univers sans repère, sans odeur, sans couleur autre que le bleu et le blanc, sans bruit autre que le vent, dans ce monde d'une infinie pauvreté sensorielle, l'Homme n'a pas d'autre issue que d'apprendre à s'approprier lui-même. Quand on a oublié qu'il fait froid, que le silence est infini, qu'on s'est défait de l'agitation du monde, quand l'indispensable se réduit à peu de choses, on sent grandir en soi le bonheur de l'harmonie, ce sentiment agréable où en toute sérénité on se sent bien là où on avait rêvé d'être. »

Jean-Louis Etienne

Remerciements

Ces quelques mois au LEGOS ont été un moyen pour moi de rencontrer des personnalités, mais aussi de découvrir de nouveaux domaines, d'enrichir ma culture scientifique et de confirmer mon goût pour la recherche. La fin de ce stage est pour moi l'occasion de remercier toutes les personnes qui m'ont aidé dans mon travail de près ou de loin.

Je voudrais tout d'abord remercier Benoît Legrésy, sans lequel ce travail n'aurait jamais abouti. Merci de m'avoir fait confiance, de me laisser la chance de continuer de travailler sur ce glacier (qui n'a pas encore livré tout ses secrets...) et merci encore pour votre bonne humeur au quotidien.

De même merci à Richard Coleman et Laurent Testut pour leur disponibilité, leur aide, et leurs conseils avisés.

Frédérique Rémy m'a fait confiance dès notre première rencontre. Sans elle je ne serais pas là aujourd'hui. Un grand merci.

Merci à tous les personnes de l'équipe de glaciologie qui ont pris de leur temps précieux pour m'aider quand je suis venue les solliciter.

Enfin, merci à l'ensemble des personnes que j'ai côtoyé, mes collègues de bureau Elodie Kestenare, Remy Chuchla, Martine Mena, Rosemary Morrow, mes compagnons de stage et j'en oublie...

Merci à tous.

Résumé

La mission CracIce qui a débuté l'année dernière dans le cadre de l'année polaire internationale a permis la mise en place de 6 balises GPS sur le glacier Mertz en Antarctique. Ce projet va permettre de mieux comprendre le fonctionnement du vêlage des icebergs par les grands glaciers émissaires tels que le glacier Mertz. Celui-ci est situé sur la côte George V, près de la station française de Dumont d'Urville. Ce glacier présente une langue de glace de 130km de long et 25km de large. La particularité de ce glacier est qu'on y observe une très importante crevasse, active qui pourrait être à l'origine du vêlage d'un iceberg.

En Janvier 2007, les enregistrements de deux des 6 balises GPS ont été récupérés, situées de part et d'autre de la crevasse. Ces enregistrements s'étalent sur 60 jours, à partir de Novembre 2007 (date de leur installation) jusqu'à janvier 2008.

Dans le cadre de cette étude, nous avons dû traiter et analyser ces données. Les possibilités de traitements GPS sont multiples : il existe principalement trois techniques différentes. La première est le traitement en positionnement absolu, mais cette technique reste peu précise. La seconde utilise le positionnement relatif ou différentiel, mais nécessite des données issues d'une station de base à proximité du récepteur, qui n'étaient pas disponible ici. Nous avons donc décidé d'utiliser la dernière technique, le PPP (Precise Point Positioning), technique précise et qui nécessite peu d'outils (*Gao et al. (2004)*).

Une fois les traitements réalisés, nous avons pu commencer à interpréter les résultats. Les récepteurs enregistrent la marée, car la langue de glace du glacier Mertz flotte sur l'eau. Ensuite, nous avons pu mesurer différentes valeurs caractéristiques de l'écoulement du glacier, telles que les vitesses d'écoulement horizontal (3m/jour), les directions d'écoulement, la vitesse d'ouverture de la crevasse (12cm/jour) ainsi que son centre de rotation et la divergence. Ces valeurs sont identiques à celles de *Legrésy et al. (2004)*, mais les résultats pour la divergence sont différentes entre les deux GPS. Ceci nous a permis de mettre en évidence l'effet d'une fracture située au niveau du GPS 4 qui écarte deux lignes d'écoulement.

Dans une seconde partie, nous nous sommes plus précisément intéressés aux effets de la marée sur le comportement du glacier, afin de corroborer ou non les résultats de *Legrésy et al. (2004)* ainsi que ceux de *Murray et al. (2007)*. Les résultats nous ont montré que la langue de glace est poussée vers l'est par les courants de marée, ce qui entraîne une ouverture de la crevasse. De plus, les marées de fortes amplitudes semblent augmenter l'écoulement du glacier, résultat déjà démontré par *Murray et al. (2007)*. Cet effet serait la conséquence d'une lubrification des sédiments situés sous la langue de glace pendant les périodes de fortes marées.

Enfin, nous nous sommes interrogés sur la conséquence du vêlage d'iceberg par ce glacier. Cet effet concernerait principalement la polynie à l'ouest du glacier (*Kern et al. (2007)*). Cette polynie est à l'origine d'une plongée d'eau profonde plus dense, qui rejoint ensuite la circulation thermohaline. L'iceberg émis pourrait bloquer cette plongée d'eau s'il était emporté vers l'est et donc diminuer ou stopper la polynie.

Table des Matières

Introduction	1
I Données sur l’Antarctique et Contexte de l’Etude	2
1. Présentation : Géographie, Climat et quelques définitions	2
1.1. La géographie de l’Antarctique	2
1.2. Climat	3
1.3. Processus glaciaire.....	3
1.3.1 Fonctionnement d’une Calotte polaire	3
1.3.2 Glaciers émissaires et glaces flottantes	3
1.3.3 Processus de vêlage d’un iceberg.....	4
2. Le glacier Mertz : histoire et situation	5
3. La mission CracIce: Mise en place de balises GPS en Antarctique.....	6
II Le GPS : Principe, Fonctionnement et Applications	8
1. Principe du GPS	8
1.1. Introduction générale.....	8
1.2. Le positionnement absolu et relatif	8
1.2.1. Positionnement absolu.....	8
1.2.2. Positionnement relatif.....	9
1.3. Le Precise Point Positioning (PPP)	10
2. Types et Caractéristiques des données GPS disponibles	10
2.1. Données nécessaires à un traitement GPS.....	10
2.2. Données IGS.....	11
2.3. Données balises GPS.....	11
3. Bilan	11
III Traitement des données : Analyse et Séparation des différentes composantes du signal.....	12
1. Introduction : Principe à suivre pour le traitement de données.....	12
2. Traitement GPS à l’aide du logiciel SCRS-PPP en ligne.....	12
2.1. Présentation.....	12
2.2. Intérêt et limites de cette méthode.....	13
3. Filtrage des données : élimination des composantes non relatives au mouvement	13
3.1. Filtrage de données périodiques : utilisation d’une Fast Fourier Transform (FFT)	13
3.2. Analyse harmonique : outil à la détermination d’un signal de marée	14
3.3. Filtrage des données sans marée.....	14
4. Projection dans les trois directions du mouvement	14

IV Résultats et Interprétations : Influence de la marée sur le glacier	17
1. Mesure du mouvement vertical : Validation des données.....	17
2. Ecoulement horizontal du glacier.....	19
2.1. Direction et vitesses d'écoulement horizontal.....	19
2.2. Influence des marées sur la vitesse d'écoulement.....	20
3. Influence des marées sur le mouvement latéral du glacier.....	22
4. Suivi de l'écartement de la crevasse	23
4.1. Caractérisation de l'écartement	23
4.2. Influence de la marée sur l'ouverture de la crevasse.....	25
5. Conservation de la quantité de glace au cours du trajet du glacier	26
6. Conséquences du vêlage d'un iceberg par le glacier Mertz	27
V Limites de cette étude.....	29
1. Précision des valeurs	29
2. Limites concernant la méthodologie	30
Conclusion.....	31
Bibliographie.....	32
Annexes.....	36

Liste des Sigles et Acronymes utilisés dans ce document

CNRS	Centre National de la recherche scientifique
CRACICE	Collaborative Research into Antarctic Calving and ICEberg Evolution
ENS	Ecole Normale Supérieure
FFT	Fast Fourier Transform
GPS	Global Positioning System
IAG	International Associations of Geodesy
IGN	Institut National Géographique
IGS	International GPS service for Geodynamics
IMCCE	Institut de Mécanique Céleste et de Calcul des Ephémérides
MODIS	MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer
PPP	Precise Point Positioning
RINEX	Receiver Independant Exchange
RMS	Root Mean Square
SAR	Synthetic Aperture Radar
TTC	Trimble Total Control

Introduction

50 ans après la dernière année polaire internationale, la communauté scientifique internationale s'est rassemblée en 2007-2008 pour lancer de grands projets permettant une meilleure connaissance des régions polaires. Ces régions ont un grand intérêt dans le contexte actuel d'évolution du climat et c'est pourquoi il est fondamental de nous intéresser notamment aux pertes de masse des glaciers.

Sur la côte George V à l'Est de l'Antarctique (figure 1), on peut observer trois grands glaciers, dont le Glacier Mertz (figure 3) et celui de Ninnis. Le Glacier Mertz dont la langue glaciaire s'étend sur plus de 130 km de long est proche de la Terre Adélie, à environ 200 km de la Base Française Dumont d'Urville. Il a une largeur de 25 km et une épaisseur d'environ 400 m, ce qui nous laisse imaginer les conséquences du vêlage d'un iceberg venant de ce glacier. La calotte polaire Antarctique est caractérisée par une déformation de la glace rapide et spectaculaire autour de la calotte. En Antarctique, le premier mécanisme responsable de la perte de masse est le vêlage de grands icebergs (*Jacobs et al. (1992)*). Cette évacuation de la glace à la périphérie de la calotte se fait par les grands glaciers et fleuves de glace et s'équilibre avec l'accumulation de glace sur la calotte. Les glaciers présents sur l'ensemble des côtes de l'Antarctique se développent jusqu'à passer la ligne d'échouage. La langue glaciaire va alors commencer à flotter et va continuer son développement pendant plusieurs années jusqu'à rupture et vêlage d'un iceberg (figure 2).

Le processus de vêlage est une conséquence du développement de crevasses sur les langues de glace. Des fractures se créent s'étendent et se propagent sur toute l'épaisseur de la glace pendant des années jusqu'à ce qu'un iceberg soit isolé (*Bassis et al. (2008)*). Ce phénomène est observable sur le glacier Mertz grâce tout d'abord à des données spatiales et ensuite à des observations in-situ.

Les études de *Holdsworth (1969)* se sont intéressées au processus de vêlage. Il a notamment étudié l'impact des marées et courants sur les parties de glace flottantes issues de l'écoulement des glaciers. Plus récemment, *Legrésy et al. (2004)*, ont montré grâce à des données GPS in-situ sur 4 jours, des données écho-radar et de l'imagerie radar et interférométrie que les marées exercent une petite pression latérale sur la langue de glace qui au final induit une flexion de 2 mètre par jour. Ces résultats ont ensuite été expliqués par des modélisations de comportement élastique. En plus de cela, l'écoulement du glacier se trouve modifié par les marées, et donc varie de 1.9 à 6.8 mètre par jour. Plus précisément, quand le courant pousse la langue vers l'ouest, la vitesse d'écoulement augmente.

La mission CraIce, développée dans le cadre de l'année polaire internationale, s'intéresse au processus de vêlage de ces icebergs. Lors de la précédente campagne en novembre 2007, 6 GPS ont été posés sur le glacier Mertz de façon à enregistrer les variations de position à différents endroits du glacier. En janvier 2008, deux enregistrements ont été récupérés. Ils proviennent des deux GPS situés de part et d'autre de la fracture et s'étendent sur 60 jours. Dans cette étude, nous allons nous intéresser aux enregistrements issus de ces deux GPS. Après avoir présenté plus précisément le domaine d'étude, le fonctionnement des enregistrement GPS, nous nous concentrerons sur les variations de position au cours du temps des deux GPS, l'écartement de la crevasse, et surtout sur l'influence des marées et courants de marées.



Chapitre I

Données générales sur l'Antarctique

1. Présentation : Géographie, Climat et quelques définitions

1.1 Le continent au milieu de l'océan austral

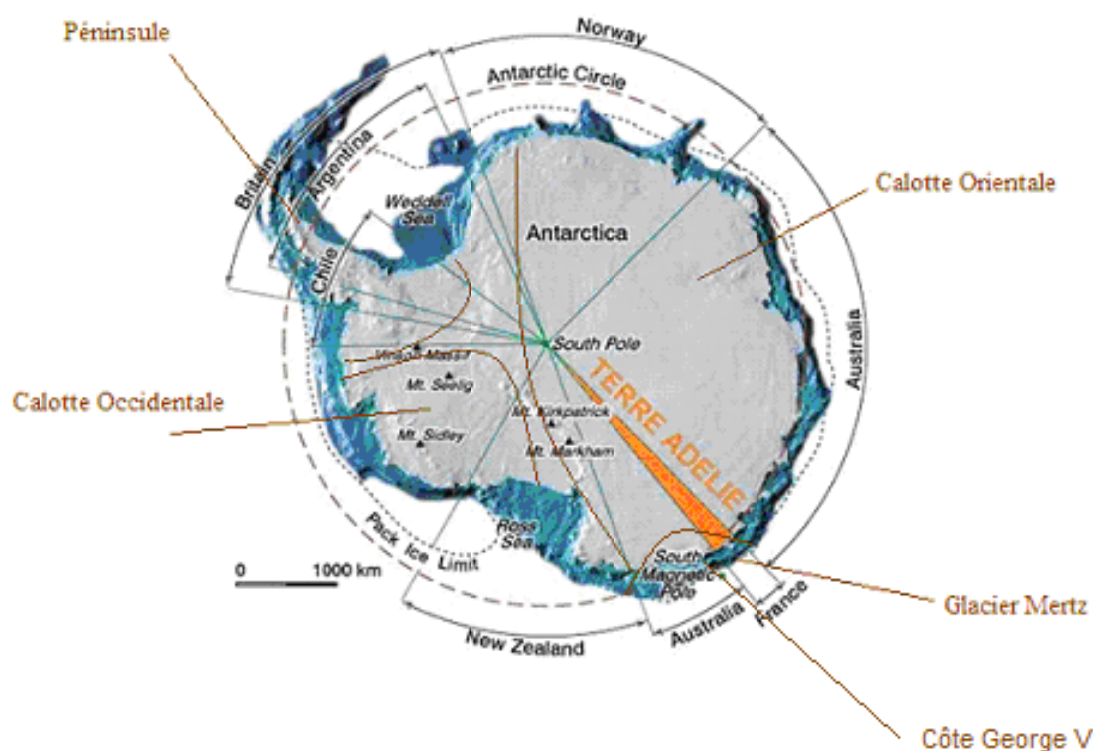


Figure 1 : Géographie de l'Antarctique, *Source : Philadélie.free*

L'Antarctique est un vaste continent, situé comme son nom l'indique, à l'opposé de l'Arctique. Sa surface représente environ 25 fois celle de la France et il est entièrement entouré par l'Océan Austral. Ce continent est constitué de deux parties principales : la partie orientale formée d'un grand plateau d'environ 10 millions de km² anciennement mitoyen de l'Australie, et de la partie occidentale qui apparaît comme le prolongement de la cordillère des Andes (Montagnes Trans-Antarctiques), appelée Péninsule Antarctique. La quasi-totalité du continent est recouverte d'une calotte glaciaire d'une épaisseur pouvant dépasser les 4500 m. Elle constitue la plus grande réserve d'eau douce au monde.

La Terre Adélie est la « région française » de l'Antarctique (figure 1). A 2500 km de la Tasmanie; sa superficie est de 388500 km². C'est un vaste bouclier de roches anciennes recouvertes de glace. Cette terre, découverte par Dumont d'Urville en 1840, "revendiquée" française depuis 1924, n'est occupée que par des équipes scientifiques étudiant le milieu polaire (notamment sur les bases Dumont D'Urville et de Concordia).



1.2 Le Climat

Le continent antarctique est le plus froid avec des températures hivernales inférieures à -70°C à l'intérieur du continent. Cependant, les températures ne sont pas uniformes, et on relève de nombreuses différences. Ces températures sont conditionnées à la fois par la latitude, l'altitude et l'influence océanique. On peut enregistrer des températures au dessus de 0°C sur la péninsule et sur la bande côtière pendant l'été.

L'Antarctique est le continent le plus froid mais aussi le plus sec. L'air étant très froid, il ne peut transporter que très peu d'eau, donc les couches d'air contiennent 10 fois moins de vapeur d'eau qu'au dessus des régions tempérées. Ceci explique que les précipitations annuelles au dessus de l'intérieur de l'Antarctique de l'Est sont extrêmement faibles : moins de 150 mm de neige par an.

1.3 Processus glaciaires

1.3.1 Fonctionnement d'une Calotte polaire

La formation des calottes repose sur le même principe que celle des glaciers. Il existe tout d'abord une accumulation de neige résultant d'une fonte insuffisante, provoquant un tassement de la neige sous son propre poids qui expulse l'air qu'elle renferme et se transforme en glace. C'est ensuite le propre poids de la glace qui provoque un déplacement par fluage. Un équilibre entre apport de neige, poids de la glace, et ablation de neige s'effectue alors et la masse de glace stabilise son épaisseur et son étendue.

La calotte antarctique est épaisse en moyenne de 2200 mètres mais peut atteindre plus de 4700 mètres à certains endroits. Son volume est estimé à plus de 30 millions de km³ soit 70% des réserves d'eau douce de la planète.

1.3.2 Glaciers émissaires et glaces flottantes

On peut distinguer trois zones sur un glacier : une zone d'accumulation où les précipitations se transforment en glace (60 à 70% de la superficie), une zone de transport qui correspond à la partie du glacier où la fonte reste limitée et où le glacier est plus épais et une zone d'ablation, zone où la fonte du glacier provoque une diminution de l'épaisseur de glace jusqu'à sa disparition au niveau du front glaciaire. La ligne d'équilibre d'un glacier est la limite qui sépare la zone du glacier où le bilan en masse est excédentaire et la zone du glacier où le bilan en masse est déficitaire. Cette ligne d'équilibre est matérialisée durant les mois chauds par la limite entre neige persistante (les neiges éternelles) et glace apparente et est située au niveau de la côte.

Sur la côte, on peut observer des glaciers émissaires dans lesquels affluent les courants de glace. Ils ont entre 10 et 80 km de large et de longs sillons parallèles de 1 à 3 km de large, parsèment la surface dans le sens de l'écoulement. Ils sont causés par l'écoulement de la glace sur le socle rocheux. (Rémy, 2005)

Des mesures sismiques ont montrés sous certains glaciers la présence d'une couche de sédiment basal qui ferait office de lubrifiant.

Lorsque la glace passe le socle rocheux, son épaisseur et son poids diminuent. Si le socle est en dessous du niveau de la mer, le glacier va commencer à flotter. La partie flottant sur l'eau est alors appelée langue de glace. Si la partie de glace est très imposante, on parle de



plate-forme de glace. Mais une plate-forme est plus souvent issue de plusieurs glaciers que d'un fleuve de glace. Une fois que les glaciers ont passé la ligne d'échouage et commencent à flotter sur l'eau, la faible résistance de l'eau va permettre une accélération de leur écoulement.

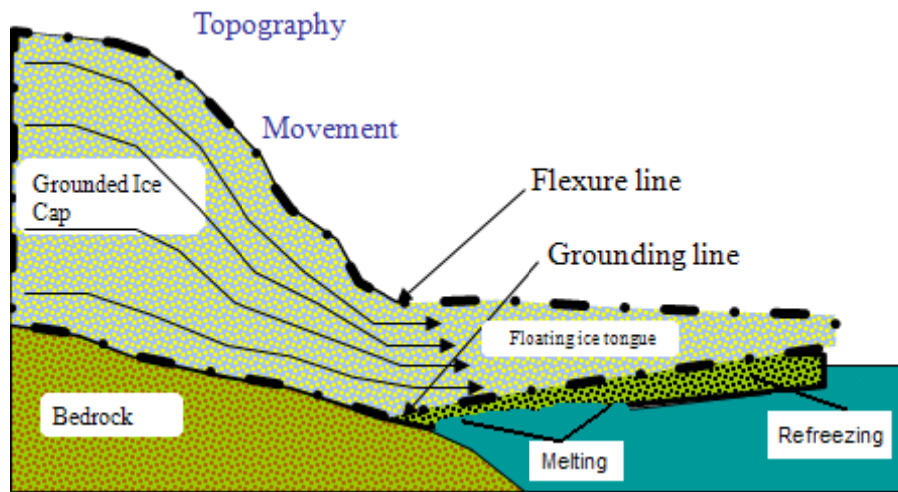


Figure 2 : Processus de Fonte basale et de regel

De même, on peut observer sur les langues de glace, des processus de regel près du front du glacier et au contraire une fonte plus en amont (figure 2). Cette fonte peut représenter jusqu'à la moitié de perte de masse (par exemple pour la langue de glace de Drygalski).

1.3.3 Processus de vêlage des icebergs

Comme nous l'avons indiqué dans l'introduction, *Holdsworth* s'est intéressé au mécanisme de formation des icebergs à partir des glaciers émissaires. Il a su dégager différents types de forçages responsables du vêlage d'iceberg. Tout d'abord, il a démontré que les langues de glace pouvaient entrer en résonance lorsque leur fréquence propre était proche de celle de l'océan. Cette résonance va alors créer un mouvement qui a favorisé la propagation de failles (*Holdsworth et al. (1981)*) Ensuite, il s'est intéressé à l'effet des marées et courants qui vont entraîner un mouvement latéral de la langue de glace et donc la fragiliser.

En 1977, *Holdsworth* a réussi à montrer que la plupart des langues de glace se développent aux endroits où les courants de marées sont les plus faibles. (Moins de 1 à 2 mètres). Les marées avec des intensités plus importantes tendent à inhiber le développement des langues de glace. De même, lorsque la longueur de la langue augmente, la tension supportée par la glace augmente, jusqu'à une valeur limite proportionnelle à l'inverse de la longueur (*Holdsworth (1977)*).

Mais les mécanismes de vêlage d'iceberg ne sont pas faciles à observer. Peu d'évènements ont été constatés, car ils sont rares et épisodiques et le vêlage a fréquemment lieu à un endroit où l'accès est rendu difficile par la présence de crevasses ou de fissures.



2. Le glacier Mertz : histoire et situation

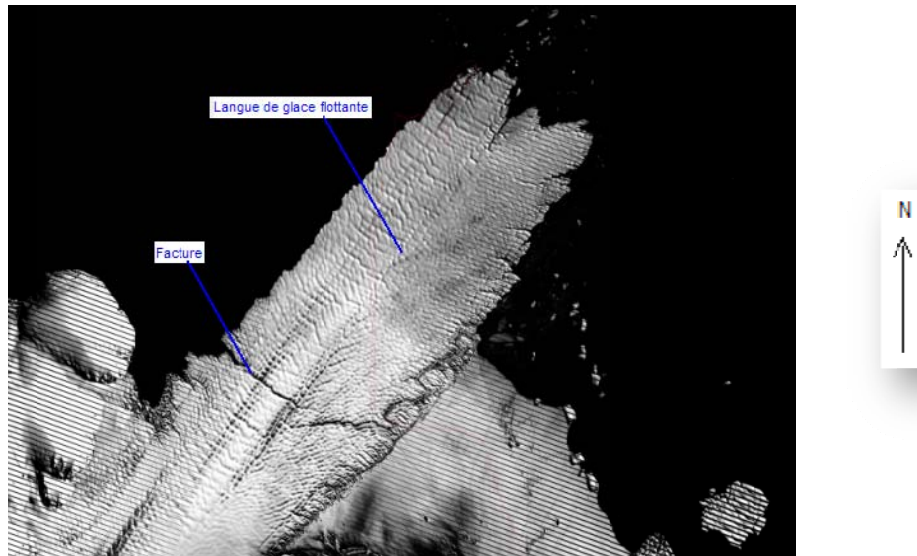


Figure 3 : Image Modis (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), Fin Octobre 2007.

Le Glacier Mertz (figure 3) est situé, avec les glaciers Ninnis et Cook sur la Côte George V, à l'Est de l'Antarctique. Il représente une langue glaciaire de plus de 130 km de long proche de la Terre Adélie, à environ 200km de la Base Française Dumont d'Urville. Il possède une largeur de 25 km et une épaisseur d'environ 400m.

Ce glacier a été découvert lors de l'expédition Austro-Asiatique de 1911-1914 par Douglas Mawson. Ce glacier porte le nom de Xavier Mertz, un membre de l'expédition, qui perdit la vie après une expédition sur la calotte, le 7 janvier 1913.

L'ensemble de la zone a ensuite été cartographiée pendant l'expédition Deep Freeze de 1979. La bathymétrie est caractérisée par la présence d'une vallée profonde parallèle à la côte où la profondeur atteint les 1000-1400 m. Le plateau continental s'étend de 150 km au Nord de la côte actuelle, avec des profondeurs de plusieurs centaines de mètres.

On peut observer dans la zone de forts vents partant du sud, qui vont être à l'origine de polynies. Le vent va former de la banquise qui va ensuite être poussée à l'extérieur du bassin. Ce phénomène est observable dans la partie d'eau libre à l'ouest du glacier. L'eau non gelée va être plus concentrée en sel et donc plus dense. Elle va ensuite plonger profondément pour rejoindre la circulation thermohaline (*Kern et al.* (2007)).

Barnes et Domack (1987), ont montré que ce vêlage de grands icebergs, par les glaciers de la côte est responsable de la sédimentation et du cisaillement de la marge continentale. En ce qui concerne la décharge de glace *Frezzotti et al.* (1998) l'ont estimée à 62GT/an pour les glaciers de Mertz et de Ninnis. Enfin, *Wendler et al.* (1996) ont estimé la vitesse d'écoulement à 1km/an sur la langue de glace grâce à des données répétées à l'aide du satellite JERS1 (Japanese Earth Resources Satellite 1) et des images radar en utilisant SAR (Synthetic aperture radar). Nous nous baserons donc sur ces données pour la suite de notre étude.



3. La mission CracIce (Collaborative Research into Antarctic Calving and Iceberg Evolution): Mise en place de balises GPS

Le projet CracIce a été élaboré dans le cadre de l'année polaire internationale. Il rassemble plus de 15 pays qui ont en commun l'étude des grands icebergs et leur devenir. Trois aspects différents de cette langue de glace sont étudiés à travers ce programme : tout d'abord, les mesures GPS continues de déformation de la langue de glace (partie qui nous intéresse), ensuite l'observation par imagerie satellitaire et enfin la modélisation de l'écoulement, du vêlage et de ses impacts.



Figure 4 : Pyramide GPS située d'un côté de la crevasse sur le glacier, *Source : Laurent Testut*

Cette mission, entamée en 2007, a consisté dans une première partie à confectionner un tout nouveau genre de balises de mesures GPS (figure 4). Ces balises sont constituées d'un support en triangle sur lequel est fixé un récepteur GPS. Ces pyramides ont été installées de part et d'autre de la crevasse (GPS Crac4 et 5, voir figure 3 et 5), sur les autres parties de la langue de glace, sur le glacier en amont de la ligne d'échouage afin d'avoir en continu les données lors du vêlage.



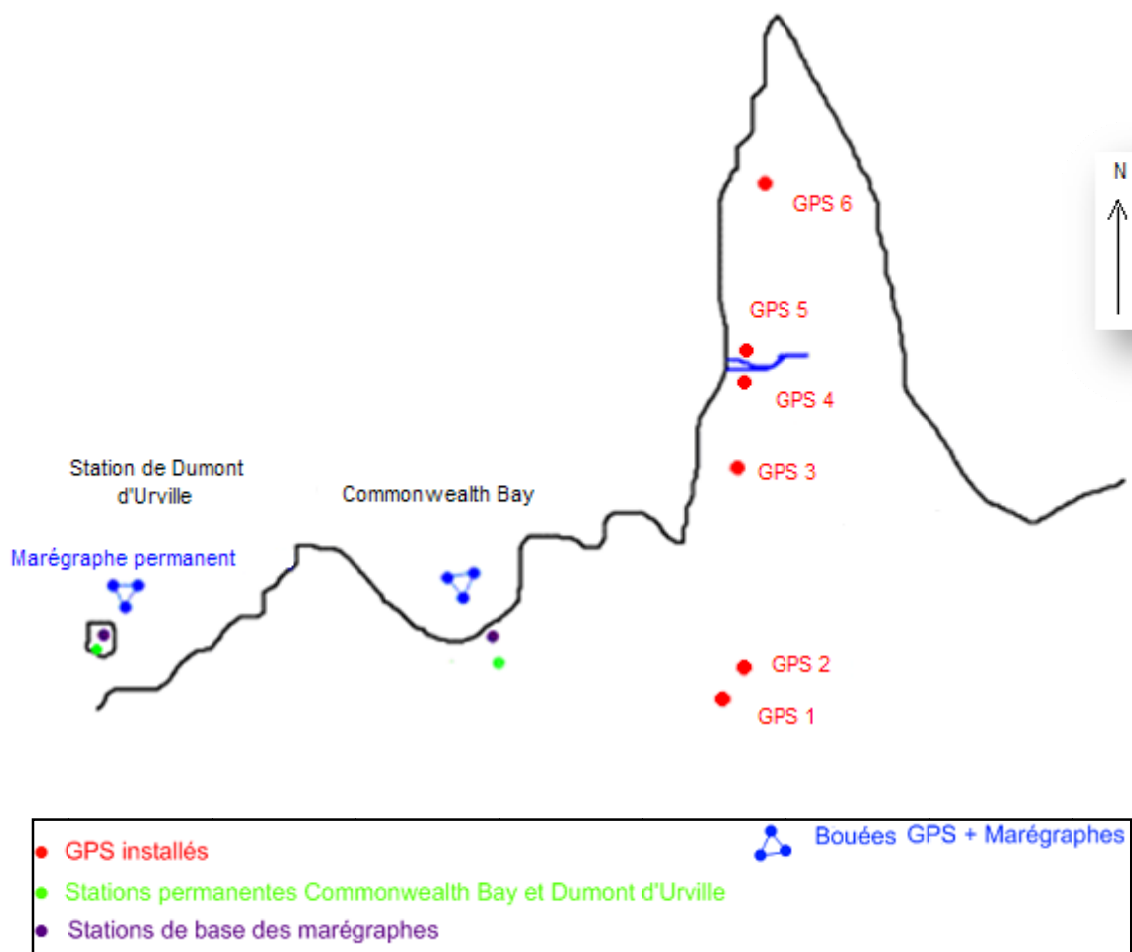


Figure 5 : Bilan de l'emplacement des GPS après les missions CraIce et Nivmer

D'après la figure 5, on peut remarquer que d'autres données GPS sont disponibles dans cette région, par exemple des données issues de bouées GPS liées à des marégraphes. Ces matériels ont été installés lors de la mission Nivmer, qui a suivi celle CraIce. Lors d'une prochaine étude, il serait intéressant de recouper les données issues des balises GPS avec celles issues des bouées GPS.

Les données ont été acquises sur la période du 13 novembre 2007 au 14 janvier 2008. Le pas de temps est d'une donnée toutes les trente secondes.



Chapitre II

Le Global Positioning System (GPS) : Principe, Fonctionnement et applications

1. Le principe du GPS

1.1 Introduction générale

Le développement du système GPS a commencé dans les années 70 et le premier satellite a été lancé en 1978. Le principe général du système GPS est qu'il répond aux questions : « *quelle est l'heure, quelle est la position, quelle est la vitesse ?* »

Le GPS correspond à un système constitué de trois secteurs : le spatial qui est constitué d'un ensemble de satellites, le secteur de contrôle qui permet de piloter le système et l'utilisateur qui est l'ensemble des utilisateurs civils et militaires du système. Le secteur spatial comporte 24 satellites répartis de façon à ce que l'on ait une visibilité de 4 à 8 satellites partout sur Terre. Ils sont situés à environ 20 000km et leur période est d'environ 12h. Chaque satellite génère un signal avec une forte stabilité en fréquence (grâce à l'utilisation d'horloges atomiques à bord des satellites). Chaque satellite émet un signal à l'aide de deux ondes porteuses L_1 et L_2 modulées par la phase. Cette modulation permet d'envoyer les éphémérides des satellites et des codes pseudo-aléatoires (C/A ou P) (Cf Annexe B). Enfin, ces données vont servir à l'utilisateur qui peut utiliser le GPS de deux manières différentes : pour le positionnement absolu ou relatif et plus récemment en PPP (Precise point Positioning). Nous allons détailler ces différentes techniques dans la partie suivante.

1.2 Les positionnement absolu et relatif

1.2.1 Positionnement absolu

Pour permettre au récepteur GPS de déterminer sa position exacte (coordonnées X,Y, et Z) ainsi que le décalage de son horloge par rapport au temps GPS, le calculateur du récepteur va devoir résoudre un système d'équations à quatre inconnues.

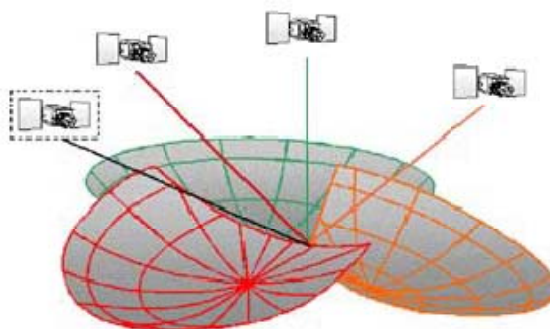


Figure 6 : Positionnement absolu. Source : Faculté université des Sciences de Gremloux



Ce calcul est possible dès que l'on dispose des mesures relatives à quatre satellites. Lorsque plus de quatre satellites sont visibles (figure 6), le système d'équations à résoudre est surabondant : la précision du calcul est alors améliorée et on peut estimer les erreurs sur la position et le temps (les récepteurs GPS ne possédant pas d'horloges précises).

Le code C/A qui module par la phase les ondes porteuses, a une longueur d'onde de plus ou moins 300km, ce qui implique que les observations brutes peuvent théoriquement donner des distances qu'entre 0 et 300 km. Or, la distance d'un satellite est de plus ou moins 20 000km. La mesure doit donc être corrigée par le récepteur de 300 km modulo n . C'est ce qu'on appelle une ambiguïté entière.

La précision de la position obtenue dépend de la géométrie du système : si les satellites visibles se trouvent tous dans un cône d'observation de faible ouverture angulaire, la précision sera a priori moins bonne que s'ils sont répartis régulièrement dans un large cône. Les effets de la géométrie du système de mesure sur la précision sont décrits par un paramètre : le D.O.P. (pour Dilution Of Precision : atténuation ou diminution de la précision): La précision espérée est d'autant meilleure que le D.O.P est petit. L'intérêt de cette méthode est la possibilité de temps réel et l'obtention d'une position instantanée. Son utilisation principale est la navigation sur Terre ou sur Mer.

Dans notre étude, nous n'allons pas utiliser ce système de positionnement, car les résultats obtenus ne sont pas précis. En effet, nous avons besoin d'un positionnement au centimètre, ce qui est rarement possible avec cette technique.

1.2.2. Positionnement relatif

Le principe du positionnement relatif est basé sur le fait qu'en des points voisins, les effets des erreurs de mesure, comme d'ailleurs les effets des erreurs ajoutées volontairement, sont très semblables. Il suffit donc d'avoir un GPS fixe sur un point connu, observé sur une longue période et un point non connu ou non fixe, pour faire l'hypothèse que les erreurs seront identiques (figure 7).

Elles peuvent être soit liées au satellite (horloge), aux conditions de propagation (effets troposphériques, etc.) ou à des fluctuations volontaires du signal émis (Cf Annexe B). La distance est calculée soit à partir des codes C/A ou P (pseudo-distance), soit à partir de mesures de phase.

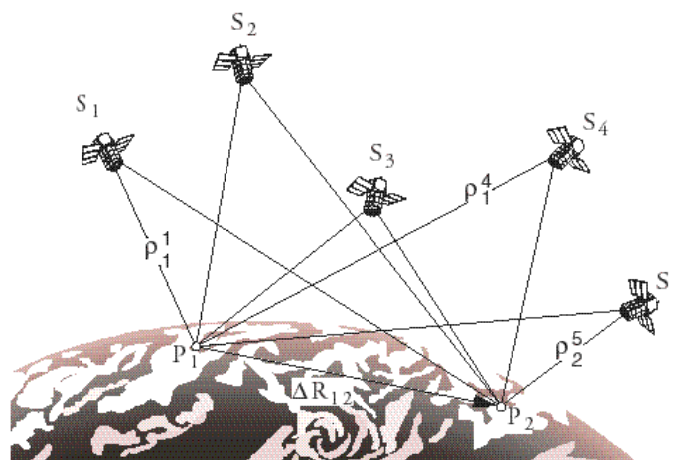


Figure 7 : Positionnement relatif, Source : Institut de géomatique



Il existe deux types de positionnement relatif : le DGPS (Differential Global Positioning System) en temps réel (avec une précision de l'ordre de 10 à 20 mètres) et en temps différé (d'une précision de 2 mm +/- 10^{-6} à 10^{-8} en mesure de phase). Pour cette technique, on comprend bien que plus la station de base sera proche de notre zone de mesure, plus la précision sera bonne. Ce positionnement peut être statique ou dynamique (en général un poste fixe et un mobile) (Botton et al. 1997).

Pour la station de base, on peut utiliser un récepteur fixé, que l'on suit sur une longue période, ou alors une station IGS (International GPS Service for Geodynamics). Ces stations ne sont pas nombreuses en Antarctique, et la plus proche de notre lieu d'étude est à Dumont d'Urville, donc à 200km. Pour utiliser la technique du positionnement relatif, il nous faudrait alors créer notre propre station de base.

1.3. Le Precise Point Positioning (PPP)

Le Precise Point Positioning (PPP) est une nouvelle manière de traiter les données GPS. C'est une technique qui est basée sur le principe du positionnement absolu, mais qui connaît les précisions du positionnement relatif. D'après Gao et Chen (2004), cette technique apporte une grande flexibilité aux mesures, mais réduit aussi le travail, l'équipement et simplifie la logistique en éliminant le besoin de stations de base.

Mais cette technique n'a pu être développée que grâce à l'avènement des horloges et orbites précises. En effet, la grande différence entre le positionnement relatif et le PPP, est que les erreurs sur les orbites et les horloges sont limitées. Donc, au lieu d'éliminer ces erreurs à l'aide du différentiel, elles sont déjà éliminées grâce à la précision donnée au départ. Par conséquent, les coordonnées précises peuvent être obtenues directement, sans l'aide d'un second récepteur proche fixe et connu. Au final, la précision des données peut approcher 0.01m.

Ce type de traitement paraît être le plus favorable, car dans ce cas nous n'avons plus besoin de station de base, et la précision des données est identique à celle d'un traitement en différentiel (de l'ordre du centimètre).

2. Type de données GPS disponibles

2.1. Données nécessaires à un traitement GPS

Si l'on veut réaliser un traitement en positionnement absolu, nous allons avoir besoin des données issues du récepteur ainsi que des éphémérides des satellites. Ensuite, pour un positionnement relatif, nous avons besoin en plus des données d'une station de base (IGS en différé), qui va servir de référence. Ces données sont disponibles sur internet. Enfin, pour un PPP, les éphémérides précises sont nécessaires. Lors d'un traitement en relatif ou absolu les éphémérides utilisées peuvent être précises ou non,. Les résultats le seront aussi.

2.2. Données IGS

Les stations IGS (International GPS Service for Geodynamics) sont, comme leur nom l'indique, des stations internationales permanentes qui récoltent des données GPS en continu mais les rendent disponibles en différé.



Elles servent ensuite à construire des lignes de base avec la station cinématique utilisée et elles vont donc servir de référence lors de traitement en positionnement différentiel.

La première station du réseau GPS qui a fonctionné sur le continent antarctique est celle de Mcurdo (base américaine) installée en 1991 (*Bouin, (1999)*).

La station qui nous intéresse est celle française, à Dumont d'Urville donc située à 200km du glacier Mertz. Cette station a été mise en place fin 1997. Les données issues des stations IGS sont des mesures de positionnement absolu toutes les 30 secondes. Ces données sont ensuite à recouper avec les données des éphémérides précises, calculées par les stations de contrôle.

2.3. Données issues des balises GPS

Les balises GPS sont dans un format RINEX (Receiver INdependant EXchange) qui est un format standard. Ce format permet d'enregistrer les observations et des données du message du satellite sous la forme d'un fichier au format ASCII. Ce format permet de combiner des observations faites avec des récepteurs de marques différentes ce qui est impossible en format constructeur qui dépend du matériel. Les données obtenues se composent d'un fichier contenant les observations, d'un fichier avec les données météorologiques et d'un troisième avec le message de navigation.

Tableau 1 : Récapitulatif des données contenues dans les fichiers RINEX. *Source : GPS, localisation et navigation*

Type de fichier	Contenu
Fichier des observations	Données, l'époques, satellites, mesures
Fichier des données météorologiques	Données, l'époque, les mesures
Fichier message de navigation	Données, l'époque, les paramètres de l'horloge du satellite n, les paramètres de l'orbite du satellite n, les corrections ionosphériques

3. Bilan

Tableau 2 : Récapitulatif des sources d'erreur possibles sur des données GPS. *Source : profmarine.org*

Source d'erreur	Description	Erreur Type
Erreur d'orbite	Peuvent subsister malgré la réactualisation par les stations de contrôle	Quelques cm
Erreur d'orbite satellite	La précision des horloges atomiques embarquées à bord des satellites est de l'ordre de quelques nanosecondes, cette imprécision peut générer des erreurs	Quelques cm
Erreur d'horloge	Dépend de la qualité de l'oscillateur	Non évalué
Erreurs atmosphériques, erreur ionosphérique	L'onde électromagnétique se propage moins vite dans un milieu chargé que dans le vide (fonction de l'heure et des cycles solaires)	5-30m et mm en bifréquence
Erreurs troposphériques	L'onde électromagnétique est ralentie par l'atmosphère concentrée dans cette couche (8km à 17km au dessus du pôle à l'équateur)	2.5 m
Trajet multiple	Absorption, atténuation, réflexion ou réfraction	0-20m



Chapitre III

Traitement des données : Analyse et Séparation des différentes composantes du signal

1. Introduction : Principe à suivre pour le traitement de données

La première étape de ce traitement commence par un traitement GPS pour obtenir un format de données qui soit interprétable et utilisable à partir des fichiers RINEX. C'est lors de cette étape que nous allons utiliser les logiciels de traitement GPS.

Pour avoir une idée des différentes possibilités de traitements qui s'offraient à nous, ainsi que de leur précision, nous avons demandé à différents chercheurs, travaillant sur des données GPS d'essayer différents types de traitements sur un jour de données.

Leurs résultats nous ont orientés vers quatre types de logiciels de traitement utilisables. Le premier est TTC, déjà installé, qui est un logiciel de traitement en positionnement relatif. Mais nous n'avons pas pu récupérer des données issues de la station de base à proximité du récepteur. Ce type de traitement n'est donc pas précis. Une autre possibilité est d'utiliser Track, un logiciel de traitement en positionnement différentiel. Son avantage par rapport à TTC est qu'il est donne beaucoup plus d'informations sur la précision des données, et qu'il résout les ambiguïtés entières. Le problème est que ce logiciel n'était pas encore disponible au laboratoire. *King et Aoki* (2003), ont réussi à démontrer qu'il était possible de mesurer le signal de marée en utilisant uniquement un récepteur GPS et le traitement en PPP (*Zumberge et al.* 1997). Nous avons donc décidé d'utiliser SCRS-PPP, un traitement en PPP à l'aide d'un logiciel en ligne.

2. Traitement GPS à l'aide du logiciel SCRS-PPP en ligne

2.1. Présentation

Ce traitement est disponible sur Internet, sur le site canadien SCRS et permet le traitement de données en PPP (figure 8). Il est très facile d'utilisation et gratuit, ce qui lui confère un très grand avantage. Il suffit de soumettre les données brutes RINEX en ligne et les résultats nous sont renvoyés par courriel avec une précision centimétrique. Ces données offrent un traitement en terme de position en latitude, longitude, mais aussi en altitude et donne des précisions sur l'état de la troposphère, les corrections d'horloges, pseudo-distances, phases et ambiguïtés. Les modes de positionnement peuvent être statiques ou cinématiques, mais avec l'analyse que nous voulons faire de nos données, les traitements seront tous réalisés en mode cinématique.

Le fichier renvoyé est composé des positions successives des récepteurs GPS mesurées en latitude, longitude et hauteur de l'ellipsoïde. De plus, la série de données se décompose en deux parties qui sont forward et backward. Le forward est la mesure qui est faite sans tenir compte des ambiguïtés. Par contre le backward corrige ses effets.

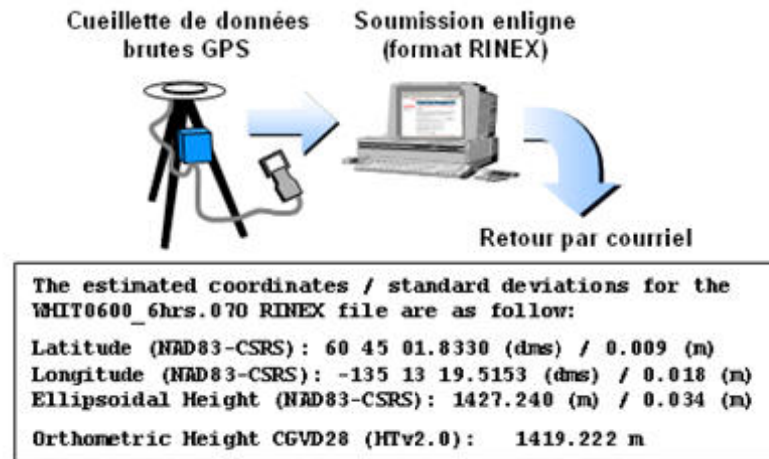


Figure 8 : Principe générale d'un logiciel de traitement GPS, *Source : SCRS-PPP site web*

2.2. Intérêt et limites de cette technique

Pour le traitement des données, nous avons envisagé dans un premier temps d'utiliser le logiciel TTC (Trimble Total Control) qui est un logiciel de traitement différentiel.

Mais un problème s'est ensuite révélé lors de son utilisation : les stations de base qui sont utilisées comme référence sont situées à environ 200 km des balises. Ceci nous posait un problème en terme de précision des résultats. De plus, ce logiciel a posé des problèmes lors du téléchargement des orbites précises.

Suite à ça, nous avons décidé de choisir un logiciel de traitement qui aurait la même précision que le traitement différentiel, mais qui n'en aurait pas les problèmes. Pourtant, une des difficultés de l'utilisation d'un logiciel en ligne tel que celui-ci est qu'il peut être assimilé à une boîte noire, c'est à dire que nous ne connaissons pas précisément les traitements effectués sur les données. Ceci nous amène donc à poser des limites sur la fiabilité des résultats obtenus.

De plus, les fichiers que nous avons reçus étaient partiellement faux, car les valeurs de hauteur à certaines dates sur le backward étaient totalement aberrantes. Ceci nous a amené à éliminer ces données de notre fichier. Ceci va donc se traduire par des trous de 6 jours au total sur les résultats des backwards.

3. Filtrage des données périodiques : élimination des composantes non relatives au mouvement.

3.1. Méthode générale d'une FFT (Fast Fourier Transform)

Comme nous l'avons vu au début de cette partie, les données que nous avons récoltées sont supposées mesurer la marée. Les signaux qui vont alors être enregistrés seront périodiques. C'est pourquoi nous allons nous intéresser au fonctionnement des transformées de Fourier.

Le principe de la FFT d'une fonction périodique est la décomposition ou séparation du signal en une somme de sinusoides de différentes longueurs d'onde (Cf Annexe E). La représentation de la transformée de Fourier se fait ensuite sous la forme d'un diagramme en amplitude et fréquence de chacune des sinusoides. La transformée de Fourier transforme, identifie et distingue les différentes fréquences et amplitudes des sinusoides qui constituent le



signal et les combine en une fonction périodique arbitraire. Cette relation s'écrit mathématiquement :

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t)e^{-j2\pi ft} dt$$

3.2. Analyse harmonique appliquée à la marée: Détermination des phases et amplitudes des ondes de marées

Le signal de marée est composé de différents types d'ondes. Ces ondes sont caractérisées par une hauteur fonction du temps, telle que :

$$h = A(\cos\omega t + \varphi)$$

A correspondant à l'amplitude, ωt à la vitesse de l'onde (fonction des constantes astronomiques), et φ la phase.

Une analyse harmonique est en quelque sorte une FFT mais dans ce cas, au lieu d'essayer de retrouver les coefficients des signaux sinusoïdaux sur des intervalles de temps définis, nous les retrouvons sur des intervalles de temps connus différents pour chaque onde à déterminer. Nous pouvons alors retrouver une valeur de h pour chaque onde de marée. Leur somme nous donne accès au signal propre de la marée.

Mais avant de lancer une analyse, il nous choisir quel nombre d'ondes nous allons considérer. Ceci dépend de la longueur de la série temporelle. Si celle-ci est supérieure à plusieurs mois, on peut chercher 20 à 60 ondes. Par contre, si elle ne fait que quelques semaines, nous devons nous concentrer sur 8 ondes principales, qui sont typiquement les 4 constituants majeurs du signal diurne (K_1, O_1, P_1, Q_1) et les 4 majeurs du signal semi-diurne (M_2, S_2, N_2, K_2) (*King et al. (2006)*). Une fois que l'on a obtenu les amplitudes et les phases des ondes grâce à un petit programme exécutable, on peut reconstituer le signal de la marée en les hauteurs h pour chacune des ondes et pour toutes les dates t . Ce signal est ensuite retiré de notre signal initial (*Vey et al. 2002*). Nous obtenons enfin le signal retiré de la marée.

3.3. Filtrage des données sans marée

Une fois que la marée a été retirée de nos données, nous avons effectué un filtrage des données restantes. Nous supposons que les fréquences contenues dans le signal ne sont pas supérieures à 1 minutes⁻¹ (les fréquences supérieures à cette valeur n'étant pas naturelles). Nous allons donc effectuer un filtrage du signal, en retirant du signal toutes les fréquences au dessus de cette fréquence de coupure.

L'opération correspondante est appelée transformée de Fourier inverse dont la formule est présentée ci-dessous

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(f)e^{j2\pi ft} df$$

Elle permet de revenir au signal temporel à partir de son contenu fréquentiel.

4. Projections dans les trois directions du mouvement

Une fois que nous avons retiré la marée et que nous avons filtré nos données, nous pouvons effectuer une projection. L'intérêt de cette technique est d'obtenir des projections dans le sens d'écoulement du glacier, dans le sens latéral à cet écoulement et orthogonal à ces



deux directions. Une fois que nous aurons obtenu ces différentes composantes, nous pourrons facilement en déduire les mouvements du glacier.

Pour cela, dans un premier temps, nous transformons les coordonnées en latitude, longitude et hauteur coordonnées cartésiennes x, y, z . Ensuite, nous changeons l'origine du repère en prenant comme nouvelle origine la position moyenne des GPS (moyenne entre les deux GPS au cours du temps)

Pour réaliser cette première étape, on calcule la droite de régression linéaire des coordonnées x, y et z de chaque récepteur.

On obtient donc pour chaque variable, une droite de régression de la forme :

$$x = a_x * t + b_x$$

$$y = a_y * t + b_y$$

$$z = a_z * t + b_z$$

On va donc créer deux nouveaux vecteurs : \vec{V}_t , dont les coordonnées seront (b_x, b_y, b_z) et un second vecteur : (a_x, a_y, a_z) . Le vecteur \vec{V}_t représente la position moyenne des GPS dans le temps. Il a pour origine le centre de la Terre et il est principalement orienté dans le sens vertical (figure 9). Au contraire, le vecteur \vec{V}_g va représenter une anomalie de position, et va donc être orienté dans le sens d'écoulement du glacier.

Nous avons donc déjà deux vecteurs orthogonaux à disposition : \vec{V}_g et \vec{V}_t . Comme le vecteur \vec{V}_g est principalement dans la direction d'écoulement du glacier, nous allons le transformer en l'axe x , dans un repère local. Le vecteur \vec{V}_t dirigé selon la verticale sera donc le troisième axe, z .

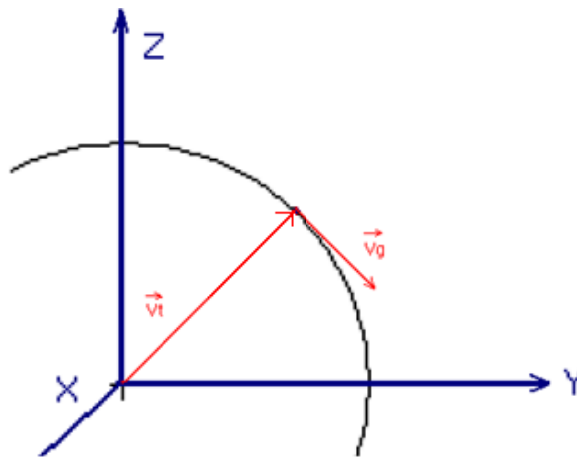


Figure 9 : Repère cartésien situé aux deux origines : centre de la Terre et position moyenne sur le glacier

Pour rendre ces deux vecteurs unitaires, nous allons les diviser par leur norme. Nous obtenons alors les deux nouveaux vecteurs \vec{n}_x et \vec{n}_z . Pour finir de créer un nouveau repère, il nous manque un troisième axe y , orthogonal aux deux premiers vecteurs.

Nous obtenons donc au final, un repère composé des vecteurs \vec{n}_z (z) selon la verticale, \vec{n}_x (x) dans la direction d'écoulement du glacier, et \vec{n}_y (y), perpendiculaire aux deux autres (figure 10).



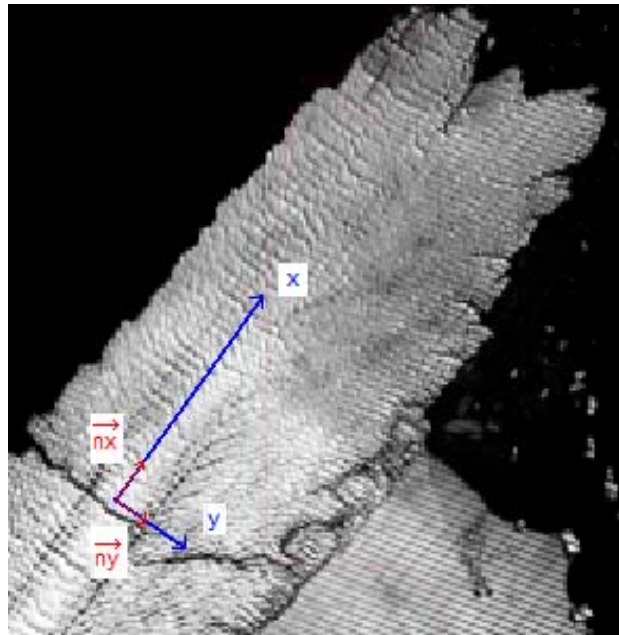


Figure 10 : Situation des nouveaux axes sur le glacier. Image Lansat Haute résolution. 27 décembre 2006.

La dernière étape de ce calcul va être la détermination de la projection des vecteurs instantanés dans ce nouveau repère. Pour déterminer un vecteur instantané en un point donné, nous allons calculer sa régression linéaire à l'aide des 10 points le précédant et des 10 points qui le succèdent (figure 11).

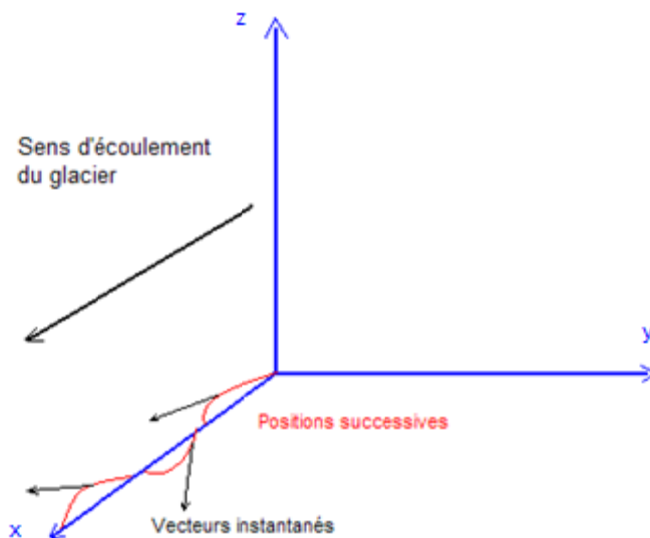


Figure 11 : Représentation du nouveau repère et des positions successives prises par les GPS

Cette technique est un bon moyen de filtrer les enregistrements en dessous de 10 minutes et donc d'éliminer du bruit. Cette régression linéaire effectuée en chaque point (sauf pour les 10 premiers) et pour chaque coordonnée va nous donner une équation de régression pour chaque vecteur.

Le coefficient directeur de la droite de régression va correspondre par définition à une vitesse (en mètres par heure). De même, nous nous intéresserons à la moyenne à chaque point, qui nous donnera la position moyenne.

Une fois ces droites de régression déterminées, nous allons projeter en chaque point, son coefficient directeur de droite de régression (donc sa vitesse), ainsi que la moyenne de position. Pour cela, un simple calcul de produit scalaire avec les vecteurs unitaires \vec{n}_x \vec{n}_y \vec{n}_z est nécessaire.

Au final, ces différents calculs nous aurons permis d'avoir accès à des vitesses et des positions moyennes dans les trois cas suivants : selon l'écoulement, en travers de l'écoulement, et sur la verticale.



Chapitre IV

Résultats et Interprétations

1. Mesure du mouvement vertical : Validation des données

Une fois le traitement GPS à l'aide de PPP achevé, nous obtenons un fichier en latitude, longitude et hauteur par rapport à l'ellipsoïde. Ces fichiers sont composés de deux parties qui sont le forward et le backward. Le forward est la mesure faite sans déterminer les ambiguïtés, donc moins précise. Cependant, lorsque nous avons reçu les données issues du traitement PPP, presque la moitié des données en backward étaient faussées et aberrantes. Nous avons donc préféré éliminer toutes ces valeurs, de manière à ne pas fausser l'analyse. Les représentations graphiques en backward présenteront donc des « trous ».

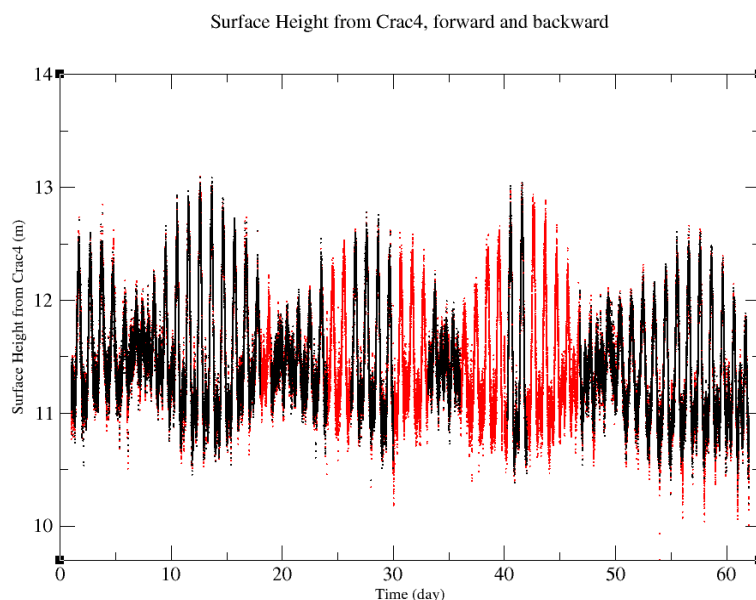


Figure 12: Hauteur enregistrée sur le GPS 4 en forward (noir) et backward (rouge).

On remarque sur la figure 12 l'absence d'enregistrement sur plusieurs jours (en rouge). Cet enregistrement est celui du backward. Ces deux jeux de données sont bien corrélés sur toute la série. De plus, lorsqu'on mesure la RMS (Root Mean Square) de la différence entre le forward et le backward pour le GPS 4, sur 10 jours, on obtient une valeur de $-2,8184 \cdot 10^{-3}$ ce qui est très faible.

Il existe donc peu d'ambiguïtés à résoudre. Nous pourrions utiliser les données issues du forward pour nos analyses, car elles ont approximativement la même précision et sont continues dans le temps.

La figure suivante (figure 13) représente l'évolution en fonction du temps de la hauteur (pour le forward). La courbe noire correspond à l'enregistrement du GPS 4 et celle en rouge celui du GPS 5. La différence de hauteur entre les deux GPS est due à la topographie du glacier. Ces deux premières figures nous montrent que les données qui ont été enregistrées semblent valides, car elles enregistrent les marées. L'enregistrement GPS a donc bien fonctionné sur tout l'intervalle de temps et pour les deux GPS.

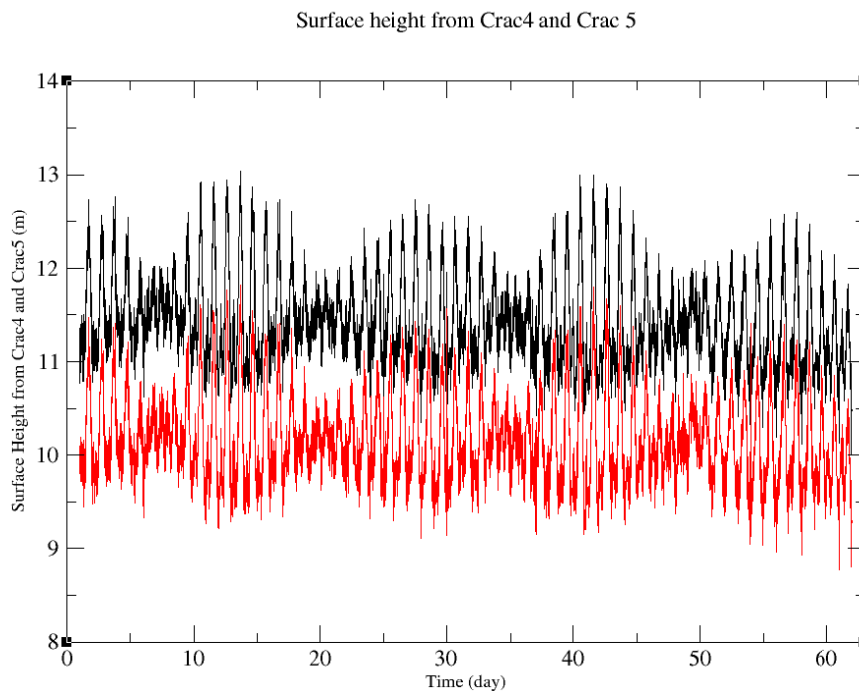


Figure 13 : Représentation de la hauteur ellipsoïdale pour les GPS 4 (en noir) et 5 (en rouge) en fonction du temps.

De même, nous pouvons comparer ces données issues du GPS 4, avec les données de marée enregistrées par un des marégraphes. Celui utilisé ici est situé à Dumont d’Urville, c’est-à-dire à 200 km du glacier. Si nous comparons aux mêmes dates les deux jeux de données, on remarque bien une corrélation entre les deux. Cependant, il existe un déphasage d’environ 40 minutes dû au temps de propagation de l’onde entre Dumont d’Urville et le glacier.

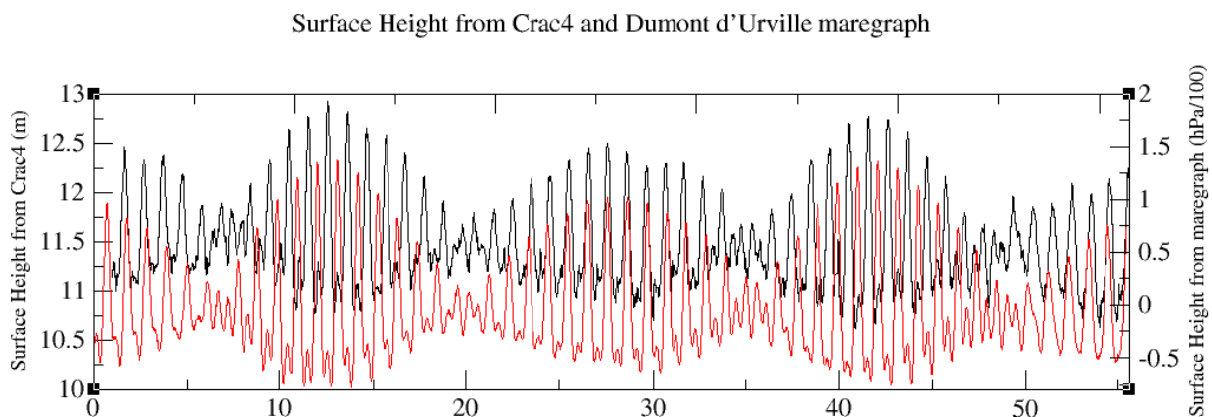


Figure 14: Données de pression de fond (hPa/100) issues du marégraphe de Dumont d’Urville (en noir) et hauteur enregistrée par le GPS 4 (en rouge).

Les données étant valides, nous allons pouvoir réaliser l’analyse harmonique nous permettant de retirer la composante de marée. Les résidus obtenus nous donneront accès aux variations de hauteur des GPS. Cette valeur est supposée très faible, car les variations de position sur le glacier seront principalement selon l’écoulement, et de moindre mesure perpendiculairement.



2. Ecoulement horizontal du glacier

2.1. Direction et vitesses d'écoulement horizontal

Les mesures de régression linéaire sur l'ensemble du jeu de données nous ont permis d'obtenir deux vecteurs (\vec{V}_{g4} et \vec{V}_{g5} table 3 pour les GPS 4 et 5 respectivement) représentant les directions d'écoulement propres à chaque GPS.

Tableau 3 : Récapitulatif des directions d'écoulement des GPS 4 et 5

Coordonnées géocentriques	\vec{V}_{g4}	\vec{V}_{g5}
X	-0.1184	-0.121
Y	-0.021	-0.027
Z	0.036	0.0356

On remarque que ces deux vecteurs n'ont pas les mêmes coordonnées, ce qui nous montre que les deux GPS ne vont pas suivre exactement la même direction (figure 15).

Nous nous sommes ensuite intéressés à la direction générale d'écoulement du glacier à l'aide d'images Landsat haute résolution (figure 15). Pour cela, nous avons tracé un vecteur sur la plus grande ligne d'écoulement possible (en bleu), puis nous avons mesuré son orientation. On remarque sur la figure 16 que les GPS ne suivent pas la direction générale de l'écoulement.

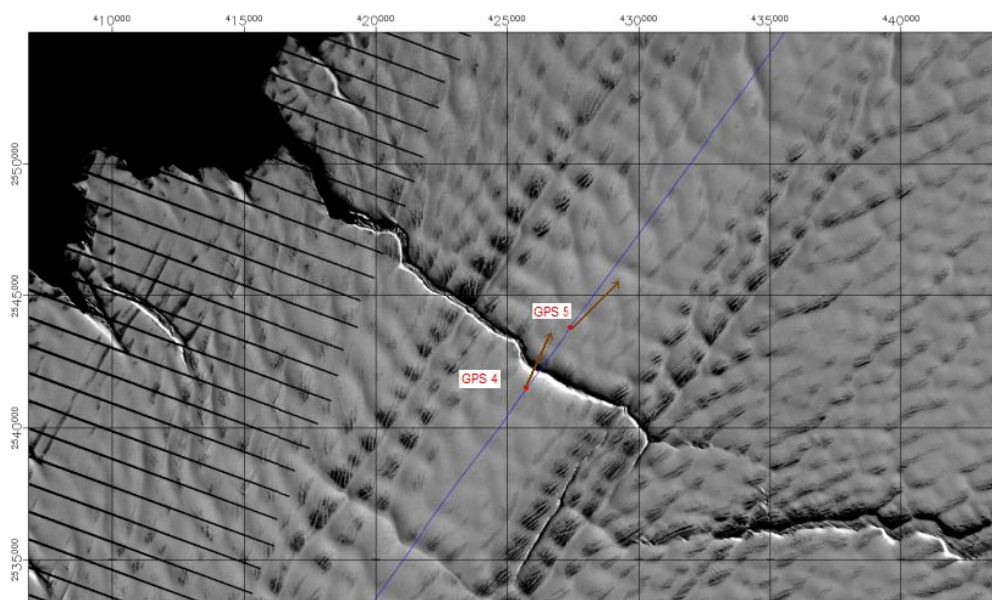


Figure 15 : Image Landsat de la crevasse du glacier. 27 décembre 2006. Les deux flèches représentent les directions d'écoulement des GPS 4 et 5 et la ligne bleu la direction d'écoulement générale du glacier. L'échelle est de 5km par grille.

Cette différence de direction est due à la présence de la crevasse entre les deux GPS. Cette crevasse s'ouvrant au fur et à mesure du temps va modifier la direction de Crac5 par rapport à Crac4 dans le temps.



Nous allons maintenant nous intéresser aux valeurs de ces vitesses d'écoulement. Nous mesurons dans un premier temps qu'au cours des 60 jours d'enregistrement, le glacier a avancé d'environ 185 mètres. En calculant plus précisément la vitesse d'écoulement pour chaque GPS, on obtient une vitesse de 3.01 mètres par jour pour le GPS 4 et une vitesse de 3.11 mètres par jour pour le GPS 5. Les valeurs calculées correspondent à celles qui ont été déjà calculées par *Legrésy et al* (2004), c'est-à-dire entre 1.9 et 6.8 mètres par jour et de l'ordre de 1200 mètres par an.

Cette vitesse est modulée par différents effets. Lorsque le glacier va avancer, il va avoir tendance à s'étaler en largeur. Par conservation du flux, soit la hauteur de glace va diminuer, soit la vitesse d'écoulement va augmenter. Le plus souvent, on observe un équilibre entre les deux. Ensuite, une fois que le glacier flotte sur l'eau, sa vitesse va être augmentée, à cause d'une diminution de la résistance basale à l'écoulement (figure 16).

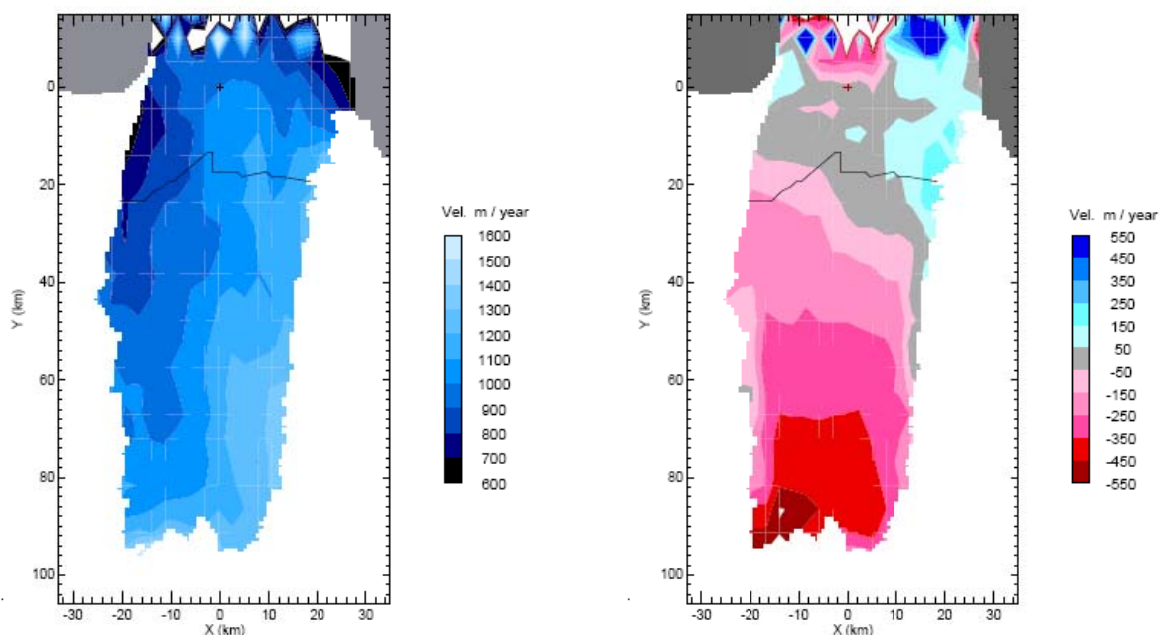


Figure 16 (a,b) : a- Norme des vecteurs vitesses dirigés selon l'écoulement du glacier : du 12 mars 2005 au 23 septembre 2005. La ligne de développement de la crevasse est indiquée par la ligne noire.

b- Normes des vecteurs vitesses d'écoulement dirigés vers la gauche (en rouge) et vers la droite (en bleu)

Source : *Giles et al.* (2008).

Ensuite, *Legrésy et al.* (2004) et *Murray et al.* (2007) ont montré l'influence des marées sur la vitesse. Nous allons nous intéresser à cet effet dans la seconde partie.

2.2. Influence des marées sur la vitesse d'écoulement

En regardant la figure 17, on peut remarquer que la pseudo période de l'anomalie de position dans le sens d'écoulement du glacier semble être corrélée à la modulation de la marée. Nous remarquons notamment que lorsque nous sommes dans des périodes de fortes marées, l'écoulement semble être plus fort (et donc augmente l'anomalie de position).



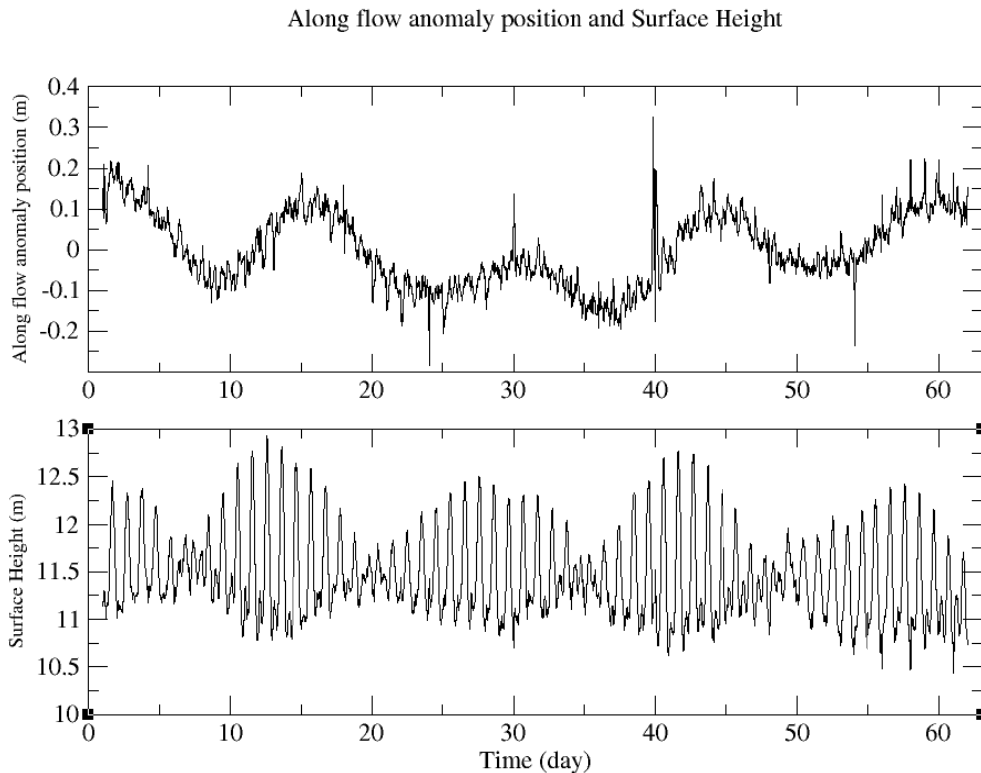


Figure 17: Anomalie de position dans le sens de l'écoulement pour le GPS 4 (en haut) et marée (en bas) en fonction du temps

Legrésy et al. (2004) et *Murray et al. (2007)* ont réussi à démontrer l'influence des marées sur cette vitesse. Nous pouvons citer pour exemple l'expérience de Murray qui a montré que les vitesses d'écoulement sont supérieures pendant les équinoxes où il existe deux marées semi diurnes d'amplitude comparable et inférieures aux solstices lorsque l'une des marées semi diurne a une amplitude inférieure. Pourtant, nous ne sommes pas exactement dans la même physique que celle présentée par *Legrésy et al (2004)* car dans ce cas, nous devrions observer de fortes diminutions de l'anomalie de l'écoulement lorsque la marée est basse ce qui n'est pas le cas ici.

Si l'on observe pendant trois jours la réaction de l'écoulement face aux marées (figure 18), on remarque qu'il existe bien une accélération de l'écoulement pendant les phases de marée haute, mais avec un déphasage.

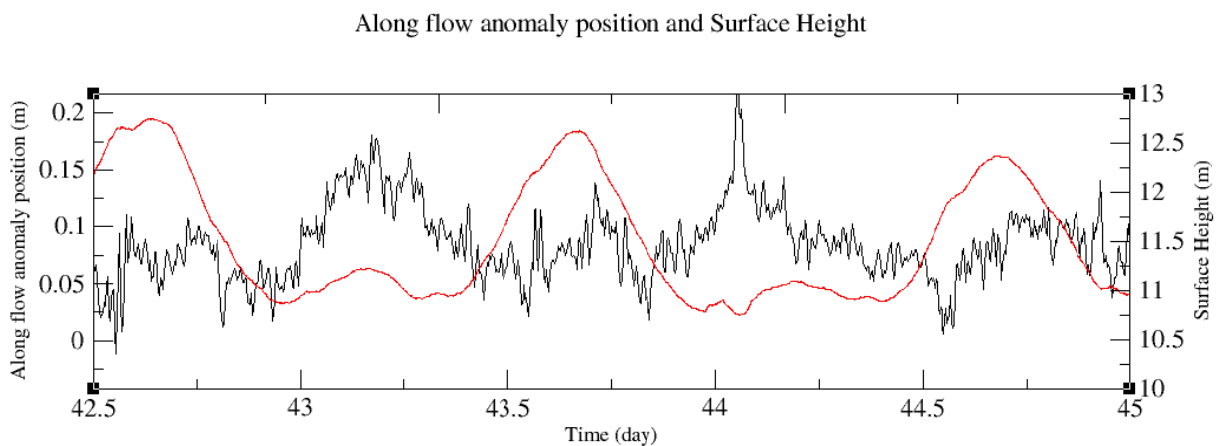


Figure 18: Anomalie d'écoulement (en noir) et marée (en rouge) au cours du temps



Ces résultats montrent que les vitesses d'écoulement longitudinales ne vont être influencées par la marée que pendant les périodes de forte marée, effet déjà démontré par Murray *et al* (2007).

Cet effet est relativement difficile à expliquer, mais nous pouvons avancer une hypothèse. En effet, on remarque que le glacier ne répond qu'aux amplitudes les plus fortes de la marée. On peut donc supposer que lorsque la marée va être la plus haute, de l'eau va s'infiltrer sous le glacier, comme « pompée ». Cette eau va imbiber les sédiments et donc faciliter l'écoulement. Donc lorsque l'eau va se retirer, cet effet lubrifiant sera toujours présent, ce qui explique pourquoi la vitesse d'écoulement ne va pas diminuer tout de suite.

Lorsque Legrésy *et al.* (2004) ont fait leurs expériences pour démontrer l'influence des marées sur les vitesses d'écoulement horizontal, ils ont pu enregistrer l'effet des marées sur l'écoulement. On peut donc vérifier que pendant cette période là, ils étaient en forte marée.

3. Influence de la marée sur le mouvement latéral du glacier

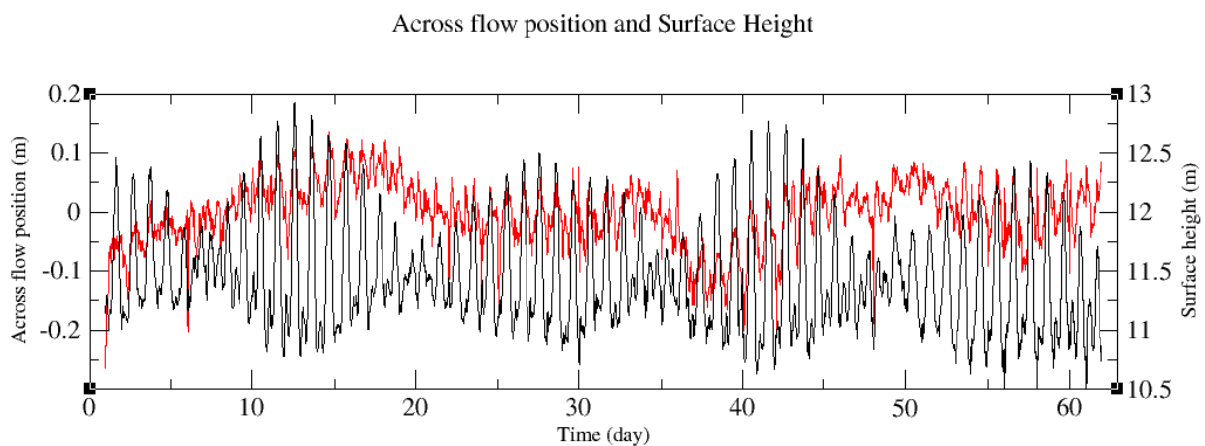


Figure 19 : Evolution dans le temps de la marée (en noir) et des positions successives latérales au mouvement pour le GPS 4 (en rouge).

Au vu des premiers résultats, on suppose que lorsque la marée va monter ou descendre, elle va générer des mouvements latéraux de la langue de glace. Si nous traçons sur un même graphique (figure 19) l'évolution dans le temps de ces deux variables (en rouge le mouvement latéral pour le GPS 4 et en noir la variation de hauteur), on remarque qu'elles semblent corrélées. En effet, la pseudo-période du mouvement latéral semble correspondre à celle de la marée. Pour confirmer ce résultat, nous allons nous concentrer sur une période de 5 jours (figure 20)

La montée de la marée va être accompagnée de courants de marée orientés vers l'est. Ces courants vont exercer une force sur la langue de glace, dans la direction de l'axe y (latéral à l'écoulement donc vers l'est). On remarque facilement une corrélation entre les deux phénomènes. Lorsque l'on va avoir augmentation du courant, on a presque au même moment une poussée de la langue de glace vers l'Est. Si on compare sur la même figure les anomalies de mouvement latéral à l'écoulement pour les deux GPS, on remarque qu'ils suivent la même trajectoire, dépendante du courant. Mais en regardant plus précisément les amplitudes pour chaque GPS, on remarque qu'elle est plus importante pour le GPS 5. De même, il semble que le GPS 5 s'écarte de sa position avant le GPS 4.



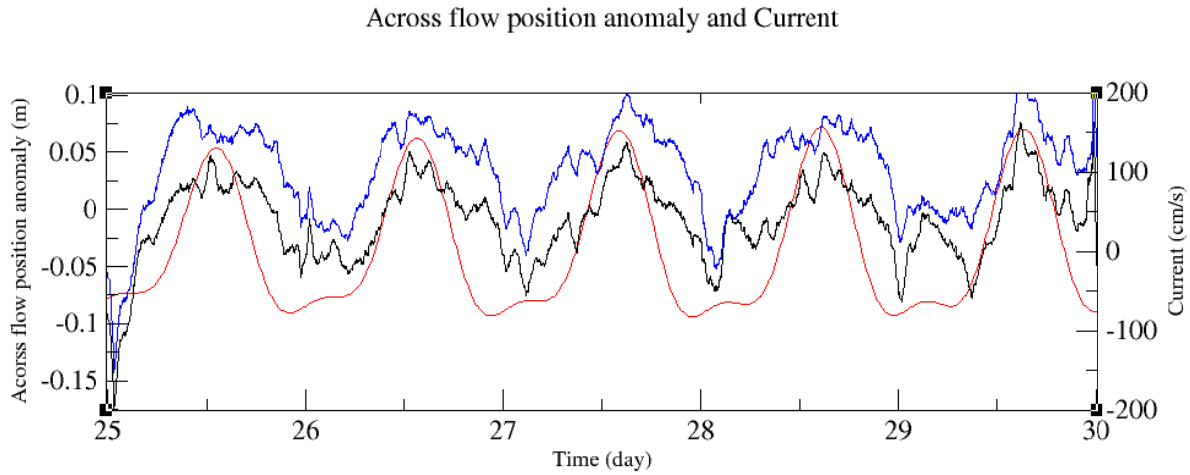


Figure 20 : Mouvement latéral du glacier mesuré par Crac4 (noir) par Crac5 (en bleu) et courants de marée suivant l'est (rouge)

Ces observations semblent logiques, car le courant va dans un premier temps ouvrir la crevasse, donc créer un mouvement latéral enregistré par le GPS 5, puis pousser l'intégralité de la langue de glace, phénomène enregistré à la fois par le GPS 4 et le GPS 5.

4. Suivi de l'écartement de la crevasse

4.1. Caractérisation de l'écartement

La mesure de l'écartement de la crevasse est réalisée en calculant la norme de la différence des vecteurs vitesse de chaque GPS. Nous obtenons un écartement de 12 cm/jour ce qui paraît assez plausible dans ce cas. (et pour un écoulement d'environ trois mètres)

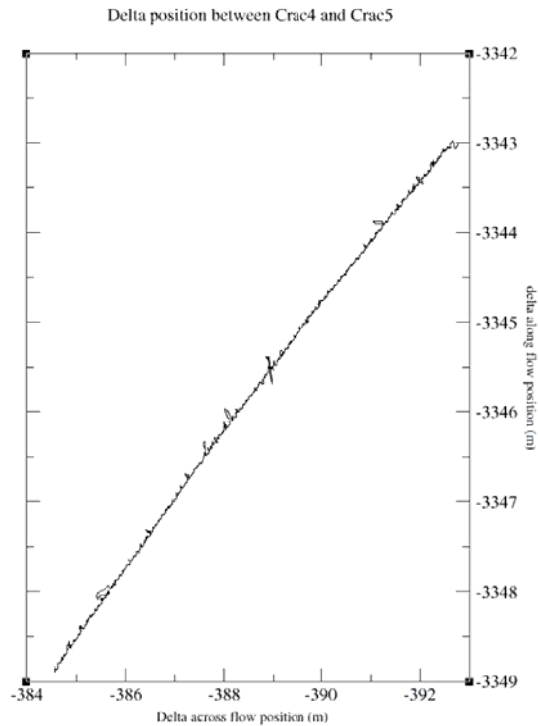


Figure 21: Variation de position entre Crac4 et Crac5 en fonction du temps. En abscisse nous avons la différence de position latérale du glacier et en ordonnée la différence de position dans le sens d'écoulement.



Nous avons vu précédemment que les GPS 4 et 5 n'avaient pas la même direction d'écoulement. Si l'on trace la différence de position dans le temps des deux GPS (figure 21) nous pouvons suivre leur éloignement.

Cet éloignement se fait suivant un azimut de 35° . Si l'on mesure l'angle entre les deux GPS au début des mesures, nous obtenons un angle quasi-nul (0.2°). L'angle évoluant dans le temps, on peut en déduire qu'il existe à la fois une vitesse dans le sens de l'écoulement, mais aussi dans le sens latéral. Pour avoir ce mouvement de rotation, il faut nécessairement que le glacier s'ouvre et donc que la crevasse s'agrandisse dans le temps.

Grâce à des mesures sur des images Landsat haute résolution, nous pouvons mesurer l'angle de la crevasse. Dans ce cas, nous trouvons un angle de $35,85^\circ$ donc environ égal à celui mesuré entre les deux GPS. Nous pouvons tracer de nouveau les variations de position suivant la direction d'écoulement du glacier et latéralement. Mais dans ce cas, nous allons éliminer la courbe de tendance (linéaire), pour nous concentrer sur les anomalies de position au cours du temps. (figure 20). Sur ces deux figures, on remarque tout de suite qu'il existe une rotation à l'origine de la formation d'une sorte de parabole. Cette forme est due à la rotation de la partie de langue de glace portant Crac5 par rapport à Crac4.

Delta along flow and across flow positions between Crac5 and Crac4

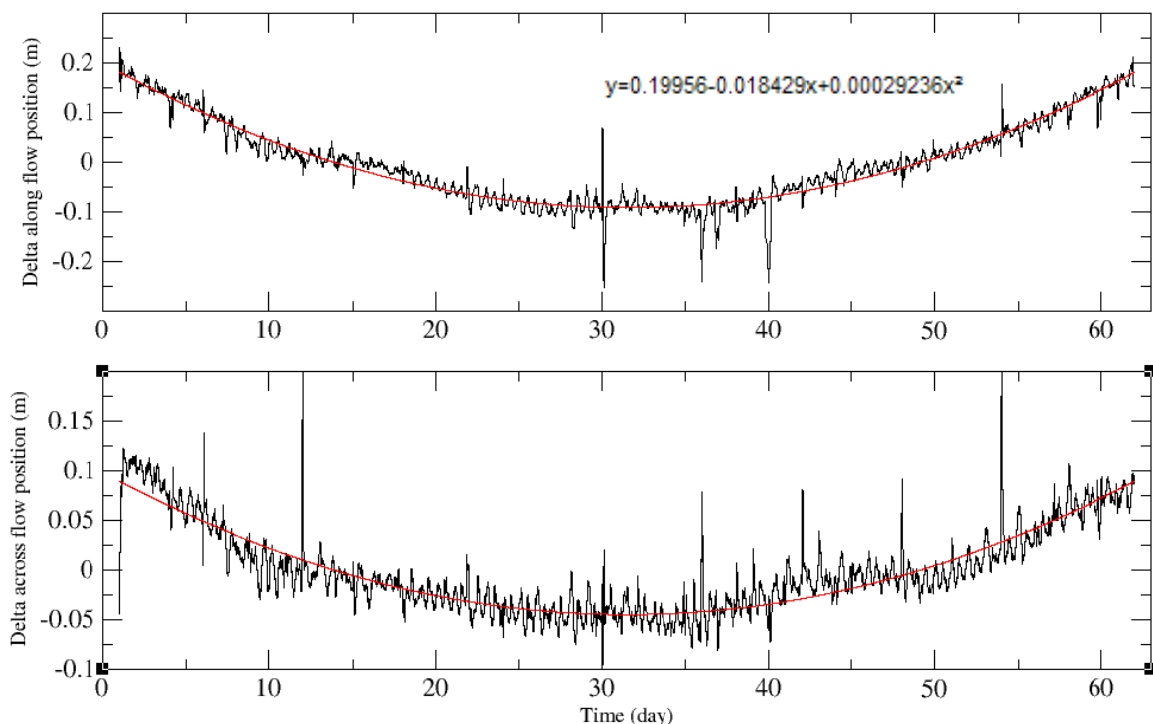


Figure 22 (a,b) : Anomalie de vitesse selon la direction d'écoulement du glacier et latéralement à cet écoulement.

Cette figure est intéressante, car elle va nous donner des informations sur le rayon de courbure et donc le centre de rotation de la crevasse. Pour la figure 22-a, on ajuste une forme polynomiale de degré 2 à la courbe. Une fois que nous avons l'équation polynomiale de cette courbe, nous pouvons calculer le rayon de courbure. On trouve un rayon de 15 km . Ce rayon de courbure nous permet d'avoir accès à une position approximative du centre de rotation de la crevasse (figure 23).



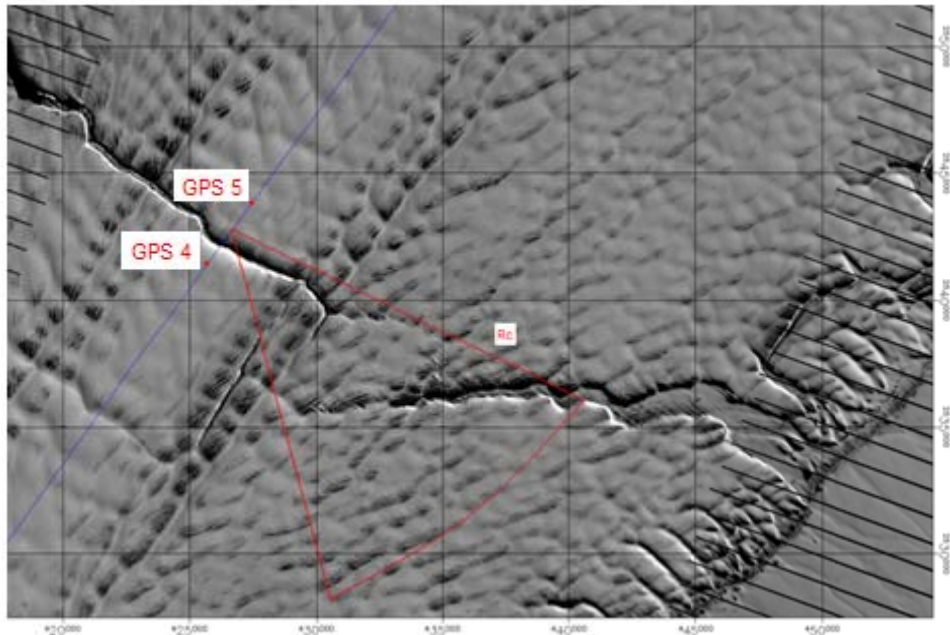


Figure 23 : Emplacement approximatif du centre de rotation de la crevasse. Rc représente le rayon de courbure. La position du centre de rotation se situe sur l'arc de cercle de rayon Rc.

4.2. Influence de la marée sur l'ouverture de la crevasse

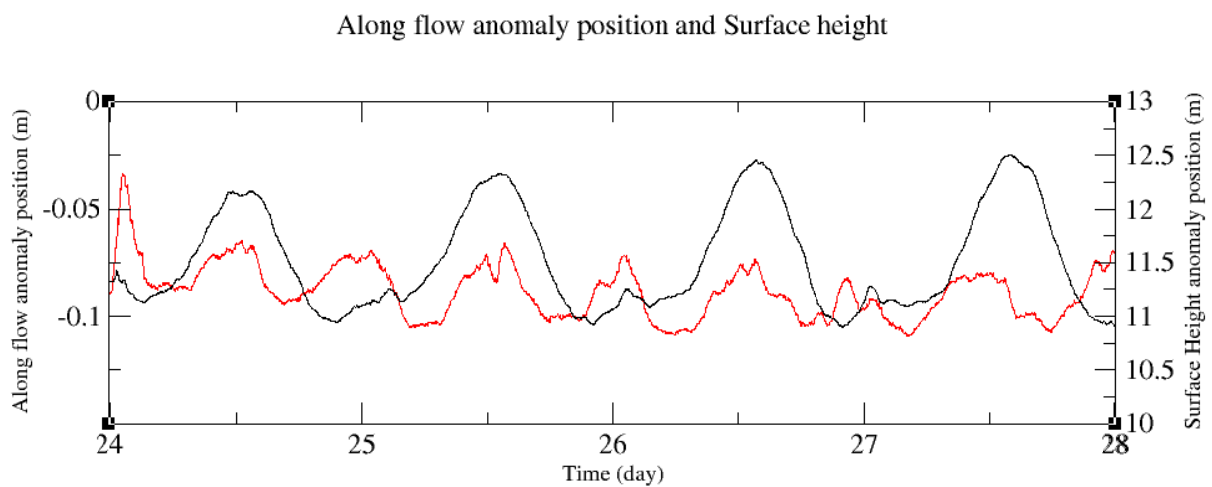


Figure 24 : Ecartement de la crevasse entre Crac5 et Crac4 (en rouge) et hauteur en fonction du temps (en noir)

Pour suivre l'influence de la marée sur l'ouverture de la crevasse, on reprend la figure 22-a, que l'on zoom sur 4 jours. En parallèle, on regarde l'évolution de la marée. On voit très bien sur la figure 24 une corrélation entre l'ouverture de la crevasse et la marée. Lorsqu'elle va augmenter, on va avoir ensuite une augmentation de la différence de position entre les deux GPS. Mais on peut aussi remarquer que la réponse du glacier semble double.

On peut observer que entre deux ondes diurnes (amplitudes la plus forte) une légère augmentation de la hauteur, due aux ondes semi diurnes. Une hypothèse serait que ces ondes vont être suffisantes pour ouvrir la crevasse à son maximum. Les ondes diurnes qui suivent ensuite ne pourront donc pas ouvrir d'avantage la crevasse. Cette hypothèse sous-entend aussi que les marées vont exercer une pression sur cette crevasse, qui lorsqu'elle sera suffisamment ouverte et fragilisée pourra émettre un iceberg.



5. Conservation de la quantité de glace au cours du trajet du glacier

Enfin, nous allons nous intéresser à la déformation du glacier. En effet, nous voulons savoir si au cours des 60 jours de données, le glacier s'est déformé et dans quelles directions.

Pour cela, nous avons calculé le taux de déformation entre le premier et le dernier jour de mesure pour les GPS 4 et 5. Nous obtenons des valeurs de 0.19 an^{-1} pour Crac4 et 0.094 an^{-1} pour Crac5 dans les deux directions de l'espace accessibles (x et y)

Les taux de déformation n'étant pas nuls, on en déduit que nous allons avoir soit un écartement, qui sera mis en évidence par une déformation selon l'axe des y , ou alors un amincissement, mesuré par le taux de déformation suivant z . Pour mesurer la déformation, il faudrait alors que l'on ait les deux GPS l'un à côté de l'autre, et que l'on s'intéresse à leur écartement au cours du temps.

La plus grande part de la déformation est suivant z , ce qui nous laisse penser que le glacier va s'amincir. Pour mieux comprendre ce phénomène, et surtout la différence de valeur entre Crac4 et 5, on mesure la différence de position verticale entre le premier jour et le dernier jour. On obtient des valeurs de l'ordre de 1.78 m/an pour Crac4 et 1.21 m/an pour Crac5. Dans ce cas, il est difficile de dire si Crac 4 enregistre un plus fort amincissement que Crac5, ou au contraire, que Crac5 va moins s'amincir que la normale.

Pour expliquer ce phénomène, trois hypothèses s'offrent à nous: Tout d'abord, en regardant la figure 18, on remarque à gauche du GPS 4, une fracture. Cette fracture semble écarter les deux lignes d'écoulement. Nous avons vu précédemment que lorsque la largeur sur laquelle se fait l'écoulement augmente, par conservation de masse, la glace s'amincit. Cette fracture est le témoin en amont d'une tension exercée entre les deux lignes d'écoulement. Cette tension va avoir tendance à amincir la glace. Ce premier phénomène expliquerait donc bien que le GPS 4 enregistre plus d'amincissement que prévu.

La seconde hypothèse suggère que le GPS 5 voit la glace s'amincir moins que prévu, à cause des phénomènes de regel qui ont lieu sous la glace. (Rémy, 2005) Les processus de regel ont lieu près du front du glacier tandis que la fonte basale se fait à l'opposé près de la ligne d'échouage. Le GPS 5 va donc enregistrer plus de regel que le GPS 4.

Enfin, la dernière hypothèse, mais la moins plausible, serait que la neige sous le GPS 4 serait plus compactée, à cause de la fonte estivale (car les enregistrements se font pendant l'été). En effet, la densité de la neige est à environ 0.4. Lorsque la glace va fondre, la densité va augmenter jusqu'à 0,9 et la neige va alors se compacter.

Mais l'hypothèse la plus probable reste la première. En effet, en regardant les images Landsat (figure 23), et en mesurant l'écartement entre les lignes d'écoulement au niveau de chacun des GPS, on peut voir une anomalie de largeur au niveau de Crac4. De plus, on a pu remarquer sur le terrain une grande activité des fractures et crevasses dans cette zone (Legrésy 2008, *Pers. communication*). Ceci corrobore donc bien cette première hypothèse.

6. Conséquences du vèlage d'un iceberg par le glacier Mertz

Une des grandes conséquences du vèlage d'iceberg par le glacier Mertz est la modification radicale du paysage de la région. A l'ouest du glacier on peut observer une polynie (zone d'eau libre) . A cet endroit, un fort vent subsiste toute l'année, et accélère la



formation de glace de mer (en refroidissant l'eau). Une fois cette glace formée, elle est évacuée, toujours par le vent. L'eau située dans ce bassin est donc plus salée et froide qu'ailleurs, et donc plus dense. Elle va ensuite plonger en profondeur (comme c'est le cas dans l'océan Atlantique Nord) et participer à la circulation thermohaline globale (figure 25) (Kern et al. (2007)).

On suppose que la présence de la langue de glace a une influence sur la formation de cette polynie. En effet, plus à l'ouest, on peut observer des vents violents (à 200 km/h presque toute l'année) avec environ la même géographie mais sans polynie. De même, si l'on observe de manière générale en Antarctique, elles semblent préférentiellement se former à l'ouest des grands glaciers. Le vêlage d'iceberg pourrait avoir différentes conséquences.

Tout d'abord, l'iceberg pourrait partir vers l'ouest et donc bloquer cette plongée d'eau profonde. Mais compte tenu de la direction d'ouverture de la crevasse, nous pensons qu'il pourrait plutôt être évacué à l'est du glacier. Lors de l'émission de l'iceberg, de l'eau plus douce va entrer dans le bassin et va alors diminuer la densité de l'eau ce qui pourrait ralentir la polynie. Mais nous supposons que les effets pourront n'être ressentis que plusieurs années après l'émission l'iceberg, le temps que toute l'eau déjà en circulation ne soit éliminée.

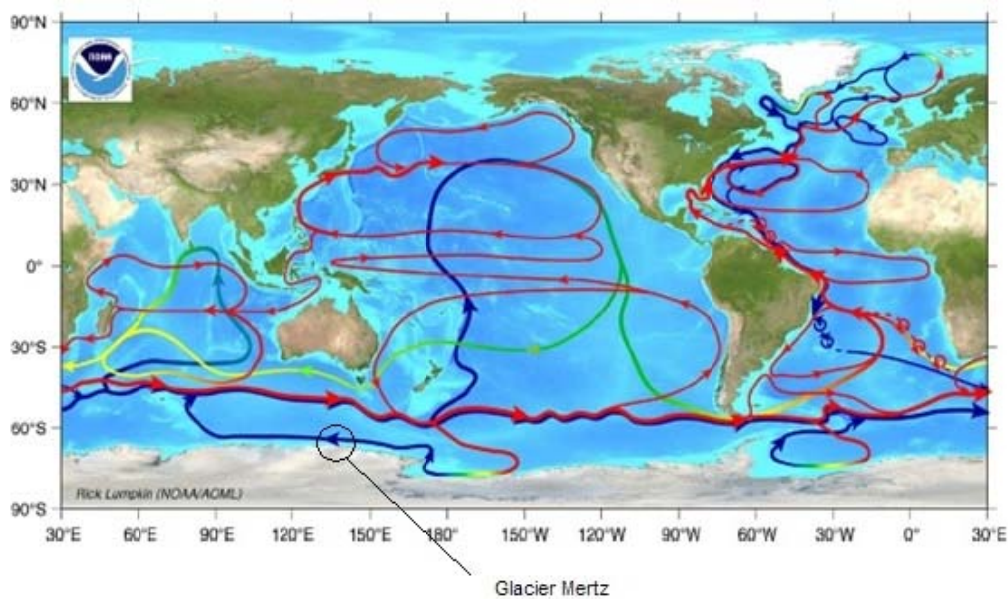


Figure 25 : Circulation Thermohaline. Les flèches rouges indiquent la circulation de l'eau en surface, et les bleues la circulation profonde. Source : Richardson (2008)



Chapitre V

Limites de cette étude

1. Erreurs et précision des valeurs

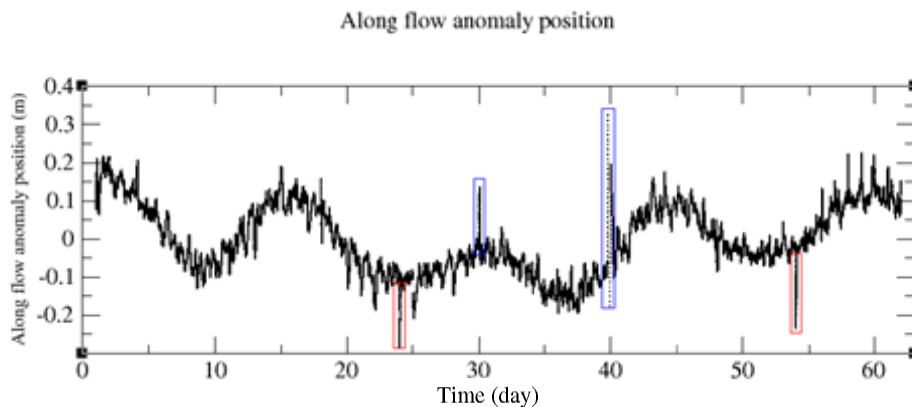


Figure 26: Anomalie de position dans le sens d'écoulement du glacier

Lorsque nous regardons par exemple les anomalies de position dans le sens d'écoulement du glacier (figure 26), on remarque 4 valeurs qui semblent aberrantes. (encadrés de couleur). Les encadrés bleus correspondent à des erreurs dues au traitement GPS. En effet, lorsque nous recevons les fichiers résultats du traitement PPP, nous avons en même temps accès aux erreurs sur les données. Les erreurs sont fréquemment dues aux corrections d'horloges par les récepteurs GPS. Ce phénomène intervient à intervalles fixes lorsque les récepteurs GPS se recalent sur les horloges atomiques des satellites, pour éviter la divergence des erreurs sur les horloges (qui faussent ensuite le traitement). Mais lorsque les récepteurs vont se recalculer, ils vont entraîner des erreurs sur les données. En ce qui concerne les encadrés rouges, nous ne savons pas exactement quelle est leur cause. De même, l'ordre de grandeur étant assez faible (environ 20 cm), nous pouvons supposer que l'erreur est relative à la résolution des ambiguïtés de phases.

Les traitements en PPP nous permettent d'avoir accès à des valeurs de l'ordre du centimètre. Cette technique, même appliquée dans les conditions présentes en Antarctique, nous donne accès à des valeurs très précises. Dans le cadre de notre étude, nous nous intéressons à des variations de hauteur de l'ordre du centimètre, et compte tenu de la longueur de la langue de glace, on peut supposer qu'il existe des effets dus à la courbure de la Terre. En calculant ces effets, on remarque qu'ils sont de l'ordre du millionième de mètre, ce qui reste très faible. Mais cet effet doit être pris en compte dès que l'on s'intéresse à des variations de position de l'ordre du kilomètre.

2. Limites concernant la méthodologie

Nous avons voulu dans un premier temps, traiter les données à l'aide d'un logiciel de positionnement relatif, TTC. Mais nous avons rencontré de nombreux problèmes, notamment dus à l'absence de station de base à moins de 200 km. De plus, nous n'avons pas pu télécharger les orbites précises, ce qui nous a contraint à utiliser un autre type de logiciel, ne nécessitant pas de station de base. Comme il n'existe que très peu de logiciels de traitement



GPS en PPP accessibles, nous avons utilisé le logiciel SCRS-PPP. La limite principale concernant notre étude est l'absence d'informations complètes sur la fiabilité des résultats donnés par le site SCRS-PPP. Monsieur *Coleman* de l'université de Tasmanie, ayant travaillé avec monsieur *Bassis* s'est proposé de traiter les données avec le logiciel de traitement Track, toujours en différentiel mais beaucoup plus précis et efficace que TTC.

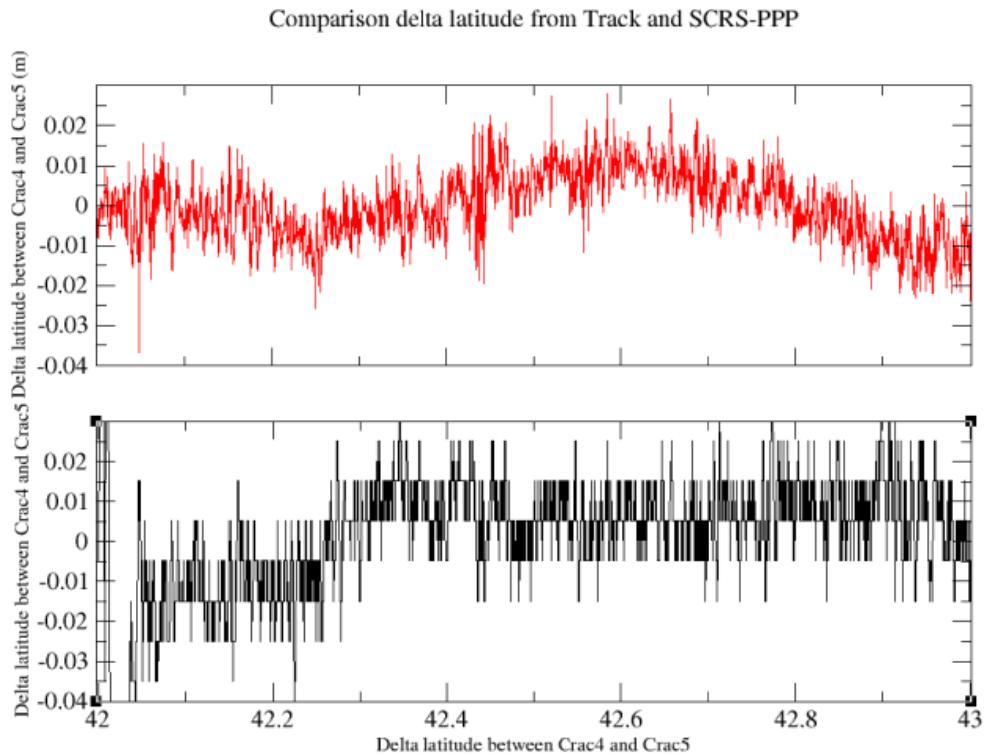


Figure 27 : Comparaison des résultats entre Track (rouge) et PPP (en noir) : différence de latitude entre Crac4 et Crac5

Pour avoir un ordre d'idée de la précision des données issues de PPP, nous avons comparé les résultats issus de PPP et de Track pour la latitude du GPS 5 sur une journée (figure 27). Le traitement à l'aide de Track est en différentiel en utilisant comme station de base Crac4. On compare ce résultat avec la différence en latitude entre les deux GPS. Dans ce cas, on remarque que le niveau de bruit entre les deux traitements est approximativement le même. De plus, Track est un logiciel très performant, nous pouvons donc en déduire que le logiciel SCRS-PPP donne des résultats tout à fait satisfaisants.

Enfin, en ce qui concerne le traitement de données en lui-même, il est assez difficile de limiter le travail, car ce type de traitement est en quelque sorte « standard » et n'offre pas de multiples possibilités. Nous avons essayé de comprendre les influences de la marée et de ses courants sur cette langue de glace, mais nous pouvons supposer que son comportement est unique et non attribuable à d'autres types de glaciers. Il serait donc intéressant de recouper ces données avec d'autres enregistrements obtenus sur d'autres glaciers.



Conclusion

Le suivi par GPS du comportement des glaciers émissaires est une thématique très récente. Nous avons pu montrer dans cette étude qu'elle nous apporte des informations diverses, à la fois sur l'écoulement, le bilan de masse mais aussi sur l'influence de l'océan, en utilisant uniquement deux GPS et avec des données s'étalant sur deux mois. Les résultats que nous avons récoltés corroborent bien ceux de *Legrésy et al.* (2004) ainsi que ceux de *Murray et al.* (2007). Ils nous ont notamment permis de comprendre l'influence des courants dans la zone d'étude, qui seront très probablement à l'origine du vêlage d'un iceberg par ce glacier.

Pourtant, ce travail a été réalisé en se restreignant à l'utilisation du GPS. Nous pouvons imaginer continuer cette étude avec d'avantage de données et à l'aide de différents outils tels que la modélisation (comportement de la glace, des courants dans la région et de leur impact), l'utilisation de sismomètres comme cela a été fait dans l'étude de *Bassis et al.* (2007) etc...

La prochaine mission en Antarctique va nous permettre de récupérer les enregistrements des quatre autres GPS. Leur positionnement le long de la même ligne d'écoulement principale du glacier va nous donner des informations supplémentaires et précises sur les vitesses d'écoulement et ainsi mieux comprendre les processus qui influencent cette vitesse. De même, le GPS 3, situé au sud du GPS 4 nous renseignera sur la divergence, ce qui pourra ensuite être comparée à celles des GPS 4 et 5. Enfin, les 6 GPS qui ont été disposés sur des endroits très différents sur le glacier seront un bon moyen de comparer l'influence de la marée à différents endroits. Cette technique nous permettra ainsi de mieux comprendre les processus de flexion de la glace et d'ouverture du glacier.

Ensuite, la prochaine expédition, de nouvelles balises GPS vont être mises en place. Ces quatre nouvelles balises vont nous donner des informations sur le mécanisme de vêlage d'iceberg en multipliant les données accessibles. Une des configurations qu'il serait intéressante d'obtenir serait d'avoir deux GPS l'un à côté de l'autre, de manière à pouvoir enregistrer les variations latérales de position. De même, cette configuration nous donnerait accès à la divergence latérale du glacier. Ensuite, toujours pour suivre l'ouverture de la crevasse, on peut penser disposer un GPS à l'endroit supposé du centre de rotation, pour pouvoir le déterminer avec exactitude.

Le domaine de la glaciologie reste encore très mal connu. La glace est un milieu très hétérogène, anisotrope, ce qui rend difficile son étude. De nombreuses observations et études restent encore à faire pour mieux comprendre son fonctionnement.



Bibliographie

Références:

- Barnes, P.W. 1987. Morphologic studies of the Wilkes Land continental shelf, Antarctica : glacial and iceberg effects. Houston, TX, Circum-Pacific Concilium for Energy and Mineral Resources. 175-193. (CPCEMR Earth Science Series 5a.)
- Bassis, J., Fricker, H. A., Coleman, R., Minster, J.B. 2008. An investigation into the forces that drive ice-shelf rift propagation on the Amery Ice shelf, East Antarctica. *J. of Glaciology*. 54, 184.
- Bassis, J., Fricker, H., Coleman, R., Bock, Y., Behrens, J., Darnell, D., Okal, M., Minster, J.B. 2007. Seismicity and deformation associated with ice-shelf rift propagation. *Journal of Glaciology*. 53, 183.
- Bouin, MN. 1999. Traitement de données GPS en Antarctique: Mouvements crustaux, rebonds post-glaciaires et Systèmes de reference. *Observatoire de Paris*.
- Botton- Duquenne- Egels- Even-Willis. 1995. GPS localisation et navigation. *Conseil National de l'Information Géographique, Groupe Positionnement Statique et Dynamique*.
- Frezzotti, M., Cimbelli, A., Ferrigno, J.G. 1998. Ice-front change and iceberg behavior along Oates and George V Coasts, Antarctica, 1912-96. *Ann. Glaciology*. 27. 643-650.
- Gao, Y., Chen, K. 2004. Performance Analysis of Precise Point Positioning Using Real-Time Orbit and Clock Products. *Journal of Global Positioning Systems*. 3, 1-2:95-100
- Giles, A. B., Massom, R. A., Warner, R. C. 2008. A method for sub-pixel scale feature tracking on the Mertz Glacier Tongue, East Antarctica, using Radarsat images. *Article soumis*
- Holdsworth, G. 1969. Flexure of a floating ice tongue. *J. Glaciol.*, 8(54), 385-397
- Holdsworth, G. 1977. Tidal interaction with ice shelves. *Ann. Geophys.* 33, 133-146
- Holsworth, G. 1981. A Mechanism of the formation of Large Icebergs. *Journal of Geophysical Research*. 86, 3210-3222
- Jacobs, S.S., Hellmer, H.H., Doake, C.S.M., Jenkins, A., Frolich, R.M. 1992. Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica. *Journal of Glaciology*. 38.375.
- Kern, S., Spreen, G., Kaleschke, L., De la Rosa, S., Heygster, G. 2007. Polynya Signature Simulation Method polynya area in comparison to AMSR-E 89 GHz sea-ice concentrations in the Ross Sea and off the Adélie Coast, Antarctica, for 2002-2005: first results. *Annals of Glaciology*. 46.
- King, M., Aoki, S. 2003. Tidal Observations on floating ice using a single GPS receiver. *Geophysical Research Letters*. 30(3), 1138 DOI:10.1029/2002GL016182.
- King, M. 2006. Kinematic and static techniques for estimating tidal displacements with application to Antarctica. *Geophysical Research Letters*.
- Legrésy, B., Wendt, A., Tabacco, I., Rémy, F., Dietrich, R. 2004. Influence of tides and tidal current on Mertz Glacier, Antarctica. *J. Glaciol.*, 50, 170
- Legrésy, B. 2008. Rapport de Mission Cracice Novembre 2007 : Mise en place de balises GPS sur le glacier Mertz . *IPEV*
- Murray, T., Smith, A.M., King, M. A., Weedon, G. P. 2007. Ice flow modulated by tides at up



- to annual periods at Rutford Ice Stream, West Antarctica. *Geophysical research Letters*, 34, L18503, DOI:10.1029/2007GL031207
- Rémy, F. 2005. l'Antarctique, la mémoire de la Terre vue de l'espace. *CNRS Edition*.
- Richardson, P. L. 2008. On the history of meridional overturning circulation schematic diagrams. *Progress in Oceanography*. 76, 466-486.
- Testut-Calzas. 2008. Nivemer-08-DDU. *IPEV*
- Vey, S., Calais, E., Llubes, M., Florsch, N., Woppelmann, G. 2002. GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates : a case study in Brittany, France. *Journal of Geodesy*. 76(8), 419-427.
- Wendler, G., Ahlnas, K., Lingle, C.S., 1996. On Mertz and Ninnis Glaciers, East Antarctica. *Journal of Glaciology*. 42. 447-453.
- Zumberge, J.F., Hefflin, M.B., Jefferson, D.C., Watkins, M.M., Webb, F.H. 1997. Precise Point Positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research*. 102(B3), 5005-5017.

Lectures Conseillées :

- Bond, J., Chrzanowsky, A., Kim, D. 2007. Bringing GPS into harsh environments for fully automated deformation monitoring. *GPS Solut.* DOI 10.1007/s10291-007-0059-7.
- Brigham, O. 1974. The Fast Fourier Transform. *Prentice-Hall, Inc.*
- Doake, C. S. M., Corr, H. F. J., Nicholls, W., Graffikin, A., Jenkins, A. 2002. Tide-induced lateral movement of Brunt Ice Shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters*. 29, 8.
- Holsworth, G. 1982. Dynamics of Erebus Glacier Tongue. *Ann. Glaciol.* 3, 131-137
- Holsworth, G. 1985. Some effects of ocean currents and wave motion on the dynamics of floating glacier tongues. In Jacobs, S. S., ed. *Oceanology of the Antarticque continental shelf*.
- Washington, DC, American Geophysical Union, 253-571. (Antarctic Research Series 43.)
- Joughin, I., Howat, I., Alley, R. B., Ekstrom, G., Fahnestock, M., Moon, T. 2002. Tide induced lateral movement of Brunt Ice shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters*. 29, 8.
- King, M. A., Penna, N. T., Clarke, P. T. 2005. Validation of ocean tide model around Antarctica using onshore GPS and gravity data. *Journal of Geophysical Research*, 110, B08401, DOI:1029/2004JB003390.
- King, M. 2004. Rigorous GPS data processing strategies for glaciological applications. *Journal of Glaciology*.
- King, M., Coleman, R., Morgan, P. 2000. Treatment of horizontal and vertical tidal signals in GPS data: A case of study on a floating ice shelf. *Earth Planets and Space*, 52(11), 1043-1047.
- King, M., Coleman, R., Nguyen, L. 2003. Spurious periodic horizontal signals in subdaily GPS positions estimates. *Journal of Geodesy*. 77(1-2), 15-21, DOI:10.1007/s00190-002-0308-z.
- MacAyeal-Okal-Aster-Bassis-Brunt. 2006. Transoceanic wave propagation links iceberg calving margins of Antarctica with storms in tropics and Northern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*. 33, L17502, DOI:10.1029/2006GL027235
- Metcalfe-Reid. 2000. Fortran 90/95 explained. *Oxford University Press*.
- Open University Course Team. Waves, Tides and Shallow-water Processes.
- Christian Pélissier. Unix, utilisation, Administration et Réseau Internet
- Samuelides-Touzillier. 1990. Analyse Harmonique. *Cepadues Editions*.
- Watson, C. 2005. Satellite altimeter calibration and validation using GPS buoy technology.



Xu, G. GPS Theory, Algorithms and Applications.

Sites internet :

- L'Antarctique

<http://antarctica.online.fr/antarctique/index.htm#geographie>

<http://philadelie.free.fr/carte-antarctique.jpg>

<http://fr.wikipedia.org/wiki/Inlandsis>

- Glaciers et fonctionnements

[http://fr.encarta.msn.com/media_631505906_761565002_-_1_1/Glacier_Mertz_\(Antarctique\).html](http://fr.encarta.msn.com/media_631505906_761565002_-_1_1/Glacier_Mertz_(Antarctique).html)

<http://www.legos.obs-mip.fr/fr/equipes/glacio/antarctic.html>

- GPS

ftp://stella.ncl.ac.uk/pub/matt/papers/PPP_vs_Relative_EngShowcase.pdf

http://www.scg.ulaval.ca/gps-rs/fr/Cours/SurvolGPS/introduction_GPS.htm

<http://www.fsagx.ac.be/ai/profs/journeeactu/Texte.Debouche.pdf>

http://www.educnet.education.fr/orbito/orb/orbito/images/orb_phas.jpg

<http://www.gmat.unsw.edu.au/wang/jgps/v3n12/v3n12p14.pdf>

http://www.profmarine.org/fichiers/AC_FS_gps

<http://trs-new.jpl.nasa.gov/dspace/bitstream/2014/20344/1/98-1269.pdf>

- Trimble Total Control

http://trl.trimble.com/docushare/dsweb/Get/Document-19891/12631B-F_Trimble_Total_%20Control_TN_0305_lr.pdf

- Ionosphère- troposphère

<http://www.ace.mmu.ac.uk/eae/french/Atmosphere/Older/Ionosphere.html>

<http://la.climatologie.free.fr/troposphere/troposphere.htm>

- Teqc

<http://cardi.igeofcu.unam.mx/techdocs/teqc%20tutorial.pdf>

- Les marées

<http://www.imcce.fr/fr/ephemerides/astonomie/Promenade/pages5/525.html>

- Imagerie satellitale

<http://modis.gsfc.nasa.gov/>

<http://landsat.usgs.gov/>

<http://www.spotimage.fr/web/115-radarsat.php>

Photo première page : Benoît Legrésy, Mission ANARE 2003-2004



Annexes



Table des Annexes

Annexe A	38
Annexe B : Les Mesures GPS quelques rappels théoriques	39
1. Les mesures GPS : Pseudo-distance et phase.....	39
1.1. Introduction	39
1.2.Mesure de pseudo-distance	39
1.3.Mesure de phase	40
2.Précision des mesures.....	42
3. Spécificité du traitement de données GPS en Antarctique.....	43
3.1. Les orbites satellites	43
3.2. Le nombre de stations IGS	43
3.3. Précision des données.....	43
3.3.1. Précision des orbites	43
3.3.2. Effets atmosphériques.....	44
Annexe C : Guide technique d'utilisation du logiciel TTC (Trimble Total Control).....	45
Annexe D : Principe Général d'une FFT	46
Annexe E : Principe Général de fonctionnement de la marée et résultats des enregistrements issus des analyses harmoniques	48



Annexe A

Région		Surface(km ²)	Epaisseur (m)	Vol. (10 ³ km ³)
Antarctique Est	Glacé posée	9 855 570	2630	25 920,1
	Plates-formes	293 510	400	117,4
	Ice rises	4 090	400	1,6
	Total glace	10 153 170		26 039,2
	Total avec 2% de socle	10 353 800		
Antarctique Ouest	Glacé posée	1 809 760	1 780	3221,4
	Plates-formes	104 860	375	39,3
	Ice rises	3 550	375	1,3
	Total glace	1 918 170		3262,0
	Total avec 3% de socle	1 974 140		
Péninsule	Glacé posée	300 380	610	183,2
	Plates-formes	144 750	300	43,4
	Ice rises	1 570	300	0,5
	Total glace	446 690		227,1
	Total avec 20% de socle	521 780		
Plate-forme de Ross	Plates-formes	525 840	427	224,5
	Ice rises	10 320	500	5,1
	Total glace	536 070		229,6
Plate-forme de Filchner-Ronne	Plates-formes	472 760	650	307,3
	Ice rises	59 440	750	44,6
	Total glace	532 200		351,9
Total	Glacé posée	11 965 700	2450	29 324,7
	Plates-formes	1 541 710	475 ^a	732,9
	Ice rises	78 970	670 ^b	53,1
	Affleurements	331 610		

^aChiffre biaisé par l'épaisseur des deux plates-formes de Ross et Filchner-Ronne très supérieure à la moyenne des petites plates-formes.

^bChiffre biaisé par l'épaisseur très importante de la glace sur l'île de Berkner au milieu de la plate-forme de Filchner-Ronne.

Figure A : Surface, épaisseur et volume de glace pour les différentes régions du continent Antarctique. *Source* : (Drewry et al. 1982)



Annexe B

Les Mesures GPS : Quelques rappels théoriques

1. Les mesures GPS : Pseudo-distance et phase

1.1. Introduction

Le contenu de cette partie fait essentiellement référence au livre « *GPS localisation et navigation* » de Botton et al.

Le système de positionnement précis qu'est le GPS a été mis en place par la défense des USA. Il contient 27 satellites depuis 1998. Ces satellites orbitent à 20 000km avec une période de 12h environ sur 6 plans orbitaux afin d'assurer une bonne visibilité sur tout point de la Terre. Ces caractéristiques sont reprises dans le tableau à la fin de cette partie. Nous allons maintenant nous intéresser plus précisément au fonctionnement théorique de ce système de positionnement.

Chaque satellite est doté d'une horloge atomique embarquée, assurant une grande stabilité à sa référence temporelle. Le satellite va générer une fréquence fondamentale qui se partagera en deux ondes L_1 et L_2 de longueurs d'onde 19cm et 24.4cm environ avec des fréquences respectives de 1575.421MHz et 1227.601 MHz. Ces ondes vont être ensuite modulées par des codes pseudo-aléatoires avant d'être transmises. Ces deux codes sont le code C/A (Coarse/Acquisition Code) modulé uniquement par une série de +1 et -1 de la fréquence fondamentale (avec une longueur d'onde de 293m). Le signal se répète toutes les millisecondes. Le code P est modulé par 10 fois la fréquence fondamentale (longueur d'onde 29.3m) toujours avec une série de +1 -1 et qui se répète tous les 267 jours. Ce code permet une mesure plus directe et précise

Le code C/A est modulé uniquement sur L_1 tandis que le code P est modulé à la fois sur L_1 et L_2 . Le satellite fournit aussi des données de navigation avec les éphémérides du satellite (dites radiodiffusées), les corrections d'horloges du satellite, les coefficients d'un modèle ionosphérique et des informations générales sur la santé du satellite.

1.2. Mesure de pseudo-distance

Cette mesure est basée sur le principe : si on mesure la durée de propagation d'un signal émis par un satellite jusqu'à son récepteur, alors on peut déterminer la distance entre les deux.

Les satellites sont reconnus par le récepteur en transmettant un code propre. Le récepteur va générer une réplique à ce code en même temps que le satellite. Le décalage que doit subir la réplique afin de coïncider avec le code reçu correspond au temps de propagation qu'a pris le signal pour parcourir la distance satellite-récepteur.

Cette différence de temps multipliée par la vitesse de la lumière dans le vide donne une mesure de distance. Mais une erreur de 1/1000 de secondes représente une erreur de distance de 300 km.



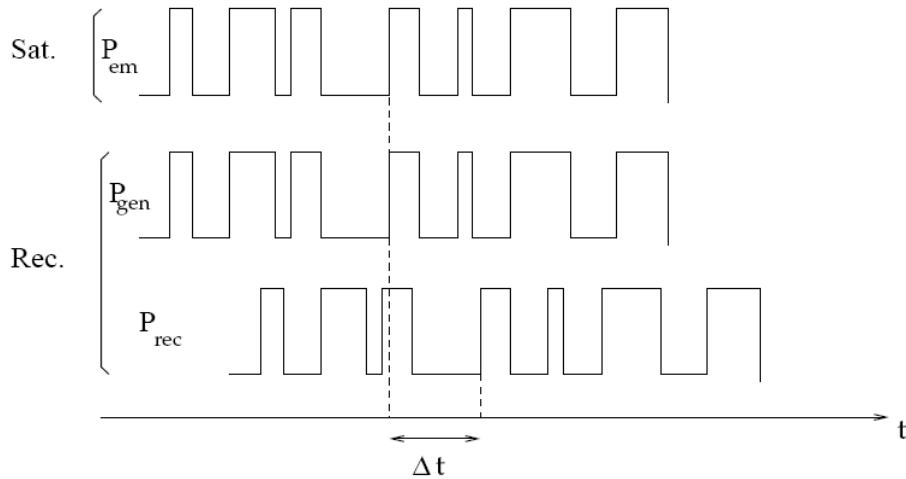


Figure B : P_{em} et émis par le satellite, et P_{gen} est généré simultanément par le récepteur. Le code émis est reçu sous forme P_{rec} avec le délai Δt , Source : Walpersdorf 1997

Mathématiquement, on a : le retard mesuré sur le code du satellite j arrivant au récepteur i s'écrit :

$$\Delta t_i^j = t_R^i - t_E^j$$

où t_R est le temps de réception dans l'échelle de temps du récepteur t_E et le temps d'émission dans l'échelle du temps du satellite. La pseudo-distance est donc :

$$\rho_i^j = c\Delta t_i^j = \rho(t_R^i - t_E^j)$$

Si on veut obtenir la distance géométrique entre le satellite et le récepteur, il faut ramener le retard à un même différentiel qu'est celui du temps GPS. Le temps de réception du signal par le récepteur et le temps d'émission par le satellite s'écrit :

$$\begin{aligned} t_R &= t_R^i + dt_i \\ t_E &= t_E^j + dt_j \end{aligned}$$

Au final, le retard est :

$$\Delta t = t_R - t_E = t_R^i - t_E^j + dt_i - dt_j$$

Et la distance géométrique :

$$\rho = c(t_R^i - t_E^j + dt_i - dt_j)$$

1.3. Mesure de phase

La mesure de phase se fait sur les ondes porteuses L_1 et L_2 de longueur d'ondes 19.0 cm et 24.4 cm. Le principe de la mesure est la comparaison de la phase du signal reçu par le récepteur avec la phase du signal généré par le récepteur et qui est une réplique du signal du satellite. Le récepteur reçoit à l'instant t_R la phase du signal émis par le satellite à l'instant t_E .

Le positionnement peut-être statique ou dynamique (en général un poste fixe et un mobile) souvent en temps différé.



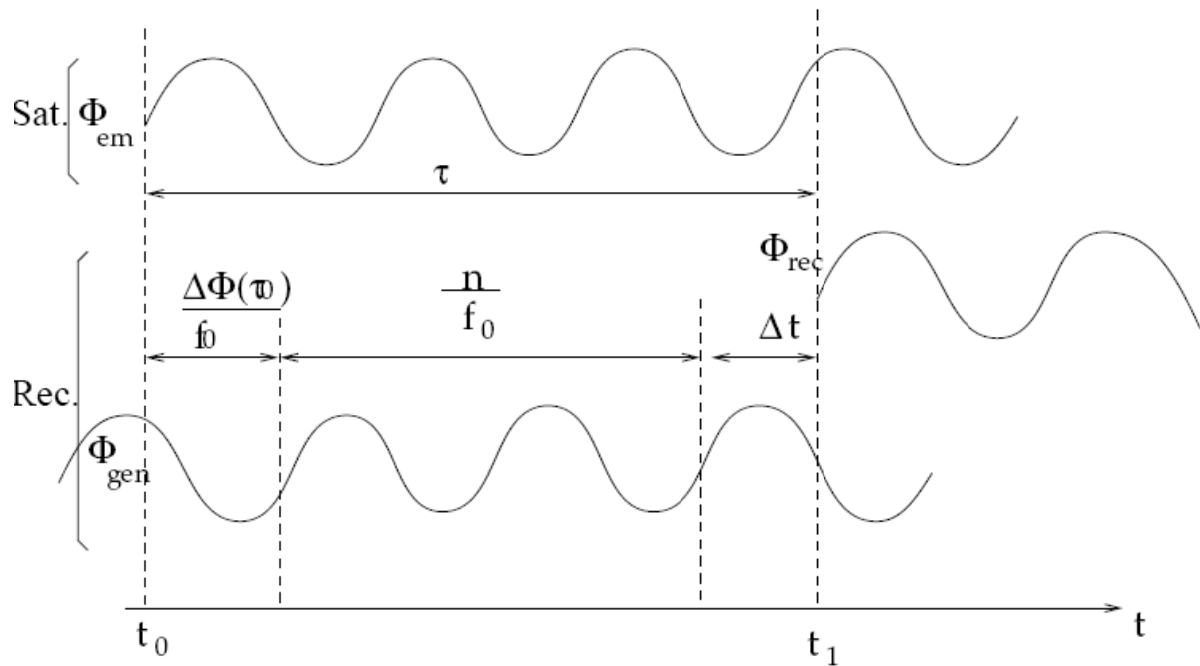


Figure C : Principe de mesure par phase. Le récepteur commence à générer au temps t_0 un signal Φ_{gen} simultané du signal Φ_{em} émis par le satellite ; les signaux ont la même fréquence supposée constante f_0 , mais le décalage de phase initial à t_0 est de $\Delta\Phi(t_0)$. Le signal émis par le satellite arrive au récepteur avec un retard τ .

Source : Walpersdorf, 1997

La différence de phase entre le satellite j et le récepteur i s'écrit :

$$\Phi_i^j(t_R) = \Phi_{rec}^j(t_E) - \Phi_{gen}^j(t_R)$$

Malheureusement, le nombre entier initial contenu dans la distance récepteur-satellite n'est pas mesurable par le récepteur. Cette inconnue est appelée l'ambiguïté de phase initiale. Par contre, le récepteur est à même de compter le nombre entier de cycles $N_{ij}(t_R)$ (ainsi que la partie fractionnaire) cumulé depuis l'époque (ou le temps) d'observations initiales, s'il n'y a pas d'interruption dans la réception du signal :

$$N_i^j(t_R) = N_i^j(t_1) + n(t_R)$$

où $n(t_R)$ est le nombre de cycles comptés par le compteur à l'instant t_R .

On écrit :

$$\Phi_i^j(t_R) = \Phi_{rec}^j(t_E) - \Phi_{gen}^j(t_R) + (N_i^j(t_1) + n(t_R))$$

Les interruptions provoquent des sauts de cycles et sont principalement causées par les obstructions (édifices, montagnes, arbres etc...) entre les satellites et le récepteur. La mesure de phase peut être interprétée comme une mesure précise de la variation de la distance récepteur-satellite depuis l'époque initiale. L'observation de la quantité Δt correspondant à Φ_i^j donne seulement accès à la variation de la distance apparente entre le satellite et la station,

alors que la quantité recherchée est le délai total de propagation τ_i^j correspondant au temps total mis par le signal entre le satellite j et la station i . Le développement suivant est issu de (King et al. 1985)

$$\Phi_{rec}^j(t_1) = \Phi_{em}^j(t_1 - \tau_i^j(t_1))$$



Où Φ_{emj} est la phase émise par le satellite j au temps $t_1 - \tau_i^j(t_1)$. L'ordre de grandeur de τ_i^j est de 0,1s, ce qui permet de considérer que τ_i^j est très petit devant le temps t_1 . On peut donc effectuer un développement limité de $\Phi_{em}^j(t_1 - \tau_i^j(t_1))$ autour de $\Phi_{em}^j(t_1)$. Au deuxième ordre, on a :

$$\Phi_{em}^j(t - \tau) = \Phi_{em}^j(t) - \dot{\Phi}_{em}^j(t)\tau(t) + 1/2\ddot{\Phi}_{em}^j(t)\tau^2(t) + \dots$$

Si on suppose que la phase d'émission f_0 du satellite j est constante, on a :

$$\Phi_{em}(t) = \int_{t_0}^t f_0 dt = f_0(t - t_0) + \Phi_{em}(t_0)$$

$$\dot{\Phi}_{em}(t) = f_0$$

Et

$$\ddot{\Phi}_{em}(t) = 0$$

t_0 est le temps d'intégration, où la valeur de la phase est de $\Phi_{em}(t_0)$ (constante d'intégration). En remplaçant par leurs valeurs les dérivées dans l'équation, on obtient :

$$\Phi_{em}(t - \tau) = f_0(t - t_0) + \Phi_{em}(t_0) - f_0\tau_i^j(t)$$

Si on suppose que l'oscillateur du récepteur est stable à la même fréquence f_0 la phase générée par le récepteur s'exprime $\Phi_{gen}^i(t_1) = \int_{t_0}^{t_1} f_0 dt = f_0(t_1 - t_0) + \Phi_{gen}^i(t_0)$ où $\Phi_{gen}^i(t_0)$ est également une constante d'intégration. La différence au temps t_1 entre la phase reçue du satellite j et la phase générée par le récepteur s'écrit donc :

$$\Phi_{rec}^j(t_1) - \Phi_{gen}^i(t_1) = -f_0\tau_i^j(t_1) + \Phi_{em}^j(t_0) - \Phi_{gen}^i(t_0)$$

Si l'on décompose le délai géométrique τ en une partie entière n_i^j , une partie correspondant à la différence des constantes $\Delta\Phi = \Phi_{em}^j(t_0) - \Phi_{gen,i}^i(t_0)$ et une partie fractionnaire Δt , on a l'équation précédente qui s'écrit :

$$-f_0\tau_i^j(t_1) + \Phi_{em,i}^j(t_0) - \Phi_{gen,i}^i(t_0) = f_0\Delta t - n_i^j$$

Et pour la partie observable, on trouve :

$$\Phi_{rec}^j(t_1) = -f_0\tau_i^j(t_1) + \Phi_{em,i}^j(t_0) - \Phi_{gen,i}^i(t_0) + n_i^j$$

2. Précision des mesures

Les mesures de phase ou de pseudo distances sont réalisées par comparaison entre le signal venant du satellite et le signal généré par le récepteur. Le bruit de la mesure est estimé à mieux que 1% de la longueur d'onde du signal sur lequel se fait la mesure, ce qui donne :



Tableau A : précision des mesures

Signal GPS	Longueur d'onde	Bruit < 1% de λ
Code C/A	300 m	1 à 3 m
Code P	30 m	10 à 30 cm
Phase (L_1 ou L_2)	20cm	1 à 2 mm

3. Spécificité du traitement de données GPS en Antarctique

3.1. Les orbites satellites

Les satellites GPS (24 au minimum) ont une inclinaison d'environ 55° sur l'équateur et une orbite quasi-circulaire. Leur trajectoire diffère suivant la latitude. On peut observer sur cette carte, que les traces s'arrêtent à une latitude Sud d'environ 55° , mais l'altitude des satellites permet quand même la couverture jusqu'au pôle. Leur trajectoire apparente sera donc différente de celle qu'on pourrait observer aux moyennes latitudes. Ces différences vont avoir une conséquence sur la précision des résultats.

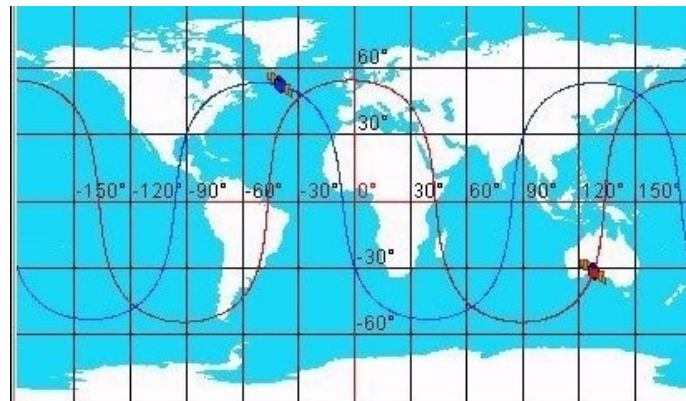


Figure D : Trace au sol de deux satellites Navstar - GPS dont la période de révolution est égale à 11 h 58 min (la moitié d'un jour sidéral). *Source : educnet*

3.2. Le nombre de stations IGS

Une des difficultés qui s'imposent à nous lorsque l'on veut effectuer des traitements différentiels en Antarctique est la quantité de stations de base IGS (Cf figure 7). En effet, les traitements en positionnement relatif nécessitent la présence d'une station de base à proximité, de façon à ce que les conditions de traitement soient les mêmes au niveau du récepteur qu'au niveau de la station de base.

Mais quand on regarde la disposition des stations de base en Antarctique, on remarque qu'il en existe que très peu. Elles seront donc toujours éloignées des récepteurs GPS. Cet éloignement aura des conséquences sur les traitements.

3.3. Précision des données

3.3.1. Précision des orbites

La précision des orbites va avoir une influence sur la précision des lignes de base (ligne entre le récepteur GPS et la station de base). Cette précision augmente (avec la répétitivité) lorsque les lignes de base sont plus courtes. L'erreur relative sur la longueur de la



ligne de base doit être proportionnelle à l'erreur commise sur le calcul de l'orbite. Comme le nombre de stations IGS est faible au-delà de 50° sud, la précision des orbites diminue et par conséquent celle des lignes de base.

3.3.2. Effets atmosphériques

L'ionosphère est une couche d'air ionisé dans l'atmosphère s'étendant à presque 80 kilomètres au-dessus de la surface des altitudes de la Terre de plus de 600 kilomètres et au-delà. Techniquement, l'ionosphère n'est pas une autre couche atmosphérique. Elle occupe la même région de l'atmosphère supérieure que la thermosphère. Dans cette région de l'atmosphère l'énergie du soleil est si forte qu'elle casse les molécules et les atomes d'air, laissant les ions (atomes avec les électrons manquants) et électrons libres de flotter.

L'ionosphère est la région de l'atmosphère où les aurores se produisent. L'ionisation des molécules d'air dans l'ionosphère est produite par les rayonnements ultraviolets du soleil, et à un moindre degré par les particules de grande énergie à partir du soleil et des rayons cosmiques. L'agitation ionosphérique dépend de la latitude (plus agitée à l'équateur et aux pôles), de l'activité solaire dont le cycle est de 11 ans, de la période de l'année, du jour ou de la nuit. L'effet sur la mesure de la distance en GPS peut varier de 0 à 50m.

La conséquence va être un retard sur les mesures de pseudo distance et une avance sur les mesures de phases, autrement dit les distances sont trop longues en mesures de pseudo distances et trop courtes en mesures de phase par rapport à la distance géométrique. Il faut alors réaliser des combinaisons de phases L_3 pour éliminer l'effet ionosphérique, donc en utilisant un signal bifréquence, ces effets sont éliminés.

La plus basse couche de l'atmosphère s'appelle la troposphère. Elle s'élève entre 8 km aux pôles et 16 km au dessus de l'Équateur. La frontière entre la troposphère et la stratosphère est la tropopause, délimité par des températures qui se stabilisent. La température diminue avec l'augmentation de l'altitude de 0,60°C toute les 100 m, en moyenne, par suite de la raréfaction de l'air et de l'éloignement progressif du substrat.

C'est un milieu dispersif pour des ondes de fréquence inférieure à 30 Ghz, la réfraction étant alors indépendante de la fréquence.

Le retard troposphérique pour une troposphère sèche est d'environ 2 mètres si le satellite est au zénith et peut atteindre les 30 mètres pour une élévation de 5°. Il peut atteindre les 5,5 m à 5° pour une troposphère humide. Il dépend de la température, de la pression, de l'humidité, ainsi que de l'élévation du satellite.

En pratique, on utilise des modèles de correction troposphérique dont les paramètres sont la température, la pression, l'humidité, l'élévation du satellite (celui utilisé pendant ce stage sera Gad and Goodman 1974). L'existence de ces nombreux modèles est due en particulier à la difficulté de modéliser la composante humide (10% de la correction totale).



Annexe C

Guide technique d'utilisation du logiciel TTC (Trimble Total Control)

Première étape ; définir le projet et son système de coordonnées :

- Nouveau projet
- Choisir un modèle statique
- Ne pas changer le système de référence, se fait automatiquement

Deuxième étape : Importation des données :

- Fichier – Importer (Fichier de données brutes du récepteur/ fichier des éphémérides)
- Choisir le type de données à importer : fichiers d'observation (en .O) et fichiers des éphémérides (en .sp3) et des modèles ionosphériques.
- Si le fichier a déjà été décodé en fichier Obs (format créé par le logiciel) alors une fenêtre décodeur apparaît : demander à effacer les fichiers Obs et continuer
- Importer dans les fichiers observation à la fois les données correspondant à la station de référence et ceux des autres stations
- Pour le modèle Ionosphérique, voir pour se connecter directement à internet et télécharger les modèles. Sinon voir le site de l'université d'astronomie de Berne

Affichage, Sélection et Propriétés des données :

- Pour fixer la station de référence : Traitement - Suggestion de référence
- Lorsque la station de référence est fixée, on a alors apparition des lignes de base : elles correspondent aux lignes entre chaque GPS et la station de référence
- Pour chaque observation, ne pas oublier de modifier les propriétés (choix de l'antenne (Topcon) et du type (statique) notamment)
- - Aller dans Options – Style pour modifier les options d'affichage

Paramètres des traitements des données :

- Pour avoir le report de projet affiché en intégrité, il ne faut pas oublier de modifier les paramètres du traitement des données : Traitement – Paramètres
- Arrivé dans les options de traitement, changer le type d'orbite en précise et non pas radiodiffusées, puis le processeur en statique
- Attention : éviter de modifier tout ce qui concerne les options de ligne et les options avancées
- Enfin, pour les paramètres Tropo-Météo, choisir le modèle troposphérique Goad et Goodman (valeurs fixes) et dans filtrer, demander les meilleures solutions
- On peut tester la qualité des données : Traitement – Qualité (prend en compte la répétitivité des données)

Nouveau Calcul :

- Si le bouton à droite en bas de l'écran est allumé, cela correspond à un calcul en cours qui n'est pas achevé : dans ce cas, sélectionner Projet – Recalculer

Traitement des lignes de base :

- Traitement – Traitement du projet ou l'icône de barre d'outils traitement



Annexe D

Principe Général d'une FFT

Cette partie s'inspire de l'ouvrage de E. Oran Brigham, « *The Fast Fourier Transform* ». Comme nous le montre la figure 9 ci-dessous, le principe de la FFT d'une fonction périodique est la décomposition ou séparation du signal en une somme de sinusoïdes de différentes longueurs d'onde. La représentation de la transformée de Fourier se représente ensuite sous la forme d'un diagramme en amplitude et fréquence de chacune des sinusoïdes.

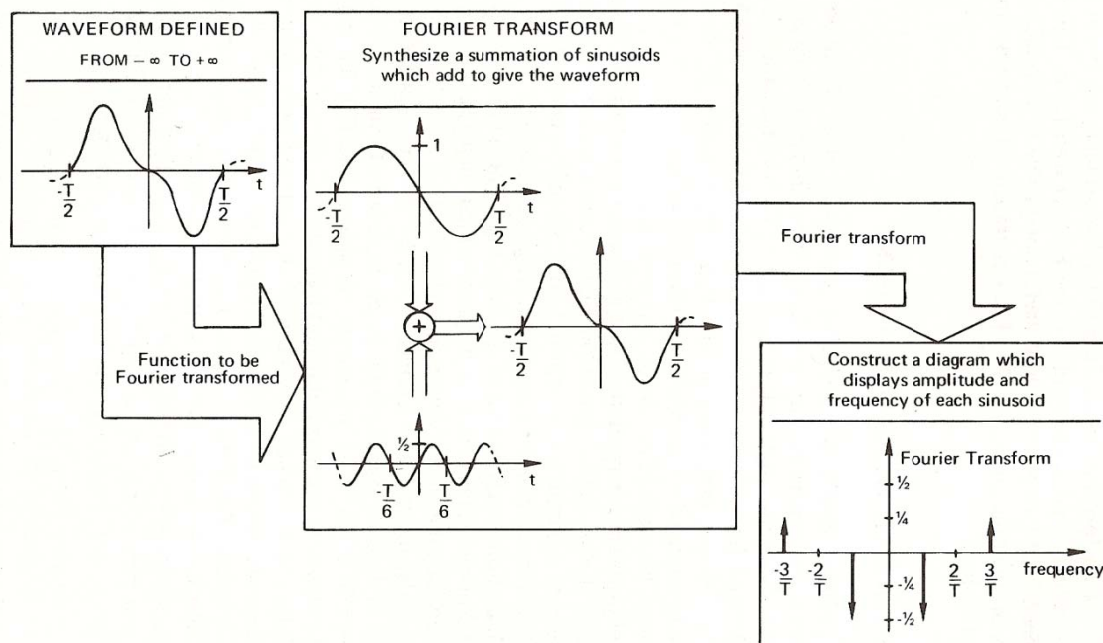


Figure E: Interprétation de la transformée de Fourier, Source : « *The Fast Fourier Transform* », E. Oran Brigham

La transformée de Fourier transforme, identifie et distingue les différentes fréquences et amplitudes des sinusoïdes qui constituent le signal et les combine en une fonction périodique arbitraire. Cette relation s'écrit mathématiquement :

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) e^{-j2\pi ft} dt$$

Où $s(t)$ est la fonction périodique qui est décomposée en une somme de sinusoïdes, $S(f)$ est la transformée de Fourier de $s(t)$, et $j = \sqrt{-1}$.

La transformée de Fourier est basée sur la découverte que toute fonction périodique du temps $x(t)$ peut être décomposée en une somme infinie de sinus et cosinus dont les fréquences commencent à zéro et augmentent par multiples entiers d'une fréquence de base $f_0 = 1/T$, où T est la période de $x(t)$.



Le développement dans le cas fini d'une transformée de Fourier se présente ainsi :

$$x(t) = a_0 + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k \cos(2\pi k f_0 t) + b_k \sin(2\pi k f_0 t))$$

Le membre de droite est appelé série de Fourier. Le rôle de la transformée de Fourier est de trouver toutes les valeurs a_k et b_k qui composent la série, connaissant la fréquence de base et la fonction $x(t)$. On peut considérer le terme a_0 à l'extérieur de la somme comme le coefficient du cosinus pour $k=0$. Il n'y a pas de coefficient correspondant b_0 pour le sinus car le sinus de zéro vaut zéro, et donc ce coefficient n'aurait pas d'effet.

Un des aspects de la FFT réside dans le fait qu'il est difficile d'avoir des enregistrements infinis, il nous faudra donc déterminer un ensemble fini de sinus et cosinus. On suppose qu'il y a autant de fréquence en sortie que de valeurs en entrée. Si on considère aussi que notre signal à une longueur finie (ce qui n'est pas le cas dans une transformée de Fourier classique), on peut supposer que la fonction $x(t)$ est périodique et que la période est égale à la longueur de l'enregistrement. On suppose ensuite que l'enregistrement se répète continuellement, et nous appelons $x(t)$ cette fonction. La durée de la section répétée définit la fréquence de base f_0 . Par exemple, si on utilise un taux d'échantillon de 120 échantillons par heure, et que la longueur de l'enregistrement (N) est de 174745 échantillons, la durée représentée par l'enregistrement est $174745 / 0,033 = 5295303$ seconde, de sorte que la fréquence de base f_0 sera $1/5295303 = 18,89.10^{-7}$ Hz. Si on soumet ces échantillons à la FFT, on obtient les coefficients a_k et b_k des sinus et cosinus pour les fréquences $18,89.10^{-7}$ Hz, $2*18,89.10^{-7}$ Hz, $3*18,89.10^{-7}$ Hz, etc.

Pour vérifier que la transformée fonctionne correctement, on peut générer tous les sinus et cosinus correspondant à ces fréquences, les multiplier par leur coefficients a_k et b_k respectifs, tout additionner, et on retrouve l'enregistrement d'origine. (Technique utilisée pour l'analyse harmonique)



Annexe E

Principe général de fonctionnement de la marée et résultats des enregistrements issus des analyses harmoniques

Le phénomène de marée met en jeu deux phénomènes importants : la gravitation entre la Terre, la Lune et le Soleil et la force centrifuge terrestre. La marée est en fait un mouvement journalier d'oscillation de la mer. Mais si nous avions uniquement influence de cet effet, nous devrions obtenir des oscillations de l'ordre de 12 heures pour le Soleil et de 24 environ pour la période de rotation de la Lune. Mais la réponse de l'océan est plus faible, car les ondes sont trop lentes pour suivre ce forçage et les océans sont bloqués par les continents.

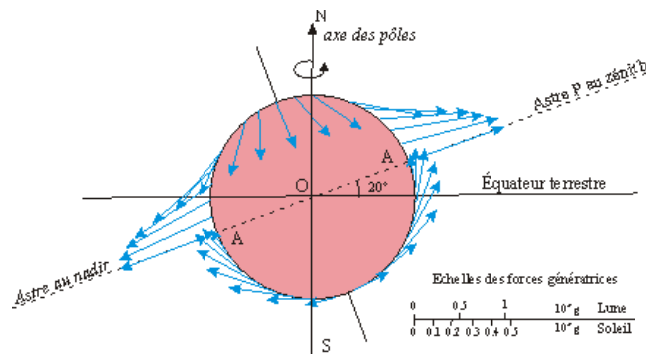


Figure F : Forces génératrices de la marée, *Source : imcce*

Sous l'action des forces de gravitation et des forces centrifuges, l'océan, fluide, va prendre une position d'équilibre le déformant légèrement, avec 2 bourrelets respectivement dirigés vers et à l'opposé de la Lune comme nous le montre la figure F.

Ensuite, lorsque la Terre va tourner sur elle-même et la Lune autour de la Terre, cela va animer le mouvement. Comme il y a 2 bourrelets, il y a aura 2 marées hautes et 2 marées basses par période de 24 h 50 min.

Les observations montrent sur les côtes Atlantiques, deux marées, décalées de 12h24 environ. La haute marée est liée au passage de la Lune au méridien. Les marées de vive eau correspondent aux syzygies (Soleil-Lune-Terre alignés) et les marées de mortes-eaux correspondent aux quadratures. La rotation terrestre demande au bourrelet d'eau, pour suivre l'astre perturbateur, de se déplacer par rapport aux fonds marins.

Il y a donc deux composantes au mouvement, une composante verticale qui constitue la marée et une composante horizontale qui constitue le courant de marée.

La réalité est encore plus complexe car on doit tenir compte de tous les harmoniques, on doit ajouter d'autres ondes de périodes plus petites, les ondes quart-diurne, semi-tiers-diurne... ainsi que des termes à longue période (termes annuels, semi-annuels, mensuels...)



La marée est donc décomposée en séries d'harmoniques obtenues par analyse en fréquence des variations des niveaux de la mer en un lieu donné. On peut les séparer en quatre groupes :

- Les harmoniques semi-diurnes de périodes voisines de 12h
- Les harmoniques diurnes de périodes voisines de 24h
- Les harmoniques de longues périodes : bimensuelles, mensuelles, semestrielles, annuelle
- Les harmoniques supérieures et composées de périodes quart-diurnes, tiers-diurnes

Indice	Nom	Vitesse angulaire degré/heure	Constante C_a
	Terme constant	0	0,2522
	Onde de période 18 ans 2/3		0,0328
S_a	Annuelle	0,0410686	
S_m	Semi-Annuelle	0,0821373	0,0365
M_m	Mensuelle	0,5543747	0,0414
M_f	Bimensuelle variationnelle	1,0158958	0,0042
M_f	Bimensuelle	1,0980331	0,0783
Q_1	Elliptique majeure	13,3986609	0,0365
P_1		13,4715145	0,0071
O_1	Lunaire principale	13,9430356	0,1886
M_1	Elliptique mineure	14,4920521	0,0159
P_1	Solaire principale	14,9589314	0,0878
S_1		15,0000000	
K_1	Déclinationnelle luni-solaire	15,0410686	0,2653
J_1	Elliptique secondaire	15,5854433	0,0149
Oo_1	Lunaire du second ordre	16,1391017	0,0082
$2N_1$	Elliptique du second ordre	27,8953548	0,0118
μ_1	Variationnelle	27,9682084	0,0120
N_1	Elliptique majeure	28,4397295	0,0880
ν_1	Évectionnelle majeure	28,5125831	0,0170
M_2	Lunaire moyenne	28,9841042	0,4543
L_2	Elliptique mineure	29,5284789	0,0126
T_2	Elliptique majeure	29,9589333	0,0124
S_2	Solaire moyenne	30,0000000	0,2114
K_2	Déclinationnelle	30,0821373	0,0576
M_3		43,4761563	0,0089
S_3		45,0000000	

Figure G : Les différents types d'ondes de marées et leurs caractéristiques, *Source : imcce (institut de mécanique céleste et de calcul des éphémérides)*

Dans la plupart des cas, les ondes diurnes et semi-diurnes sont nettement prédominantes. Elles génèrent la forme générale des marées. Toutefois, dans les zones de faibles profondeurs, les ondes supérieures et composées peuvent jouer un rôle important.

- Résultats sur la hauteur pour les GPS 4 et 5 : La première colonne correspond aux ondes auxquelles on s'intéresse, la seconde à leurs amplitudes et la dernière à leur phase.

```

STATION No 0000 : station_00000
ORIGINE        : TG (analyse.3.20.exe)
LOCALISATION   : -67.229N 145.291E 0.00m Triangle : 0
ENREGISTREMENT : Debut: 2007 Fin: 2008 Duree: 61
VALIDATION     : no
1 O1           0.287885 193.543365
2 P1           0.101268 206.199875
3 K1           0.306111 206.199875
27 Q1          0.068139 174.962952
7 N2           0.083697 16.568148
9 M2           0.257439 46.404427

```



13 S2 0.145711 95.681343
 14 K2 0.039676 95.681343

STATION No 0000 : station_00000
 ORIGINE : TG (analyse.3.20.exe)
 LOCALISATION : -67.205N 145.337E 0.00m Triangle : 0
 ENREGISTREMENT : Debut: 2007 Fin: 2008 Duree: 61
 VALIDATION : no
 1 O1 0.287417 193.632217
 2 P1 0.103076 205.828323
 3 K1 0.311577 205.828323
 27 Q1 0.067672 174.250137
 7 N2 0.083176 18.471281
 9 M2 0.256352 46.015461
 13 S2 0.145546 95.171318
 14 K2 0.039631 95.171318

- Résultats sur le mouvement latéral pour les GPS 4 et 5

STATION No 0000 : station_00000
 ORIGINE : TG (analyse.3.20.exe)
 LOCALISATION : -67.229N 145.291E 0.00m Triangle : 0
 ENREGISTREMENT : Debut: 2007 Fin: 2008 Duree: 61
 VALIDATION : no
 1 O1 0.024910 212.314346
 2 P1 0.003376 238.169540
 3 K1 0.010205 238.169540
 27 Q1 0.009442 214.067139
 7 N2 0.008134 262.793304
 9 M2 0.005103 283.149109
 13 S2 0.011484 45.647633
 14 K2 0.003127 45.647636

STATION No 0000 : station_00000
 ORIGINE : TG (analyse.3.20.exe)
 LOCALISATION : -67.205N 145.337E 0.00m Triangle : 0
 ENREGISTREMENT : Debut: 2007 Fin: 2008 Duree: 61
 VALIDATION : no
 1 O1 0.024857 219.886505
 2 P1 0.005626 228.876587
 3 K1 0.017005 228.876587
 27 Q1 0.004058 199.320923
 7 N2 0.002813 349.937103
 9 M2 0.008200 343.072418
 13 S2 0.005516 161.151596
 14 K2 0.001502 161.151596



Table des Figures

Figure 1 : Géographie de l'Antarctique, *Source : Philadélie.free*

Figure 2 : Processus de Fonte basale et de regel

Figure 3 : Image Modis (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), Fin Octobre 2007.

Figure 4 : Pyramide GPS située d'un côté de la crevasse sur le glacier, *Source : Laurent Testut*

Figure 5 : Bilan de l'emplacement des GPS après les missions CracIce et Nivmer

Figure 6 : Positionnement absolu, *Source : Faculté université des Sciences de Gremloux*

Figure 7 : Positionnement relatif, *Source : Institut de géomatique*

Figure 8 : Principe générale d'un logiciel de traitement GPS, *Source : SCRS-PPP site web*

Figure 9 : Repère cartésien situé aux deux origines : centre de la Terre et position moyenne sur le glacier

Figure 10 : Situation des nouveaux axes sur le glacier. Image Landsat Haute résolution. 27 décembre 2006.

Figure 11 : Représentation du nouveau repère et des positions successives prises par les GPS

Figure 12: Hauteur enregistrée sur le GPS 4 en forward (noir) et backward (rouge)

Figure 13 : Représentation de la hauteur ellipsoïdale pour les GPS 4 (en noir) et 5 (en rouge) en fonction du temps

Figure 14: Données de pression de fond (hPa/100) issues du marégraphe de Dumont d'Urville (en noir) et hauteur enregistrée par le GPS 4 (en rouge)

Figure 15 : Image Landsat de la crevasse du glacier. 27 décembre 2006. Les deux flèches présentent les directions d'écoulement des GPS 4 et 5 et la ligne bleu la direction d'écoulement générale du glacier. L'échelle est de 5km par grille.

Figure 16 (a,b) : a- Norme des vecteurs vitesses dirigés selon l'écoulement du glacier : du 12 mars 2005 au 23 septembre 2005. La ligne de développement de la crevasse est indiquée par la ligne noire.

b- Directions d'écoulement vers la gauche (en rouge) et vers la droite (en bleu) *Source : Bary Giles et al. (article soumis).*



Figure 17: Anomalie de position dans le sens de l'écoulement (en haut) et marée (en bas) en fonction du temps

Figure 18: Anomalie d'écoulement (en noir) et marée (en rouge) au cours du temps

Figure 19 : Evolution dans le temps de la marée (en noir) et des positions successives latérales au mouvement (en rouge).

Figure 20 : Mouvement latéral du glacier (noir) et courants de marée suivant l'est (rouge)

Figure 21: Variation de position entre Crac4 et Crac5 en fonction du temps. En abscisse nous avons le mouvement latéral du glacier et en ordonnée le mouvement dans le sens d'écoulement.

Figure 22 (a,b) : Anomalie de vitesse selon la direction d'écoulement du glacier et latéralement à cet écoulement.

Figure 23 : Emplacement approximatif du centre de rotation de la crevasse. R_c représente le rayon de courbure.

Figure 24 : Ecoulement du glacier (en rouge) et marée en fonction du temps (en noir)

Figure 25 : Circulation Thermohaline. Les flèches rouges indiquent la circulation de l'eau en surface, et les bleues la circulation profonde. *Source : Richardson (2008)*

Figure 26: Anomalie de position dans le sens d'écoulement du glacier

Figure 27 : Comparaison des résultats entre Track (rouge) et PPP (en noir) : différence de latitude entre Crac4 et Crac5

Figure A : Surface, épaisseur et volume de glace pour les différentes régions du continent Antarctique. *Source : (Drewry et al. 1982)*

Figure B : P_{em} et émis par le satellite, et P_{egn} est généré simultanément par le récepteur. Le code émis est reçu sous forme P_{rec} avec le délai Δt , *Source : Walpersdorf 1997*

Figure C : Principe de mesure par phase. Le récepteur commence à générer au temps t_0 un signal Φ_{gen} simultané du signal Φ_{em} émis par le satellite ; les signaux ont la même fréquence supposée constante f_0 , mais le décalage de phase initial à t_0 est de $\Delta\Phi(t_0)$. Le signal émis par le satellite arrive au récepteur avec un retard τ . *Source : Walpersdorf, 1997*

Figure D : Trace au sol de deux satellites Navstar - GPS dont la période de révolution est égale à 11 h 58 min (la moitié d'un jour sidéral). *Source : educnet*

Figure E: Interprétation de la transformée de Fourier, *Source : « The Fast Fourier Transform », E. Oran Brigham*



Figure F : Forces génératrices de la marée, *Source : imcce*

Figure G : Les différents types d'ondes de marées et leurs caractéristiques, *Source : imcce (institut de mécanique céleste et de calcul des éphémérides)*

