



HAL
open science

Mesure de la variabilité des déplacements 3D de glaciers alpins par GNSS et imagerie radar

Fanny Ponton

► **To cite this version:**

Fanny Ponton. Mesure de la variabilité des déplacements 3D de glaciers alpins par GNSS et imagerie radar. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENU038 . tel-01067705

HAL Id: tel-01067705

<https://theses.hal.science/tel-01067705v1>

Submitted on 23 Sep 2014

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 Août 2006

Présentée par

Fanny PONTON

Thèse dirigée par **Andrea WALPERSDORF**

co-dirigée par **Emmanuel TROUVE**

et co-encadrée par **Michel GAY**

préparée au sein de l'**Institut des Sciences de la Terre**
et de l'**école doctorale Terre Univers Environnement**

Mesure de la variabilité de déplacement 3D de glaciers alpins par GNSS et imagerie radar satellitaire

Thèse soutenue publiquement le **22 Novembre 2013**,
devant le jury composé de :

Pierre BRIOLE

Directeur de Recherches au CNRS, ENS, Paris, Rapporteur

Martin FUNK

Professeur, ETH, Zürich, Rapporteur

Noel GOURMELEN

Maître de conférences, université d'Edinburgh, Examineur

Jean BRAUN

Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble, Examineur

Cécile DOUBRE

Physicienne-adjointe, EOST, Strasbourg, Examinatrice

Andrea WALPERSDORF

Physicienne, Université Joseph Fourier, Grenoble, Directeur de thèse

Emmanuel TROUVE

Professeur au LISTIC, Université de Savoie, Annecy, Co-Directeur de thèse

Michel GAY

Ingénieur de Recherches au CNRS, GIPSA-Lab, Grenoble, Co-Encadrant de thèse



Remerciements

Je tiens dans un premier temps à remercier ma directrice de thèse Andrea Walpersdorf pour m'avoir transmis ses connaissances en GPS, ainsi que pour ses encouragements et sa confiance au cours de ces 3 dernière années. Je remercie également mon co-directeur Emmanuel Trouvé et mon co-encadrant Michel Gay pour m'avoir formé sur de nombreux aspects de l'imagerie radar satellitaire. Merci à vous trois pour vos conseils et vos corrections qui m'ont permis d'achever ce mémoire.

Je voudrais remercier tous les membres du jury pour le temps consacré à mon mémoire ainsi qu'à ma soutenance. Les discussions lors de ma soutenance m'ont permis d'approfondir mes connaissances sur les glaciers.

Je remercie toute l'équipe du laboratoire ISTerre pour son accueil chaleureux pendant ces 3 années de thèse et en particulier tous mes collègues doctorants pour les bons moments passés aussi bien au travail que pendant les loisirs.

Je tiens également à remercier la région Rhône Alpes pour le financement de ce projet et pour m'avoir ainsi permis de réaliser ces travaux de recherche.

Je remercie tous mes amis et en particulier mes deux acolytes du labo Anne et Ainhoa pour avoir partager avec moi les bons et les mauvais moments. Merci pour les fous rires, les discussions interminables et les sorties qui ont fait passer ces 3 années si vite.

Merci à Moon pour sa présence à mes côtés ces deux dernières années et pour m'avoir rendu la vie de thésarde plus douce.

Mes dernières pensées iront vers ma famille, merci à mes parents et à ma soeur pour leur soutien sans faille, grâce auquel j'ai pu achever tout ce que j'ai entrepris jusqu'à présent.

Et bien sûr merci à ma Gaïa, tout simplement pour être là.

Résumé

Les travaux menés dans le cadre de cette thèse portent sur la mesure de la variabilité de déplacement de surface de glaciers alpins, par GNSS et imagerie radar. Le glacier tempéré d'Argentière, situé dans le massif du Mont-Blanc et équipé de stations GPS et de coins réflecteurs, est plus particulièrement choisi comme site d'étude. A l'aide de la méthode de corrélation d'amplitude, 44 images TerraSAR-X acquises en 2009 et 2011 sont traitées, permettant d'obtenir 38 champs de déplacement 2D, ainsi que 6 champs de déplacement 3D. En parallèle, l'analyse de 5 années de données GPS continues issues de 2 stations implantées sur le glacier, permet de connaître la vérité terrain. Une stratégie d'analyse GPS, qui optimise la précision de la mesure de position sur un objet en mouvement, a été choisie. Les résultats GPS révèlent plusieurs régimes dynamiques du glacier d'Argentière. La variabilité journalière indique un déplacement de surface en *stick-slip* et la variabilité intra-annuelle permet de mettre en évidence un amincissement constant du glacier d'Argentière. Au printemps 2011, les résultats GPS permettent de suivre la mise en place d'un système de drainage sous-glaciaire. Les résultats radar permettent une visualisation des variations du déplacement de surface d'une grande résolution spatiale. Au niveau temporel, des accélérations du déplacement sont mises en évidence pendant les périodes de fonte importante. Si une bonne corrélation entre les variations générales du déplacement du glacier d'Argentière issues des deux sources de données est obtenue, les travaux de cette thèse révèlent une importante complémentarité entre le GPS et l'imagerie radar.

Abstract

The aim of this PhD thesis is to measure the surface displacement variability of alpine glaciers with GNSS and radar imagery. The temperate Argentière glacier, located in the Mont-Blanc massif and equipped with GPS stations and corner reflectors, is particularly considered. 44 TerraSAR-X images, acquired in 2009 and 2011, are processed by offset power tracking, allowing to obtain 38 2D displacement fields and 6 3D displacement fields. At the same time, 5 years of continuous GPS data from 2 stations set up on the glacier are processed, allowing to have a ground truth. GPS processing has been carefully chosen to maximize the positioning accuracy on a moving object. GPS results highlight the existence of several dynamic regimes of the Argentière surface displacement. The daily variability shows a stick-slip behaviour of the surface displacement and the intra-annual variability reveals a constant thinning of the ice. Moreover, in spring 2011, the particular signal of the installation of the sub-glacial drainage system is identified. Synthetic Aperture Radar (SAR) results allow the monitoring of the surface displacement with a high spatial resolution. Temporally, a seasonal variability is found, with large accelerations over relatively short times in melting periods. While a good correlation is obtained between the mean displacement variability of the Argentière glacier from both data sources, the thesis results highlight a significant complementarity between GPS and radar imagery.

Table des matières

Introduction générale	13
I Observations et méthodologie	17
1 Etude des glaciers	19
1.1 Introduction	19
1.2 Observation in situ	21
1.2.1 Bilan de masse	21
1.2.2 Observation du déplacement de surface et hydrologie	23
1.2.3 Composantes verticales	25
1.3 Télédétection	29
1.3.1 Bilan de masse	30
1.3.2 Déplacement de surface	32
1.4 Conclusion	36
2 Méthodologie GPS	39
2.1 Introduction	39
2.2 L'analyse GPS et ses dernières modélisations	41
2.2.1 GPS et troposphère	41
2.2.1.1 Le délai troposphérique	41
2.2.1.2 Les fonctions de projection.	44
2.2.1.3 GPS et interférométrie radar	49
2.2.2 GPS et modèles de charges	51
2.2.2.1 Charges océaniques	51
2.2.2.2 Charges atmosphériques	53
2.3 GPS et glaciologie	55
2.3.1 Installation des stations	55
2.3.2 GPS statique	56
2.3.3 GPS cinématique	59
2.3.4 Positionnement relatif	61
2.3.5 Positionnement Ponctuel Précis	62
2.3.6 Traitement choisi	63
2.3.7 Conclusion	64

3	Méthodologie radar	67
3.1	Introduction	67
3.2	Mesure de déplacement par imagerie radar	68
3.2.1	Maximum de similarité	68
3.2.1.1	Principe de la méthode	68
3.2.1.2	Fonctions de similarité en imagerie radar	69
3.2.2	Interférométrie radar	70
3.2.2.1	Phase interférométrique	70
3.2.2.2	Post-traitement	72
3.3	Application de l'imagerie radar en glaciologie	73
3.3.1	Corrélation d'amplitude	74
3.3.2	Interférométrie SAR	78
3.4	Chaîne de traitement utilisée	82
3.4.1	Déplacement 2D	82
3.4.2	Déplacement 3D	85
3.5	Conclusion	87
II	Résultats	89
4	Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS	91
4.1	Introduction	91
4.2	Site expérimental	92
4.2.1	Le glacier d'Argentière	92
4.2.2	Installation des stations GPS	93
4.3	Analyse des données et estimation d'erreurs	96
4.3.1	Résolution d'ambiguité	96
4.3.2	Validation de l'analyse GPS haute fréquence	100
4.4	Résultats	106
4.4.1	Test en termes de déplacements	106
4.4.1.1	Post-traitement des données	106
4.4.1.2	Variabilité de déplacement	108
4.4.2	En termes de vitesse	110
4.4.2.1	Variabilité journalière	110
4.4.2.2	Variabilité annuelle	114
4.5	Conclusion	123
5	Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar	125
5.1	Introduction	125
5.2	Jeux de données disponibles	126
5.2.1	Images TerraSAR-X	126
5.2.2	Résultats GPS en géométrie radar	128
5.3	Mesures de déplacement 2D	129
5.3.1	Résolution spatiale	129

5.3.2	Variabilité spatiale	135
5.3.3	Variabilité temporelle et comparaison avec le GPS	137
5.4	Mesures de déplacement 3D	141
5.4.1	Variabilité spatiale	141
5.4.2	Estimation de l'ablation et comparaison avec le GPS	145
5.4.3	Variabilité temporelle.	149
5.5	Conclusion.	149
Conclusions et perspectives		151
Bibliographie		156

Introduction générale

Les glaciers sont des indicateurs locaux de l'état du climat. Dans le contexte actuel de changement climatique, la surveillance des glaciers s'est donc accrue ces deux dernières décennies. Pour anticiper l'impact de l'évolution des glaciers dans le futur, il est nécessaire de modéliser la dynamique glaciaire. A partir d'observations du déplacement de surface, une meilleure connaissance des paramètres contrôlant les processus physiques de l'évolution des glaciers est possible, permettant de contraindre et donc d'améliorer les modèles dynamiques de flux des glaciers. De nos jours, le suivi du déplacement de surface des glaciers est réalisable avec une grande précision grâce aux systèmes de positionnement par satellite. Depuis la mise en orbite des satellites d'observation haute résolution et du développement des méthodes de télédétection, l'imagerie satellitaire offre en particulier la possibilité de suivre l'évolution des déplacements avec une couverture spatiale pouvant atteindre l'échelle d'une calotte glaciaire.

Le glacier d'Argentière est un glacier tempéré situé dans le massif du Mont-Blanc. Dans le cadre du projet MEGATOR¹, il fut équipé en 2007 d'un réseau de stations GPS et d'un coin réflecteur. Une base de données d'images radar couvrant le massif du Mont-Blanc étant constituée et un dispositif de mesure in situ étant déjà installé sur le glacier d'Argentière, ce dernier fut sélectionné comme site test du projet EFIDIR². Le but de ce projet est de développer des outils de traitement adaptés à l'imagerie Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO ou SAR en anglais) satellitaire pour mesurer les déplacements de surface, en exploitant notamment la masse de données acquises par les agences spatiales.

Les travaux réalisés dans cette thèse, faisant partie du projet EFIDIR, ont pour objectif de mesurer la variabilité du déplacement de glaciers alpins, et plus particulièrement du glacier d'Argentière, par GPS et imagerie radar. Les données GPS continues proviennent

¹Mesure de l'Evolution des Glaciers Alpains par Télédétection Optique et Radar, www.megator.fr.

²Extraction et Fusion d'Informations pour la mesure de Déplacement par Imagerie Radar. Projet ANR Masse de données et connaissances 2008-2012, www.efidir.fr.

du réseau local de stations installé en 2007, en collaboration des laboratoires ISTerre et GIPSA-Lab à Grenoble et du LISTIC à Annecy. Les images radar traitées au cours de cette thèse sont issues du satellite TerraSAR-X et couvrent le printemps et l'été de l'année 2011. Ce satellite haute résolution, développé par l'agence spatiale allemande (DLR), est doté d'un capteur SAR en bande X et est opérationnel depuis janvier 2008. L'utilisation des deux sources d'informations, GPS et SAR, permet un suivi du déplacement de surface des glaciers avec une grande résolution temporelle et spatiale. Les données GPS continues offrent la possibilité d'étudier avec précision, les variations journalières du déplacement et servent de vérité terrain pour valider les résultats de l'imagerie radar. Les résultats GPS sont disponibles entre 2007 et 2012 ; un tel jeu de données est peu courant sur les glaciers où les campagnes d'acquisition sont privilégiées à cause des difficultés de maintenance des stations. Grâce à la grande résolution spatiale des images radar, le traitement des images TerraSAR-X permet de suivre également le déplacement de surface d'autres glaciers du Mont-Blanc.

Pour exposer les recherches et les résultats obtenus au cours de ces 3 années de thèse, ce manuscrit est structuré en 5 chapitres :

1. Le premier chapitre s'intéresse aux études réalisées sur les différents types de glacier. Son but est de fournir une base de connaissances sur les paramètres principaux mesurés en glaciologie et sur les résultats caractéristiques observés.
2. Le deuxième chapitre expose les améliorations du positionnement par GPS et passe en revue son utilisation pour le suivi de déplacement de surface des glaciers. Les travaux bibliographiques concernant l'utilisation du GPS en glaciologie ont permis de faire un choix sur la stratégie d'analyse à adopter dans notre cas d'étude.
3. Le troisième chapitre énumère les différentes méthodes de traitement des images radar existantes et leur application en glaciologie. Comme pour le chapitre précédent, les travaux bibliographiques ont permis de faire un choix sur la méthode à utiliser afin de traiter les images TerraSAR-X.
4. Le quatrième chapitre s'organise autour des résultats provenant des 5 années d'observations GPS continues sur le glacier d'Argentière. Dans un premier temps, la robustesse des résultats obtenus par la stratégie d'analyse choisie est validée. Les résultats concernant la variabilité du déplacement de surface, ainsi que les hypothèses émises pour expliquer cette variabilité sont ensuite exposés.
5. Le cinquième et dernier chapitre présente les résultats de l'analyse radar. Les champs de déplacement 2D, réalisés sur le glacier d'Argentière, sont comparés

avec les déplacements obtenus par GPS. Il en est de même pour les champs de déplacement 3D, obtenus quant à eux sur 4 glaciers du Mont-Blanc contenus dans les images radar ; il s'agit des glaciers des Bossons, Mer de glace, de Tacconnaz et d'Argentière.

Ce manuscrit se termine avec les conclusions générales sur ces 3 années de thèse, ainsi qu'avec quelques perspectives pour les observations de la dynamique des glaciers par télémétrie spatiale.

Première partie

Observations et méthodologie

Chapitre 1

Etude des glaciers

1.1 Introduction

Les glaciers sont localisés dans les régions où le climat est suffisamment froid pour qu'une partie de la neige hivernale subsiste d'une année sur l'autre et puisse progressivement se transformer en glace. La couverture géographique occupée par ces glaciers est un facteur important dans l'équilibre climatique global. En effet, l'albédo terrestre dépend fortement de l'extension de la couverture de glace, comprenant les glaciers et les calottes polaires, pouvant renvoyer près de 80% des rayons solaires. Sans cette surface réfléchissante, la chaleur de ces rayons serait absorbée par la croûte terrestre, ce qui aurait pour effet d'accélérer le processus de l'effet de serre. Les glaciers étant des indicateurs du climat, ils fournissent des données précieuses pour étudier les effets du changement climatique (Lanoe, 2013). Leur fonte est source de plusieurs inquiétudes telles que la montée du niveau des océans, la disparition de ressources en eau et l'augmentation des catastrophes naturelles qui leur sont liées. Le recul actuel des glaciers provoque la formation de grands lacs d'eau de fonte souvent piégée en aval du glacier, lesquels sont susceptibles de s'écouler brutalement et de provoquer des crues dévastatrices (Lanoe, 2013).

Il existe 3 catégories principales de glaciers établies en fonction de leur régime thermique (figure 1.1) :

1. Les glaciers tempérés dont le profil vertical de température est proche du point de fusion (0°). La plupart des glaciers alpins sont de type tempérés.
2. Les glaciers polythermiques dont la température interne est constituée de strates à températures négatives et de strates proches du point de fusion. C'est le cas de la plupart des glaciers du Spitzberg, de la Colombie britannique ainsi que du Groenland.
3. Les glaciers froids dont le profil vertical de température est toujours négatif. Ces glaciers se retrouvent actuellement en Antarctique, ainsi qu'aux très hautes altitudes comme sur le plateau tibétain situé au nord de l'Himalaya.

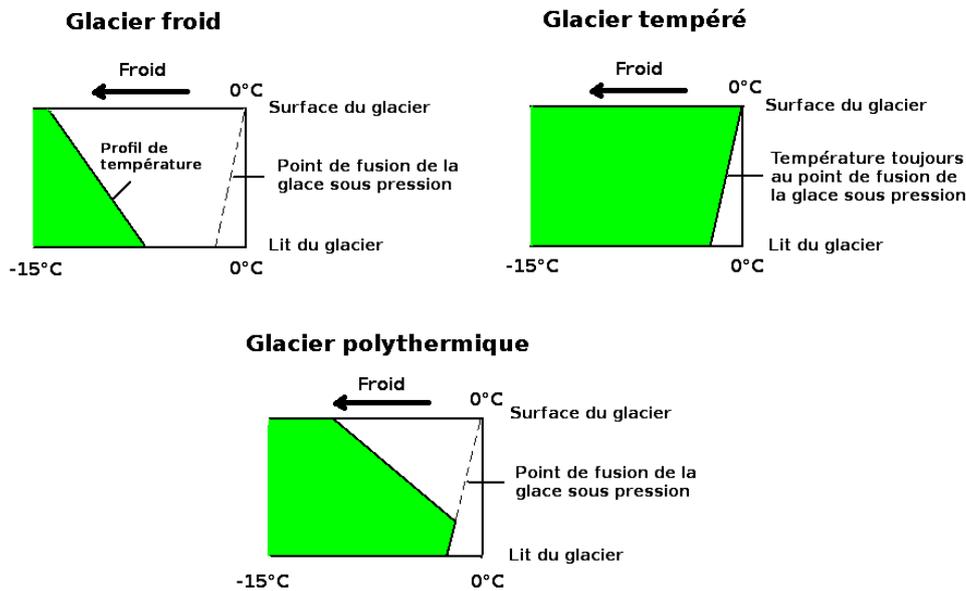


FIG. 1.1 – Profils de température des 3 principales catégories de glaciers ; d’après Lanoe (2013).

La glace étant un solide déformable, tous les types de glaciers s’écoulent sous l’effet de la gravité, en fonction d’une contrainte normale liée au poids du glacier et d’une contrainte cisailante liée à la pente du glacier. En plus du fluage, les glaciers tempérés et polythermiques, dont la base est proche du point de fusion, se déplacent par glissement basal. Ce glissement est favorisé par la présence d’un film d’eau à l’interface glace/lit. Si le lit rocheux présente une topographie irrégulière, une quantité d’eau supplémentaire est produite par compression et fusion lorsque l’écoulement est bloqué en amont de l’obstacle. Après dépassement de l’obstacle, la pression redevient normale et le surplus d’eau regèle. L’écoulement passe alors par des phases d’accélération et de décélération. Si de grandes quantités d’eau sont amenées à l’interface lit/glace par fonte ou par précipitations de pluies importantes, la pression hydrostatique peut devenir assez grande pour décoller la glace de son lit et entraîner de fortes accélérations. Ce phénomène est appelé *surge glaciaire*.

A partir de données des satellites ERS1-2 et d’interférométrie, Rignot et al. (2008) ont observé une augmentation de 75% de la perte de masse de glace de la calotte glaciaire de l’Antarctique, au cours des 10 dernières années. L’augmentation de la température engendrerait plusieurs facteurs provoquant l’accélération de la glace. Pour les glaciers tempérés cela se traduit par de la fonte et par une augmentation du glissement basal amenant de plus grandes quantités de glace dans les parties basses du glacier, plus chaudes. Pour les glaciers froids, l’augmentation de la température de l’eau de mer accélère le processus de fonte et le vèlage d’iceberg au niveau des côtes continentales. Modéliser la dynamique des glaciers est donc un axe important de la recherche pour comprendre leur évolution future dans un tel contexte climatique. Pour pouvoir contraindre ces modèles, l’observation des

glaciers s'est considérablement accrue ces dernières décennies.

Depuis l'avènement des techniques spatiales les paramètres tels que la topographie de surface, la vitesse d'écoulement de surface et le bilan de masse sont estimables avec une grande résolution spatiale, à l'échelle d'un glacier ou d'une calotte polaire. Les conditions subglaciaires telles que la pression et l'érosion sous-glaciaires, ainsi que les variations de déplacement à courtes échelles spatio-temporelles nécessitent toujours quant à elles des mesures in situ.

1.2 Observation in situ

Les mesures in situ restent essentielles pour l'étude des glaciers. Elles jouent le rôle de vérité terrain, permettant de valider les résultats obtenus par télédétection. Elles permettent aussi d'avoir des informations sur certains paramètres pour lesquels aucune mesure par système de télédétection n'est possible. Ces paramètres sont par exemple le niveau de pression sous-glaciaire dont l'augmentation est à l'origine des surges glaciaires (Nienow et al., 2005; Sugiyama et al., 2011). Un autre exemple est le taux de charge sédimentaire présent dans l'eau évacuée en aval du glacier. Ce taux de particules en suspension donne une information sur l'état du système de drainage sous-glaciaire (Bartholomew et al., 2011b). Une forte concentration de particules indique une forte érosion et donc la mise en place de canaux permettant à l'eau de s'évacuer.

1.2.1 Bilan de masse

Les bilans de masse permettent d'estimer la perte ou le gain de glace d'un glacier au cours des années en estimant des variations volumétriques. L'évolution du bilan de masse dépend principalement du climat et de l'albédo. La glace se forme sur le glacier par accumulation. L'accumulation renferme tous les processus susceptibles d'apporter de la masse au glacier comme les chutes de neige ou les avalanches. La glace formée sur le glacier n'est pas statique, elle s'écoule en direction de la pente sous l'effet de la gravité. Dans ses parties basses, le glacier subit le processus d'ablation, c'est-à-dire de perte de glace. Pour les glaciers froids, en Antarctique par exemple la perte de glace s'effectue essentiellement par vêlage d'iceberg. La glace s'écoule jusqu'à la mer où elle finit par se détacher. Dans les glaciers tempérés, comme les glaciers Alpains, c'est le phénomène de fonte qui est le plus important. La glace s'écoule vers les parties basses où la température est supérieur à 0° pendant la saison estivale et fond. Ces glaciers sont donc constitués de deux régions, la zone d'accumulation en haute altitude où l'accumulation de la neige est plus important que la fonte estivale et la zone d'ablation, de plus basse altitude où la neige accumulée en hiver fond totalement ainsi qu'une partie de la glace se trouvant en dessous. Ces deux zones sont délimitées par la ligne d'équilibre où l'accumulation est égale à la fonte estivale, c'est-à-dire où le bilan de masse annuel est égal à zéro.

Le bilan de masse annuel se calcule en mesurant la différence de quantité de glace dans différentes parties du glacier d'année en année. Le calcul utilise généralement l'équiva-

lence en eau comme unité de mesure, qui correspond simplement à la hauteur d'eau que représente une quantité de glace fondue. Les mesures utilisées sont relevées en fin d'année hydrologique, c'est-à-dire fin septembre. Ces mesures sont le plus souvent effectuées avec des balises en zones d'ablation. La hauteur des balises à partir de l'affleurement donne des informations sur la quantité de glace fondue. En zone d'accumulation, l'utilisation de forages est privilégiée. La hauteur et la densité des carottes de névé prélevées renseignent sur la quantité de matière qui s'est accumulée. La surface de neige ou de glace de l'année précédente servant comme origine, le bilan de masse annuel est relatif. En relevant ce type de données pendant plusieurs années il est possible de suivre l'évolution du glacier.

Les travaux de Fischer (2010) sont un exemple de reconstruction de l'évolution d'un glacier, à partir de bilan de masse. Fischer (2010) reconstruit l'évolution du glacier d'Hinterseisferner en Autriche entre 1953 et 2003 à partir de mesures in situ de bilans de masse annuels. La figure 1.2 résume ses résultats. Le glacier peut être séparé en 3 sections :

1. La zone SE correspond à la partie du glacier où le changement d'élévation de surface est minimale (moins de 10 m) entre 1953 et 2003. L'auteur explique ce résultat par la présence de névé dans cette partie du glacier. Durant les 50 dernières années une récession du névé sur le glacier d'Hinterseisferner est observée. Cependant, il a survécu aux saisons d'ablation dans la partie notée SE, ce qui n'est pas le cas des parties plus basses du glacier où il a totalement fondu entre 1953 et 2003. Contrairement aux autres parties, la surface SE a ainsi conservé un albédo suffisamment grand pour empêcher une absorption de chaleur et donc une ablation trop importante.
2. La zone HI correspond à la partie centrale de la surface couverte par le glacier en 2003. Le changement d'élévation de cette partie au cours des 50 dernières années indique qu'elle va probablement perdre la connection avec les zones du glacier dont l'épaisseur de glace est du même ordre que son changement d'élévation des dernières décennies.
3. La zone LE correspond à la partie la plus proche de la langue terminale du glacier en 2003. C'est aussi la partie de ce qu'il reste du glacier en 2003 qui présente le maximum d'affaissement par rapport à son état en 1953. L'auteur explique ce résultat par l'absence de névé depuis 1953 sur cette partie du glacier, par l'absence de précipitations neigeuses et par le changement de topographie dû à la fonte. Ces facteurs ont entraîné un changement d'albédo déclenchant une importante perte de masse.

Les auteurs concluent que la température, les précipitations, l'albédo et la topographie jouent un rôle important dans l'évolution du bilan de masse du glacier d'Hinterseisferner. La sensibilité des bilans de masse aux changements climatiques sur d'autres périodes et sur d'autres glaciers ne semble pas être valide. Lors des modélisations, des données d'albédo et de changements d'élévation devraient être utilisées afin de séparer leurs effets de ceux des changements climatiques (Fischer, 2010). Les changements d'élévation et de topographie peuvent de nos jours être obtenus par imagerie satellitaire.

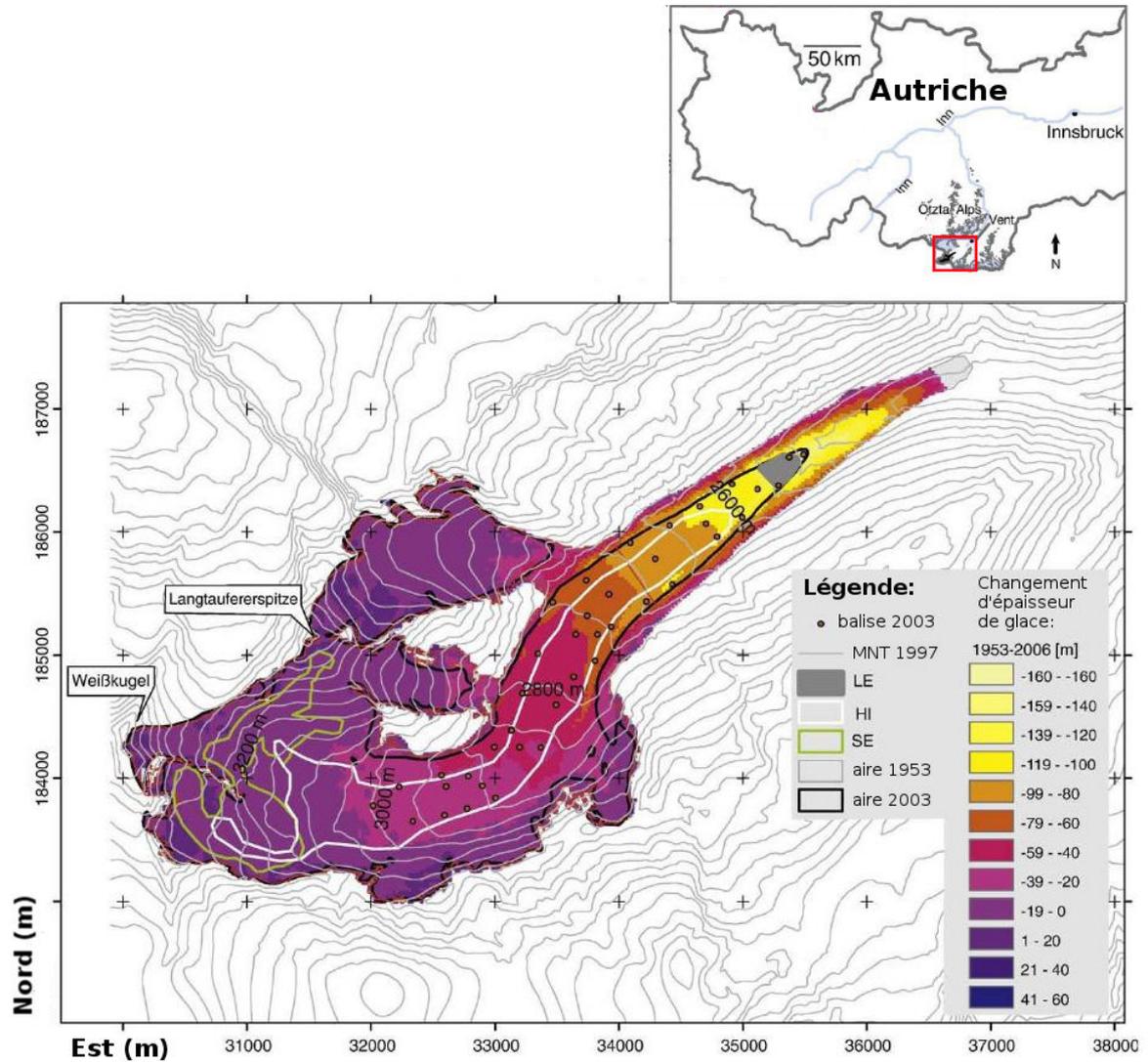


FIG. 1.2 – Marge du glacier d’Hintereisferner en 1953 et 2003 et changement de l’élévation de surface du glacier entre 1953 et 2006 ; d’après Fischer (2010).

Les mesures de bilan de masse sont donc essentielles pour suivre l’évolution d’un glacier. Elles permettent aussi d’estimer l’impact que peut engendrer des changements des conditions météorologiques ou un changement d’albédo sur la perte de masse et ainsi avoir des informations sur son évolution future.

1.2.2 Observation du déplacement de surface et hydrologie

Les observations in situ, par balises de positionnement et théodolites dans le passé (e.g. Iken and Bindschadler (1986); Hooke et al. (1989)) et plus récemment par positionnement GPS (e.g. Anderson et al. (2004); Bartholomew et al. (2008); Bartholomew

1. Etude des glaciers

et al. (2010)) ont permis de mettre en évidence des variations du déplacement de surface des glaciers tempérés. Ces études révèlent des pics d'accélération importants du déplacement de surface s'étendant sur quelques jours, généralement visibles en début d'été lorsque les températures deviennent positives. Les séries temporelles de positions de ces études montrent un surélévement vertical associé aux accélérations du déplacement horizontal.

Pour exemple, Bartholomew et al. (2010) étudient le déplacement de la glace de la marge ouest du Groenland à l'aide de 4 stations GPS. La figure 1.4 représente les résultats du GPS du site 4 localisé sur la figure 1.3.

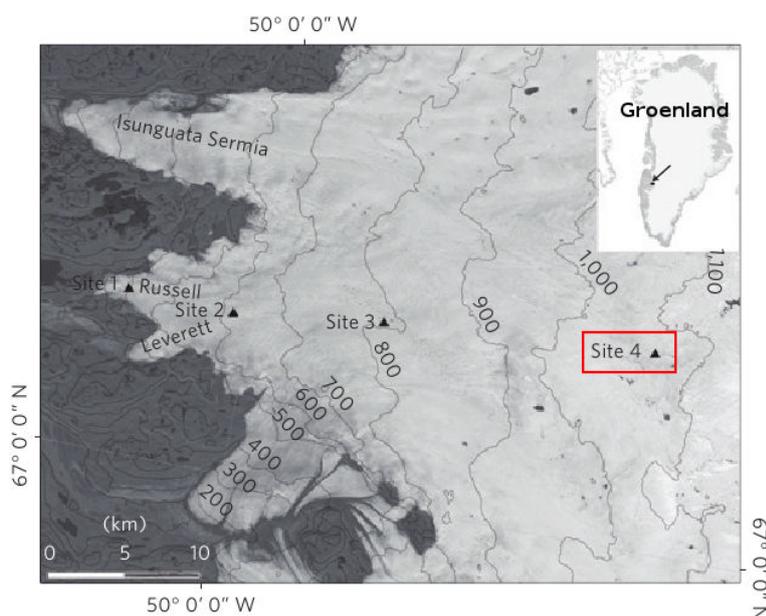


FIG. 1.3 – Localisation de la station GPS d'où proviennent les résultats cités à titre d'exemple ; d'après Bartholomew et al. (2010)

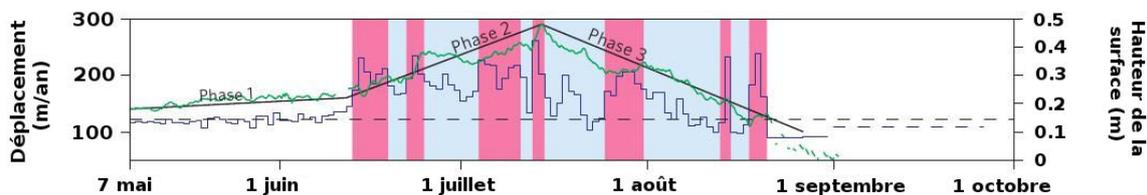


FIG. 1.4 – Déplacement horizontal (ligne bleue), hauteur de la surface du glacier (ligne verte) et déplacement de référence hivernal (ligne en pointillé). Les zones rouges correspondent aux périodes où les déplacements horizontaux et verticaux augmentent en même temps. Les zones bleues les périodes où ces deux déplacements diminuent en même temps ; d'après Bartholomew et al. (2010)

Ce type de résultat a aussi été observé sur les glaciers alpins. L'élévation de la surface des glaciers suit trois phases distinctes :

1. Phase 1 : les déplacements horizontaux et verticaux sont constants, et correspondent au déplacement de référence présent en hiver.
2. Phase 2 : le déplacement horizontal augmente ainsi que la hauteur de la surface de la glace.
3. Phase 3 : la surface de la glace redescend jusqu'à revenir à sa position initiale et le déplacement horizontal tend vers sa valeur de référence.

Ces différentes phases s'expliquent par l'infiltration d'eau provoquée par la fonte de surface de la glace. L'eau présente à l'interface glace/lit rocheux joue le rôle de lubrifiant et provoque l'augmentation du taux de déplacement basal (Joughin et al., 2008; Sundal et al., 2011). L'eau de fonte influence le taux de mouvement basal en altérant la pression effective, c'est-à-dire en augmentant la pression d'eau sub-glaciale à l'interface glace/lit rocheux. Lorsque la pression d'eau atteint la valeur de pression critique correspondant au poids de la colonne de glace située au dessus, l'eau peut soulever le glacier (Iken and Bindshadler, 1986). Les frottements entre la glace et le lit du glacier étant réduit, il en résulte une augmentation du glissement basal, visible en surface.

Le système de drainage subglacial est le facteur contrôlant la pression d'eau sous la glace. En hiver le flux d'eau à travers ce système de drainage est très bas voire inexistant. Au printemps, le système composé de petites cavités interconnectées contenant beaucoup de sédiments est alors inefficace face à l'arrivée d'une grande quantité d'eau (Schoof, 2010). La pression de l'eau augmente et décolle le glacier de son lit rocheux. Ceci entraîne une augmentation du glissement basal et donc du déplacement de surface horizontal et provoque un surélévment de la surface (phase 2 de la figure 1.4). L'eau fait ensuite fondre les parois, élargit les conduits et peut être évacuée. Une fois le système de drainage créé et rendu opérationnel, la pression d'eau baisse, diminuant ainsi le glissement basal même si les températures et la fonte des glaces sont toujours importantes (phase 3 de la figure 1.4). L'évolution du système de drainage permet donc de limiter les accélérations en été et les pertes de masses associées au fluage rapide de glace dans les zones plus chaudes, de plus basses altitudes (Palmer et al., 2011; Bartholomew et al., 2011a).

1.2.3 Composantes verticales

Pour étudier les variations verticales de la surface du glacier par des mesures in situ, il faut prendre en compte les différents paramètres qui les composent :

1. Le déplacement propre du glacier supposé parallèle au lit rocheux.
2. Les déformations internes de la glace, amincissement ou épaissement, dues aux différentiels de vitesse horizontale entre les différentes parties du glacier.
3. Les surélévements du glacier, dus à l'infiltration d'eau à l'interface glace/lit rocheux ; ce phénomène est expliqué dans la partie 1.2.2.

1. Etude des glaciers

Les balises de positionnement et les stations GPS étant généralement bien ancrées dans la glace, les variations de hauteur liées à l'ablation n'interviennent pas.

Pour différencier les composantes intervenant dans le déplacement vertical, les glaciologues étudient l'évolution du déplacement vertical en fonction du déplacement horizontal afin de déterminer la trajectoire des points à la surface du glacier (Anderson et al., 2004; Sugiyama et al., 2010). Pour exemple, Anderson et al. (2004) étudient le déplacement du glacier de Bench en Alaska à l'aide de 5 stations GPS localisées sur la figure 1.5. La figure 1.6 représente les trajectoires des stations 1, 2, 3 et 4. En faisant l'hypothèse que le glacier s'écoule parallèlement au lit rocheux, la dérive moyenne des stations correspond à la pente du lit. Dans cet exemple la pente est de -60 m/km, valeur cohérente avec les résultats de géoradar existants. Les écarts par rapport à la pente moyenne sont dus aux surélévements du glacier après infiltration d'eau à l'interface glace/lit rocheux ainsi qu'aux contraintes induites par les différentiels de déplacements horizontaux entre les différentes parties du glacier.

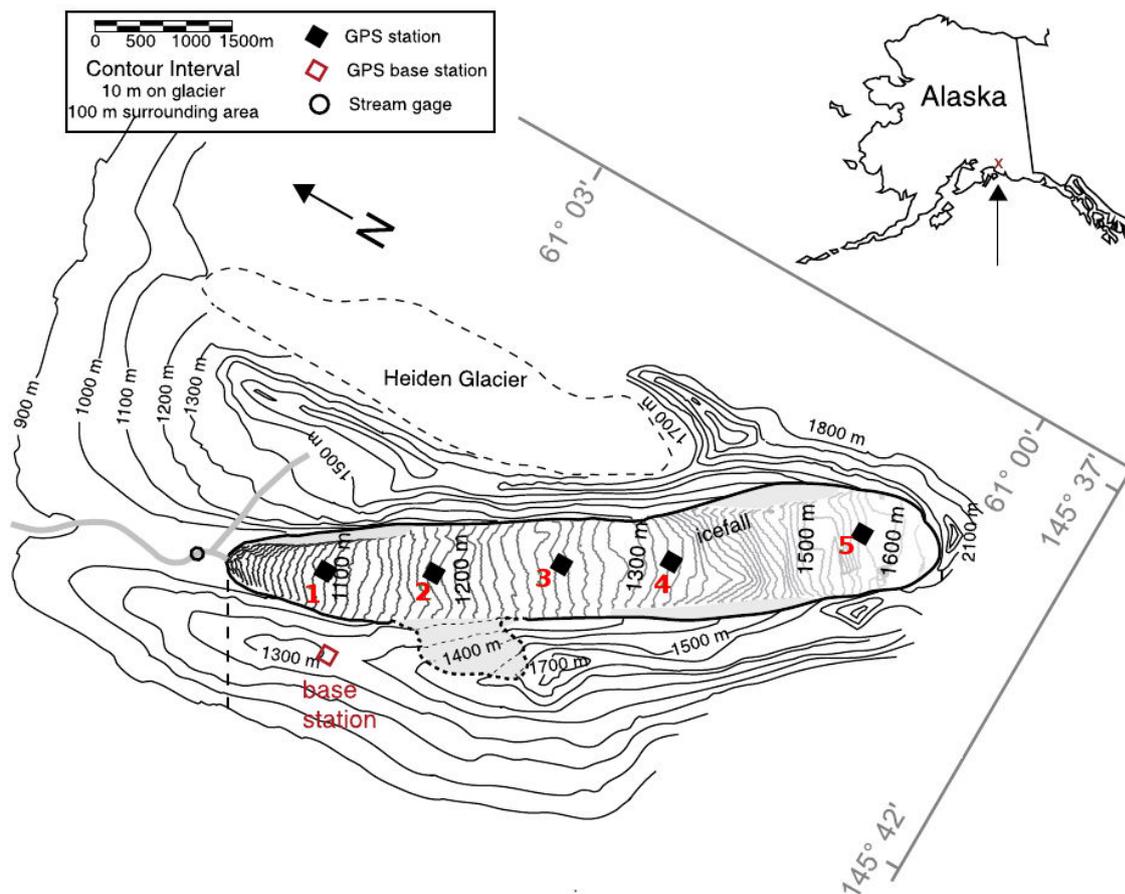


FIG. 1.5 – Glacier de Bench étudié dans les travaux de Anderson et al. (2004) et emplacements des stations GPS utilisées ; d'après Anderson et al. (2004).

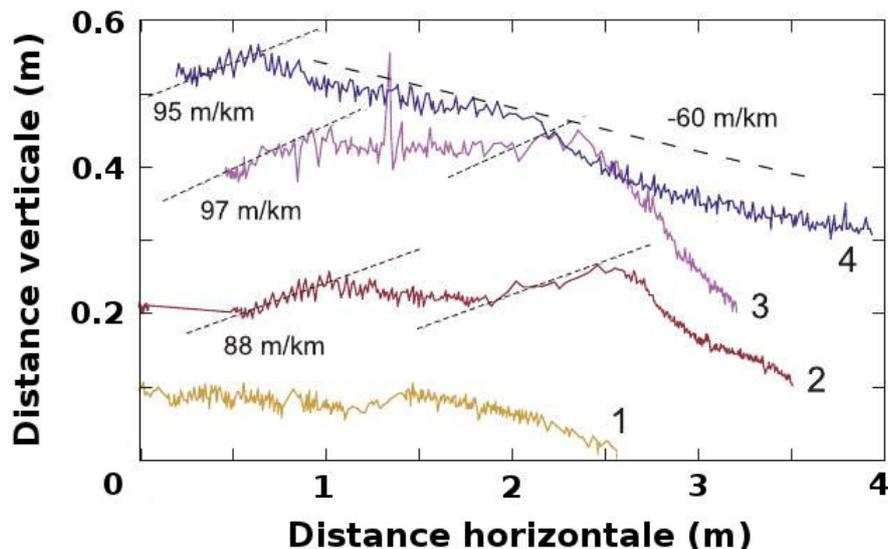


FIG. 1.6 – Trajectoires de 4 stations GPS reflétant la trajectoire de la surface du glacier ; d'après Anderson et al. (2004).

Pour évaluer la composante due aux contraintes horizontales qui mènent à un amincissement/épaississement de la glace, il suffit de connaître le déplacement en plusieurs points sur un profil longitudinal à travers le glacier. En faisant l'hypothèse que la glace est incompressible et que l'extension latérale est négligeable, le déplacement vertical associé à la déformation de la glace dépend en première approximation de la hauteur de la glace et de la loi de fluage de la glace. Il est d'usage en glaciologie d'appliquer la loi de fluage de Glen (Krainer and He, 2006; Headley et al., 2012). Le déplacement vertical associé à la déformation de la glace à un point i peut s'écrire :

$$D_z = -H_i \left(\frac{\Delta \bar{D}_x}{\Delta x} \right) = -H_i \left(\frac{\bar{D}_{x_{i+1}} - \bar{D}_{x_{i-1}}}{x_{i+1} - x_{i-1}} \right) \quad (1.1)$$

où H_i est l'épaisseur de glace au point i , et $\bar{D}_{x_{i+1}} - \bar{D}_{x_{i-1}}$ le différentiel de déplacement des colonnes de glaces aux points voisins de position x_{i-1} et x_{i+1} . \bar{D} est une fonction de la différence entre la vitesse de surface observée et la vitesse horizontale, elle dépend de la rhéologie de la glace.

Les résultats obtenus par Anderson et al. (2004) sont présentés sur la figure 1.7. La partie A de la figure montre le taux de contrainte horizontale entre les stations GPS. Anderson et al. (2004) trouvent que les périodes d'accélération du glacier sont corrélées avec les périodes où le taux de contraintes est supérieur à 1×10^{-4} /jour. Les signes opposés du taux de contrainte entre les différents segments est représentatif de la propagation des accélérations du déplacement. La compression d'un segment entraîne inévitablement de l'extension sur les segments environnants. La partie B de la figure

présente les changements de l'élévation de la surface du glacier à l'emplacement des 3 stations GPS dont la position longitudinale leur permet d'être entourée par deux autres stations. Ces changements d'élévation sont calculés à partir de l'équation 1.1. Dans ce cas le maximum d'élévation due aux contraintes horizontales est de 6 cm sur un vingtaine de jours.

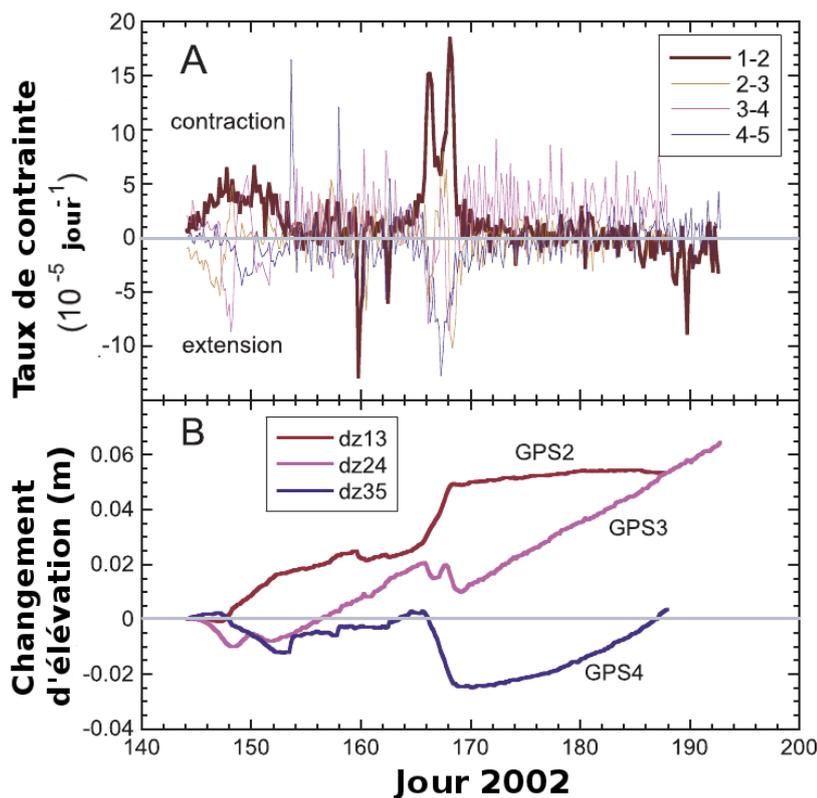


FIG. 1.7 – Surélévation de la surface du glacier, aux positions de 3 stations GPS, sous l'effet des contraintes horizontales entre les différents GPS ; d'après Anderson et al. (2004).

Pour estimer le déplacement vertical dû au décollement du glacier sous l'effet de la pression de l'eau par rapport au lit rocheux, il faut soustraire aux séries temporelles mesurées, la composante verticale due au déplacement parallèle au lit rocheux et le déplacement dû à la déformation de la glace. L'équation 1.1 ayant tendance à maximiser le déplacement vertical dû à l'amincissement ou à l'épaississement du glacier, le signal attribué au surélévation du glacier est minimisé. La figure 1.8 est l'exemple de l'étude de Anderson et al. (2004). Il trouve que le décollement maximal atteint 22 cm dans cette même période de 20 jours.

Dans l'étude de Anderson et al. (2004) les contraintes horizontales jouent un rôle minime, n'entraînant qu'une faible variation de l'élévation de la surface du glacier. Les variations de la composante verticale du déplacement sont essentiellement dues au décol-

lement de la base du glacier par rapport à son lit rocheux sous l'effet de l'augmentation de la pression d'eau.

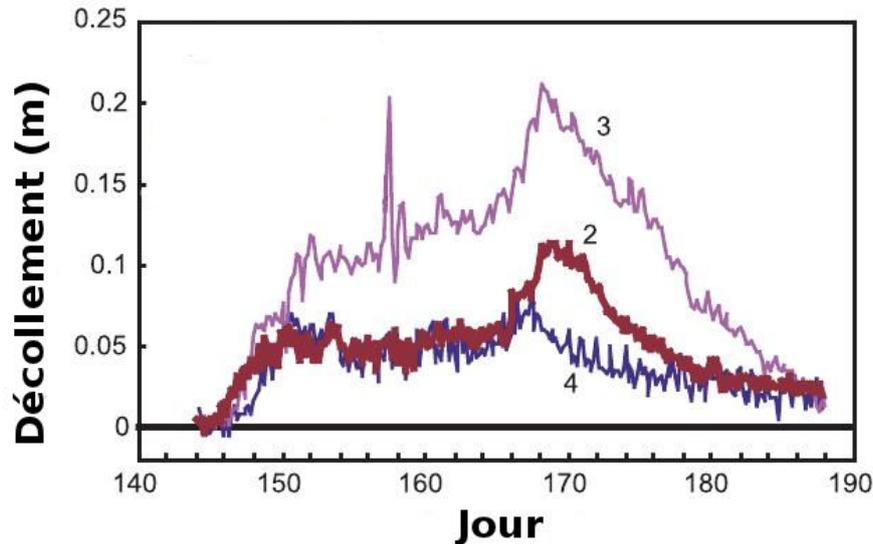


FIG. 1.8 – Surélévement de la surface du glacier, aux localisations de 3 stations GPS, sous l'effet de l'infiltration d'eau à l'interface glace/lit rocheux ; d'après Anderson et al. (2004).

A travers ces exemples, il apparaît que les mesures in situ permettent d'obtenir de nombreuses informations. Les bilans de masse annuels permettent de suivre l'évolution du glacier sur le long terme, ainsi que d'estimer l'impact des variations climatiques et des changements d'albédo locaux. Leur grande résolution temporelle permet aussi de mettre en évidence des variations à court terme de la dynamique de la glace et d'estimer l'implication des différents phénomènes tels que les décollements et les amincissements/épaississements du glacier dans les résultats observés.

1.3 Télédétection

Les mesures de déplacement in situ (cf section 1.2.2), fournissent des résultats de grande précision pouvant atteindre le mm/an avec le système GPS. Cependant l'installation et le suivi du matériel sur les glaciers peuvent s'avérer très difficiles dans les régions glaciaires où le climat est rude et l'accessibilité limitée. Peu de glaciers sont à nos jours équipés de stations GPS continues. La télédétection est une alternative permettant d'obtenir des résultats d'une grande résolution spatiale. L'interférométrie radar ainsi que la corrélation d'amplitude d'images SAR ou optiques sont des méthodes ayant déjà fait leurs preuves en glaciologie.

1.3.1 Bilan de masse

Le suivi de bilan de masse par télédétection s'avère être très utile dans les régions difficiles d'accès où bien souvent les mesures in situ sont inexistantes. En général, pour calculer le bilan de masse d'un glacier par imagerie satellitaire il faut soustraire les données d'élévation de la surface du glacier entre différentes époques (Kaab, 2008; Bolch et al., 2011).

Les travaux de Neckel et al. (2013) utilisent cette technique pour estimer le bilan de masse de la calotte glaciaire du Purogangri dans le plateau tibétain entre 2000 et 2012. Une calotte glaciaire est un glacier d'envergure régionale. Celle de Purogangri du plateau tibétain est à base froide et s'étend sur 397 ± 9.7 km². Sur la zone d'étude, les auteurs ont à disposition les données de deux missions visant à cartographier la Terre composées d'un interférogramme de février 2000 provenant de la mission STRM (Shuttle radar Topography Mission), ainsi que le modèle numérique de terrain (MNT) dérivé. L'autre source d'information provient d'un interférogramme de janvier 2012 issu de la mission des satellites TerraSAR-X (TSX) et TanDEM-X (TDM), ainsi que du MNT dérivé. Neckel et al. (2013) estiment le bilan de masse selon 2 approches différentes. En premier, ils utilisent l'interférométrie radar différentielle (D-InSAR) afin de déterminer un changement d'élévation relatif entre les deux époques. La deuxième approche consiste à estimer un changement d'élévation absolu par soustraction des deux MNT. Le changement d'élévation est ensuite converti en bilan de masse. La connaissance de la densité du matériau à convertir est nécessaire lors de cette étape. Neckel et al. (2013) utilisent deux scénarios possibles. Le premier consiste à prendre une densité de glace de 900 kg.m^{-3} sur l'ensemble de la calotte glaciaire (Wagnon et al., 2007; Bolch et al., 2011). La glace étant plus récente dans la zone d'accumulation, dans le deuxième scénario la densité de la glace est pondérée à 600 kg.m^{-3} dans les zones d'accumulation et à 900 kg.m^{-3} dans les zones d'ablation (Berthier et al., 2007; Kääb et al., 2012).

Les résultats des deux approches en terme d'élévation montrent un abaissement de la surface dans les parties externes du glacier et un épaissement à l'intérieur de la calotte glaciaire (figure 1.9). Les histogrammes représentés sur cette figure indiquent que les changements d'élévation positifs et négatifs semblent s'équilibrer. La figure 1.10 indique que les changements d'élévation négatifs sont corrélés avec les altitudes inférieures à 5750 m et les changements d'élévations positifs avec les altitudes supérieures. La figure 1.10 montre aussi que ce résultat n'est pas visible dans les zones hors du glacier; les résultats ne présentent donc pas un biais introduisant un changement d'élévation artificiel en fonction de l'altitude. Après avoir converti le changement d'élévation en bilan de masse, les auteurs trouvent qu'avec le premier scénario (densité constante), le résultat de l'approche par D-InSAR est de $+0.01 \pm 0.36$ m w.e et celui de l'approche par soustraction de MNT est de $+0.3 \pm 0.05$ m w.e. Avec le second scénario (densité variable), l'approche par D-InSAR donne -0.65 ± 0.3 m w.e. et l'approche par MNT -0.44 ± 0.04 m w.e.. Tous ces résultats sont numériquement très petits et indiquent qu'entre 2000 et 2012, les gains et les pertes de masse de la calotte glaciaire du Purogangri se sont équilibrées pour donner ce bilan de masse proche de 0. Ces résultats sont en accord avec les études de Yao et al.

(2012), qui ont calculé le bilan de masse de la même région pendant la même période avec des mesures in situ. Le comportement de cette calotte glaciaire est contraire à ceux des autres glaciers du plateau tibétain qui montrent des bilans de masse négatifs.

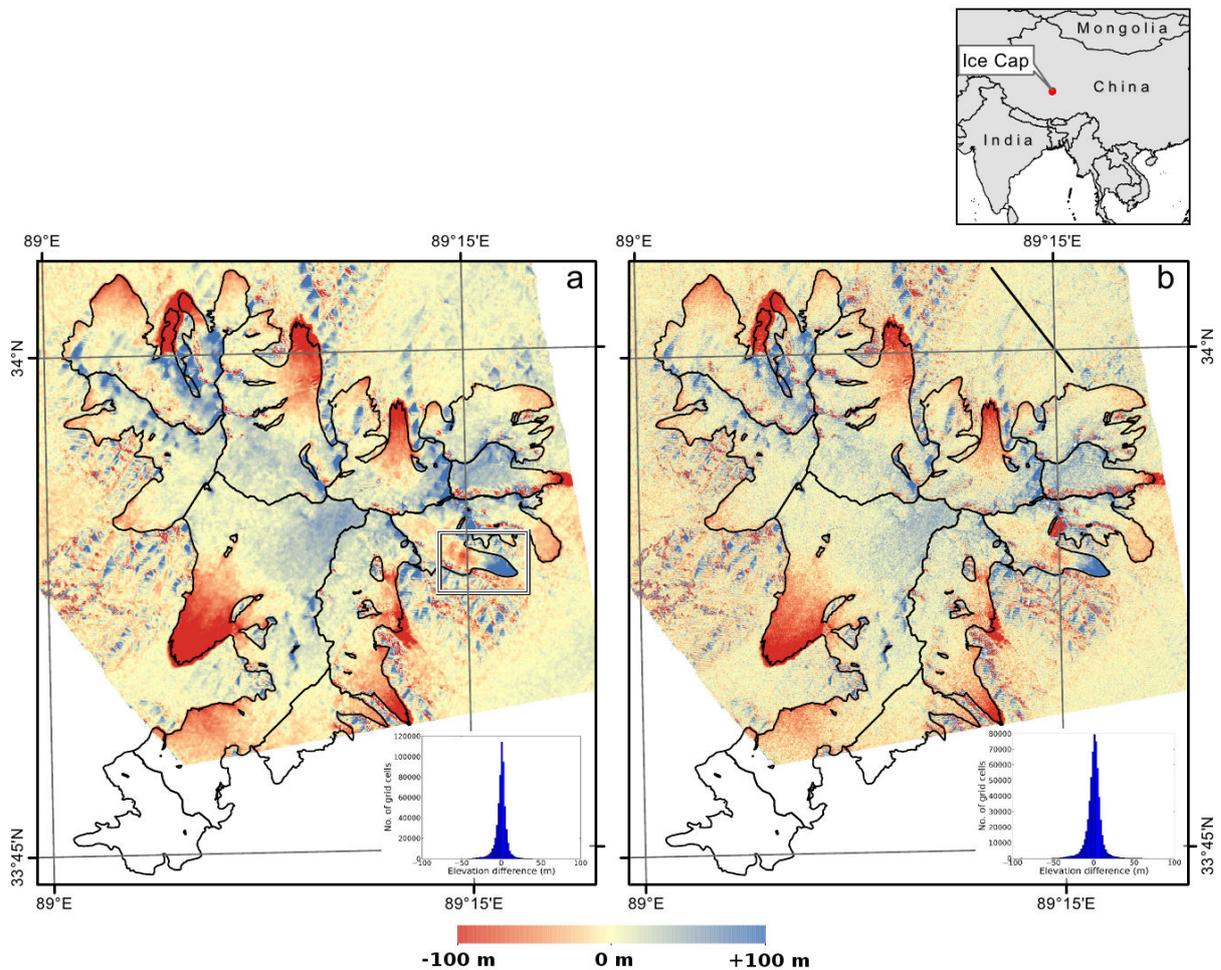


FIG. 1.9 – Cartes représentant le changement d'élevation de la calotte glaciaire du Purogangri du plateau tibétain entre 2000 et 2012 à partir de D-InSAR (a) et de la soustraction des MNT (b). Les zones rouges représentent les parties des glaciers dont la surface s'est abaissée et les zones bleues les parties dont la surface s'est élevée. L'histogramme représente le nombre de pixel en fonction du changement d'élevation ; d'après Neckel et al. (2013).

L'hypothèse émise par Neckel et al. (2013) pour expliquer ce résultat fait appel aux mécanismes entrant en jeu dans l'anomalie du Karakorum. Ce terme provient du constat de la stabilité, voire de l'augmentation de la masse de certains glaciers de l'énorme massif du Karakorum s'étendant sur 20 000 km² à travers l'Inde, la Chine et le Pakistan (Hewitt, 2005; Scherler et al., 2011; Gardelle et al., 2012). D'après les informations météorologiques enregistrées, l'hypothèse suggère qu'un microclimat règne sur une partie de cette région amenant plus de précipitations ainsi qu'une légère baisse de température.

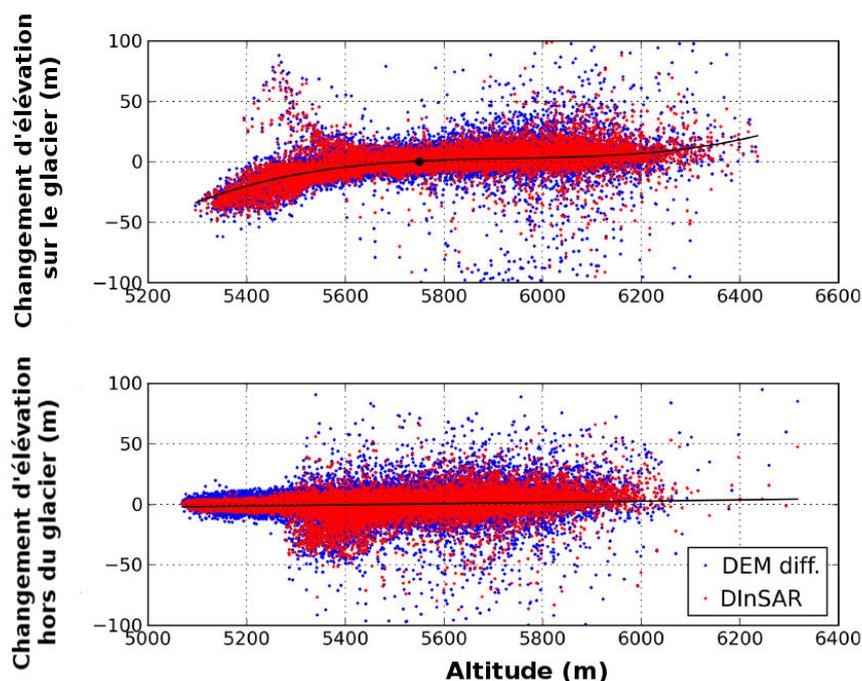


FIG. 1.10 – Changement d'élévation de la surface de la calotte tibétaine du Purogangri en fonction de l'altitude entre 2000 et 2012, le point noir représente la position de la ligne d'équilibre (graphique du haut). Aucun biais lié à l'altitude n'est visible en dehors de la calotte glaciaire (graphique du bas) ; d'après Neckel et al. (2013).

Dans cet exemple, à l'échelle d'une calotte glaciaire, l'imagerie satellitaire permet de suivre avec une très grande résolution spatiale l'évolution de la quantité de glace dans les régions situées dans les plus hautes altitudes. Si la tendance est une fonte généralisée de la plupart des glaciers, la télédétection a permis ces dernières années de mener les recherches dans des endroits très difficiles d'accès et de mettre en évidence certaines régions où cette tendance semble s'inverser.

1.3.2 Déplacement de surface

Dans cette section, nous allons nous intéresser au flux de surface des glaciers. Dans un premier temps, les caractéristiques d'un objet de la glaciologie que nous n'avons pas encore abordé dans cette thèse seront présentées. Il s'agit des glaciers rocheux. La télédétection a été utilisée dans de nombreuses études pour déterminer les déplacements de surface des glaciers. Par l'utilisation de l'imagerie radar (Papke et al., 2012; Barbox et al., 2012; Liu et al., 2012) ou de l'imagerie optique (Kääb and Vollmer, 2000; Kaufman and Ladstädter, 2003), ces scientifiques se sont intéressés aux glaciers rocheux.

Les glaciers rocheux sont des masses de débris rocheux contenant de la glace et qui fluent tout comme les autres glaciers selon la gravité. Le déplacement des glaciers rocheux alpins est de l'ordre de 1 à 2 m/an, ce qui est nettement moins rapide que celui des glaciers

blancs. L'écoulement d'un glacier rocheux dépend de la pente et de la topographie de son lit ainsi que des conditions météorologiques. Pour que le mélange blocs-glace puisse se déplacer par fluage, la pente doit être suffisante ($>10^\circ$) (Lanoe, 2013). Durant cette dernière décennie, une augmentation de leur déplacement de surface a été observée dans les Alpes (Delaloye et al., 2008; Barboux et al., 2012). Les études cherchent à présent le lien entre le déplacement de surface et le climat. La corrélation entre ces deux facteurs est difficile à établir car les phénomènes physiques qui interviennent dans leur interaction sont complexes et agissent sur des échelles temporelles et spatiales différentes.

Liu et al. (2012) étudient le déplacement de surface de 59 glaciers de la Sierra Nevada en Californie en utilisant l'interférométrie radar (InSAR). Leur première observation est l'hétérogénéité des résultats, certains glaciers se déplacent à 84 cm/an et d'autres à 15 cm/an. Ces disparités suggèrent une forte influence des propriétés locales, telles que la pente, la topographie et la proportion de masse de glace, sur le déplacement de surface. En se concentrant sur un seul glacier, cette disparité est encore visible à plus petite échelle. La figure 1.11 représente le champ de déplacement de surface dans la ligne de visée du satellite du glacier rocheux du Mont Gibbs, obtenu par InSAR entre le 04/09/2007 et le 05/12/2007. En A et B, deux lobes de déplacement plus rapides à 50 cm/an sont visibles. D'après la photographie aérienne associée, ces lobes sont corrélés à des surélévements de la surface du glacier probablement produits par des irrégularités de la topographie sous-glaciaire. Ces obstacles créent des zones de compression et de décompression longitudinales et entraînent des accélérations. Ces brusques accélérations sont donc dues aux caractéristiques géomorphologiques propres au glacier. D'après l'auteur, il n'est pas possible de connaître l'origine de la zone rapide en C car il n'est pas possible de distinguer si le mouvement mesuré est celui de la glace ou des éboulements de débris rocheux.

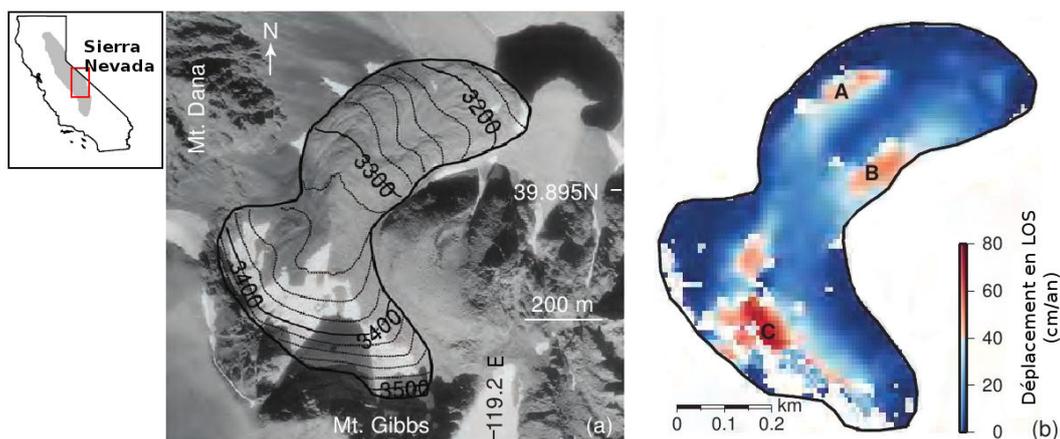


FIG. 1.11 – a) : Photographie aérienne du glacier rocheux du Mont Gibbs, contenant les contours du glacier ainsi que la topographie. b) : Champ de déplacement en direction LOS du glacier, obtenu par InSAR entre le 4 septembre 2007 et le 5 décembre 2007 d'après Liu et al. (2012).

La figure 1.12 présente la série temporelle du déplacement de surface au point A du

glacier rocheux, à partir de plusieurs interférogrammes. Les résultats montrent un déplacement faible au printemps qui augmente progressivement jusqu'à atteindre le maximum de 48 cm/an, au début de l'automne. Par la suite le glacier ralentit de manière assez brutale et atteint son minimum de 22 cm/an au printemps suivant.

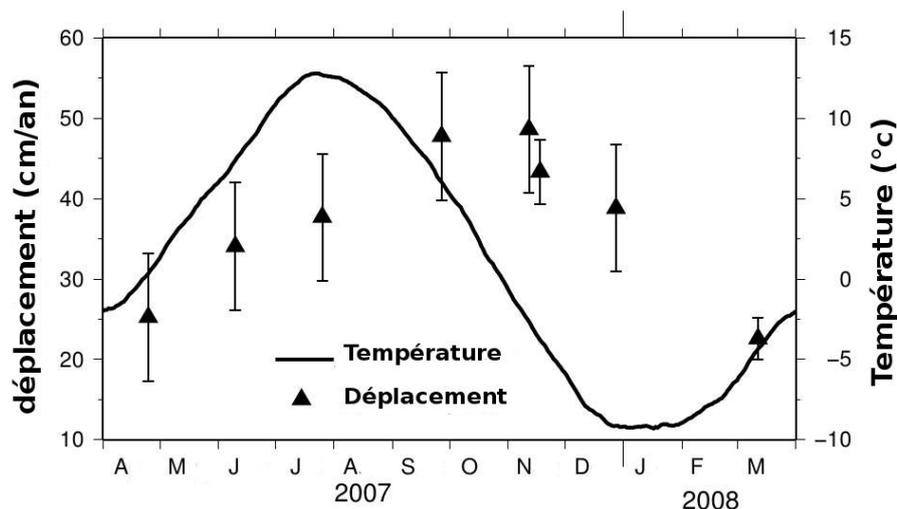


FIG. 1.12 – Série temporelle de déplacement du glacier rocheux du Mont Gibbs au point A de la figure 1.11 et de la température estimée à ce point ; d'après Liu et al. (2012).

Ces observations vont à l'encontre de celles habituellement réalisées sur les glaciers tempérés où les pics d'accélération sont atteints en début de saison estivale, lorsque la température augmente ; l'eau apportée par la fonte de glace intensifie alors le glissement basal (cf : section 1.2.2). Dans ce cas, il y a un décalage d'environ 3 mois entre le pic de maximum de température et celui de déplacement de surface. Ces décalages ont été observés sur d'autres glaciers rocheux et peuvent atteindre des durées de plusieurs mois (Delaloye et al., 2008; Barboux et al., 2012; Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2012). En ce qui concerne ces variations saisonnières, certains auteurs suggèrent que les pics de déplacement sont dus à l'accélération du glissement basal par l'effet lubrifiant de l'eau fondu (cf : section 1.2.2). Sur les glaciers rocheux, il faudrait cependant plus de temps pour faire fondre une quantité de glace suffisamment grande pour engendrer du glissement basal. Les mécanismes hydrologiques sous les glaciers rocheux restent cependant mal connus et les questions concernant l'interaction du déplacement de surface des glaciers rocheux et des paramètres climatiques externes restent à l'heure actuelle sans réponse (Liu et al., 2012).

Berthier et al. (2005) étudient le déplacement de glaciers blancs situés dans le massif du Mont-Blanc par corrélation d'images optiques. La figure 1.13 présente le champ de déplacement horizontal de la zone étudiée sur 26 jours, obtenu par corrélation de deux images optiques SPOT5 du 23 août et du 18 septembre 2003. Les résultats indiquent qu'une vitesse maximale de 500 m/an se situent sur les régions où il y a une rupture de

penne abrupte. Ces vitesses maximales se trouvent sur les glaciers de Brenva, des Bossons et sur Mer de glace.

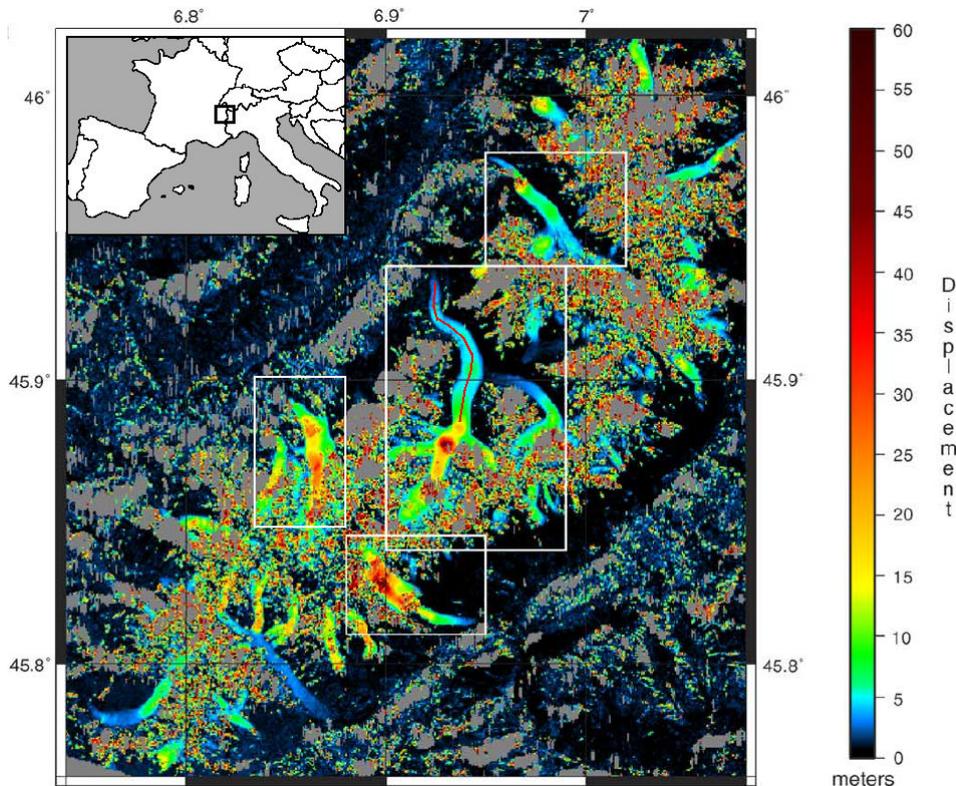


FIG. 1.13 – Champ de déplacement horizontal de glaciers du Mont-Blanc entre le 23 août et le 18 septembre 2003. Les glaciers encadrés d’un rectangle blanc correspondent d’ouest en est aux glaciers des Bossons, de Brenva, de Mer de glace et d’Argentière. La ligne rouge représente le profil tracé le long du glacier Mer de glace ; d’après Berthier et al. (2005).

Berthier et al. (2005) traitent aussi un couple d’images optiques SPOT5 acquises le 19 juillet et le 19 août 2003. Un profil longitudinal est tracé dans les deux champs de vitesses horizontales le long du glacier Mer de glace. Ce profil est représenté par la ligne rouge sur la figure 1.13. La figure 1.14 présente les vitesses le long du profil obtenues par corrélation des images optiques (triangles noirs et gris) et par GPS (losanges blancs). Le long du profil, le changement de vitesse moyen entre les résultats obtenus par imagerie optique entre août-septembre et juillet-août est de 12.6 m/an. Cette valeur correspond à un changement de 11.6% de la vitesse moyenne en 30 jours. Les vitesses obtenues par GPS entre le 12 août et le 4 septembre 2003 sont légèrement plus hautes que celles obtenues à partir de la corrélation des images optiques du 19 juillet et du 19 août, ce qui date l’accélération à mi-août. Les vitesses ont ensuite décélérées.

Les auteurs expliquent les observations de surface par une accélération du glissement basal due à l’infiltration d’eau de fonte. En août 2003, une forte vague de chaleur s’est produite sur l’Europe. La fonte de la surface des glaciers a donc augmenté dans les Alpes.

L'infiltration rapide de cette eau de fonte peut expliquer l'augmentation de pression d'eau sous-glaciaire et l'accélération observée sur le glacier de Mer de glace (Berthier et al., 2005).

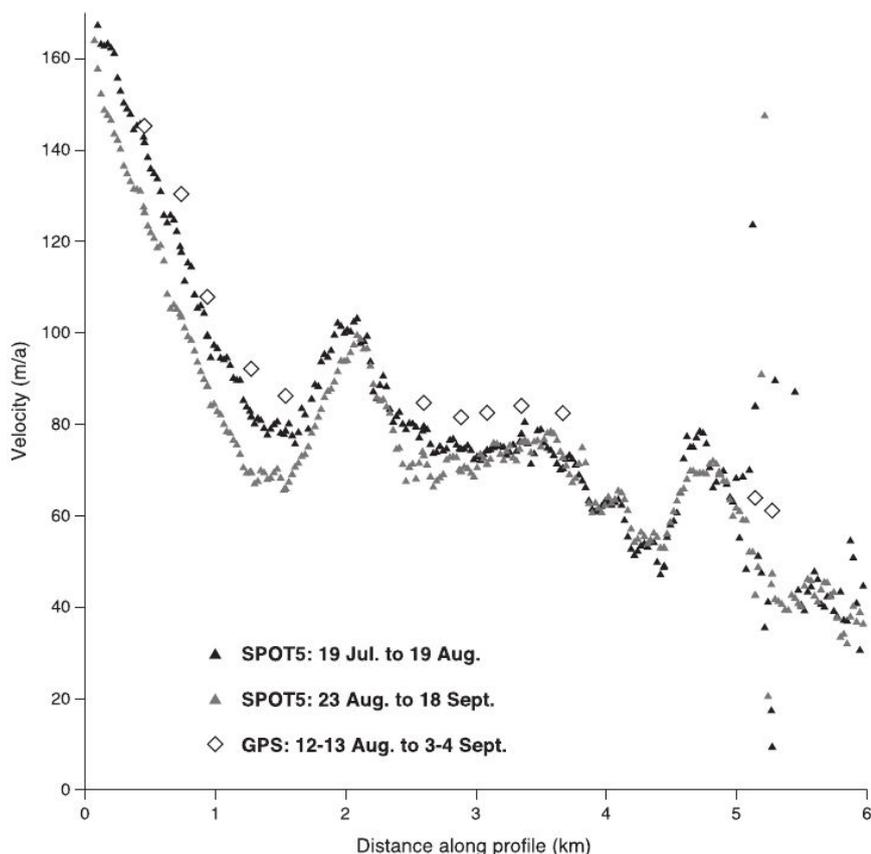


FIG. 1.14 – Vitesses horizontales de surface le long d'un profil longitudinal situé sur le glacier Mer de glace obtenu par corrélation d'images optiques (triangles noirs et gris) et par GPS (losanges blancs). Le 0 de l'axe des abscisses correspond à la langue terminale du glacier ; d'après Berthier et al. (2005).

1.4 Conclusion

Les mesures de positions à la surface des glaciers, in situ et par télédétection, ont permis d'avancer la recherche en glaciologie. La télédétection a permis de faire de grands progrès en étendant les champs de recherche aux régions jusqu'ici inaccessibles et en permettant de couvrir des surfaces de plusieurs centaines de km^2 . Cependant les mesures in situ seront toujours nécessaires pour avoir une vérité terrain ; nous pouvons citer l'exemple de Liu et al. (2012) (cf : la section 1.3.2) qui n'arrivent pas à déterminer s'ils mesurent un déplacement de la glace ou celui des débris rocheux. Les mesures in situ jouent aussi un rôle essentiel dans la détermination des phénomènes se déroulant sur des échelles de temps courtes.

Certains phénomènes dans l'évolution des glaciers sont encore mal compris. Il est admis que l'écoulement des glaciers se fait par glissement (pour les glaciers tempérés) et par déformation. La déformation est due au fait que la glace se comporte comme un matériau visqueux. Depuis 1955, la loi de Glen est utilisée pour modéliser l'écoulement, mais cette loi n'est pas robuste car pour chaque modélisation ses paramètres sont réajustés empiriquement. Les mécanismes de déformation sont donc toujours un sujet de débat (Marshall, 2005; Schoof and Hewitt, 2013). En ce qui concerne le glissement basal, l'hydrologie sous-glaciaire qui contrôle la dynamique du glacier ainsi que la loi de glissement qui s'y applique, restent encore bien mal comprises (Anderson et al., 2004; Rémy and Testut, 2006; Bartholomew et al., 2011a). Il en est de même pour l'anisotropie de la glace qui affecte le fluage, les processus de fonte-regel qui modifient les lois d'écoulement des glaciers tempérés ainsi que l'effet des impuretés dans la glace qui modifient l'albédo du glacier et accélèrent le phénomène de fonte (Pettit et al., 2011; MacDougall and Flowers, 2011; MacDonell et al., 2012). La multiplication d'observations aussi bien locales qu'à grandes échelles est nécessaire afin de mieux contraindre les paramètres physiques qui régissent la dynamique glaciaire. En ce qui concerne les variations de vitesse de glissement à la surface, liées au phénomène complexe de glissement basal, par modifications de l'hydrologie sous-glaciaire par exemple, il serait très utile de réussir à augmenter la résolution temporelle de la télédétection, afin d'étendre la quantité des jeux de données disponibles.

Chapitre 2

Méthodologie GPS

2.1 Introduction

L'objet de cette section est de présenter dans un premier temps l'origine des phénomènes affectant la précision des mesures GPS tels que les effets troposphériques et les effets de surcharges ainsi que les avancées réalisées ces dernières années pour leur modélisation, utilisées pour le traitement GPS de cette thèse. L'autre but de cette section est d'avoir une vue d'ensemble des différents traitements GPS utilisés dans le cadre de la glaciologie, afin de justifier la stratégie d'analyse GPS adoptée dans ces travaux de thèse pour traiter les données acquises sur le glacier tempéré d'Argentière.

Le principe général du GPS se base sur la mesure du temps de propagation du signal à la vitesse de la lumière entre les satellites, orbitant autour de la Terre à une altitude d'environ 20 200 km sur 6 orbites inclinées de 55° , et des récepteurs au sol. La position des satellites étant connue avec une précision suffisamment grande, il est possible de retrouver la position du récepteur au sol par le principe de triangulation. Le signal GPS est émis par les satellites en direction de la surface de la Terre. Il se compose de deux fréquences porteuses, L1 à 1575.42 MHz et L2 à 1227.60 MHz et sa stabilité est assurée par des horloges atomiques embarquées. Elles correspondent à des longueurs d'onde de 19 cm pour L1 et de 24 cm pour L2. Ces fréquences sont modulées par des codes pseudo aléatoires avant d'être envoyées en direction de la Terre :

1. Le code C/A (Coarse/Acquisition) modulant L1, possède une longueur d'onde de 300 m.
2. Le code P modulant L1 et L2, possède une longueur d'onde de 30 m
3. Un message de navigation à 50 Hz contenant les informations fondamentales pour l'exploitation du système GPS, telles que le temps GPS, les éphémérides, les coefficients d'un modèle de correction ionosphérique ou encore l'état de santé du satellite.

Deux types d'observations GPS sont utilisés. Les observations de pseudo-distance (code), basées sur la mesure du temps de propagation du signal en créneau, permettent un positionnement de précision décimétrique. Les mesures de phase utilisent les ondes porteuses

des codes. La mesure basée sur la différence de phase entre le signal émis par le satellite et le signal identique créé par le récepteur permet d'obtenir un positionnement plus précis, de l'ordre du cm voire du mm. Cependant la mesure de phase est ambiguë à un nombre entier de cycles, appelé les ambiguïtés. Lors du traitement GPS, une des étapes les plus importantes est d'estimer et de fixer ces ambiguïtés. Les équations décrivant les observations entre un satellite s et un récepteur r , pour des mesures de codes et de phases sont de la forme :

$$\rho_r^s = D_r^s + c(dt^s - dt_r) + \delta_{orb} + \delta_{prop} + \delta_{biais} \quad (2.1)$$

$$\Phi_r^s = D_r^s + c(dt^s - dt_r) + \delta_{orb} + \delta_{prop} + \delta_{biais} - \lambda N_r^s \quad (2.2)$$

avec :

- ρ_r^s la mesure de pseudo-distance.
- Φ_r^s la mesure de phase
- D_r^s la distance euclidienne récepteur-satellite.
- dt_r le décalage d'horloge du récepteur par rapport au temps GPS.
- dt^s le décalage d'horloge du satellite par rapport au temps GPS.
- δ_{orb} les erreurs liées aux orbites.
- δ_{prop} les erreurs liées à la propagation du signal.
- δ_{biais} les erreurs liées aux biais internes du matériel.
- λ la longueur d'onde de la phase.
- N_r^s l'ambiguïté entière de phase.

Les termes de décalage d'horloge sont dus aux dérives des horloges internes par rapport au temps GPS. Ce phénomène est plus important pour les récepteurs qui possèdent généralement une horloge à quartz contrairement aux satellites qui possèdent une horloge atomique. Cette dérive peut entraîner des erreurs de positionnement de plusieurs mètres. Le terme relatif aux orbites prend en compte les erreurs de calculs lors de l'estimation des paramètres orbitaux. De nos jours, l'IGS (International GNSS Service) fournit les orbites finales précises à 2-3 cm. Leurs contributions aux erreurs de mesure sont donc négligeables. δ_{biais} représente les erreurs dues aux matériels et à son utilisation. Par exemple un mauvais centrage des antennes par rapport au point mesuré ou les variations de centres de phase propre à chaque type d'antenne.

Le terme intéressant lorsqu'une étude est réalisée à partir de données GPS et d'images radar est celui prenant en compte les délais de propagation troposphérique. D'abord considéré comme un bruit à éliminer, une nouvelle approche est de le mesurer et d'utiliser le GPS comme outil de mesure du délai troposphérique. Une application directe de ces mesures est utilisée en imagerie satellitaire radar. L'interférométrie radar est fréquemment utilisée pour mesurer des déplacements en sciences de la Terre. Cependant les ondes radar sont confrontées au même problème de délais troposphériques et les interférogrammes résultant contiennent une contribution due aux délais de propagation des ondes et non au déplacement recherché. En utilisant simultanément des données GPS et radar, de nombreux travaux utilisent les résultats GPS de délais afin de corriger leur effet sur les résultats radar (Bonforte et al., 2001; Webley et al., 2002; Li et al., 2005).

2.2 L'analyse GPS et ses dernières modélisations

2.2.1 GPS et troposphère

2.2.1.1 Le délai troposphérique

Une des erreurs majeures du positionnement GPS est due au fait que les ondes électromagnétiques ne se propagent pas dans le vide mais traversent la troposphère où le gradient de l'indice de réfraction n'est pas nul. Les micro-ondes s'y déplacent plus lentement que dans le vide et y suivent une trajectoire incurvée et non rectiligne. Il en résulte une augmentation du temps de trajet entre le récepteur r et le satellite s définie par :

$$\delta D(\theta) = \int_r^s n(l)dl - \int_{\bar{r}}^{\bar{s}} dl \quad (2.3)$$

où θ est l'angle d'élévation du satellite par rapport au récepteur, $n(l)$ est l'indice de réfraction en fonction de la position l le long du rai incurvé et $\int_{\bar{r}}^{\bar{s}} dl$ la longueur du trajet qu'aurait le rai s'il se propageait en ligne droite dans le vide (Bevis et al., 1992; Elosegui et al., 1999). L'ionosphère est un milieu dispersif aux micro-ondes du GPS (L1 et L2) et provoque aussi une augmentation du temps de trajet des ondes. La réfraction qui s'y produit étant dépendante de la fréquence des ondes, il est possible de corriger ce délai ionosphérique par simple combinaison linéaire de L1 et L2. Une telle démarche est impossible à réaliser dans l'atmosphère neutre qu'est la troposphère car c'est un milieu non-dispersif aux ondes GPS. Dans la troposphère, la réfractivité N est généralement plus utilisée que l'indice de réfraction n . Elle s'exprime sous la forme de trois termes, le premier décrivant la contribution de l'air sec et les deux suivants celle de l'air humide (Thayer, 1974; Bevis et al., 1994) :

$$N = 10^6(n - 1) = k1\left(\frac{P_d}{T}\right)Z_d^{-1} + [k2\left(\frac{P_v}{T}\right) + k3\left(\frac{P_v}{T^2}\right)]Z_w^{-1} \quad (2.4)$$

où $k1$, $k2$ et $k3$ sont des coefficients de réfraction empiriques, P_d la pression partielle de l'air sec, P_v la pression partielle de vapeur d'eau, T la température et Z_d et Z_w les facteurs de compressibilité de l'air sec et de la vapeur d'eau. En faisant l'hypothèse que l'air est un gaz en équilibre hydrostatique et en appliquant la loi de Dalton, il est possible de décomposer la réfractivité en deux termes : air hydrostatique et air humide, tous deux indépendants de la pression partielle de l'air sec qui est difficile à déterminer (Davis et al., 1985; Haase et al., 2003) :

$$N = k1\frac{P}{T} + [(k2 - k1\frac{M_v}{M_d})T + k3]\frac{P_v}{T^2} \quad (2.5)$$

avec P la pression totale de l'air, M_v et M_d les masses molaires de la vapeur d'eau et de l'air sec. Afin d'obtenir le délai troposphérique de l'onde électromagnétique dans le volume de troposphère se situant entre le satellite et le récepteur GPS sous un angle d'élévation θ , le délai est d'abord estimé au zénith pour simplifier l'équation 2.3. Ainsi,

dans le cas où $\theta = 90^\circ$, en considérant une troposphère stratifiée de façon parallèle et donc une courbure du signal nulle, l'équation 2.3 peut s'écrire sous la forme :

$$\delta D_0(90^\circ) = \int_r^s (n - 1)dh \quad (2.6)$$

$$ZTD = \delta D_0(90^\circ) = 10^{-6}k_1 \int_r^s \frac{P}{T}dh + 10^{-6} \int_r^s [(k_2 - k_1 \frac{M_w}{M_d})T + k_3] \frac{P_w}{T^2}dh \quad (2.7)$$

où h est la distance entre le satellite et le récepteur. Le premier terme est le délai zénithal hydrostatique (ZHD) et le second terme le délai zénithal humide (ZWD). Le délai total au zénith est simplement $ZTD = ZHD + ZWD$. Ces délais sont minimaux vers le zénith et augmentent à peu près avec l'inverse du sinus de l'angle d'élévation. A une élévation de 15° , ils augmenteront environ d'un facteur 4 par rapport au zénith.

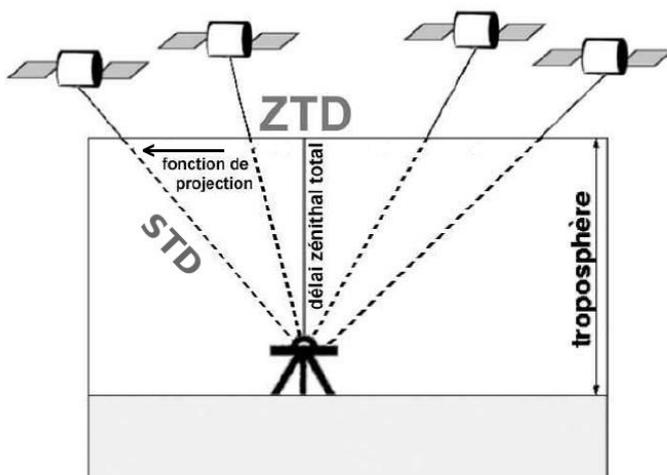


FIG. 2.1 – Schéma représentant les délais troposphériques totaux (STD) et le délai zénithal obtenu grâce aux fonctions de projection.

Grâce aux observations GPS, des délais totaux sont connus sous des angles d'élévations différents de 90° . Ces délais obliques sont appelés STD (Slant Tropospheric Delay) (Figure 2.1). L'étape suivante est donc de déterminer le ZTD qui correspondra au mieux aux STD observés. Pour relier le délai total observé sur une ligne de visée d'un satellite, sous un angle d'élévation quelconque, avec le délai au zénith, il faut utiliser des fonctions de projection. Ces fonctions décrivent la géométrie de la troposphère au-dessus du site étudié, telle que son épaisseur et sa courbure avec des échelles différentes pour l'air sec et la vapeur d'eau. Les composantes ZHD et ZWD de l'équation 2.7 doivent donc être multipliées par des fonctions de projections :

$$STD(\theta) = ZHD \times M^h(\lambda, \phi, h, \theta) + ZWD \times M^w(\lambda, \phi, h, \theta) \quad (2.8)$$

où M^h et M^w sont les fonctions de projections hydrostatique et humide; elles sont déterminées en fonction de la latitude et de l'altitude du récepteur, ainsi que de l'angle d'élévation du satellite. ZHD est en moyenne égal à 2,3 m et peut être facilement corrigé avec une précision inférieure à quelques mm grâce à des mesures à la surface de la Terre de pression et de température ou grâce à des modèles de prédiction météorologique. Les ZWD sont moins importants que les ZHD mais plus variables. Ils peuvent varier de quelques cm en régions arides à plusieurs dizaines de cm en régions humides en quelques heures. Contrairement aux ZHD, dont il existe des formulations à partir de la température et de la pression au sol, il est nécessaire de déterminer $\int_r^s \frac{P_v}{T}$ pour mesurer ZWD, ce qui rend cette composante difficilement estimable.

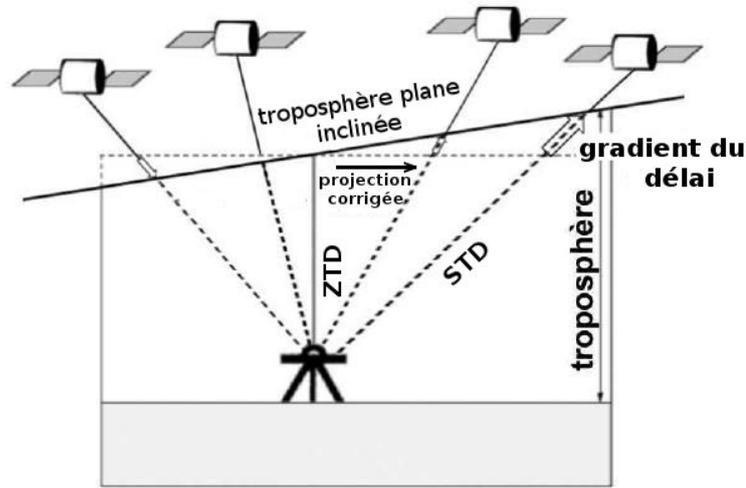


FIG. 2.2 – Schéma représentant le gradient troposphérique associé au délai zénithal pour obtenir un délai total oblique dans une troposphère latéralement anisotrope.

Les fonctions de projection jouent ainsi un rôle important lors du traitement de données GPS. A l'emplacement d'un site de mesure, l'exploitation simultanée des STD dans les lignes de visée de plusieurs satellites sous différents angles d'élévation permet de contraindre et d'estimer le ZTD permettant d'expliquer l'ensemble des observations. Il est alors possible de distinguer la position verticale de la station GPS de l'effet dû à la troposphère.

Le ZTD estimé ne tient pas compte de l'azimut (équation 2.8). Cela suppose donc que la troposphère est un milieu latéralement isotrope autour d'un point d'observation. Pour combler cette lacune, les logiciels d'analyse GPS permettent d'appliquer des gradients horizontaux traduisant la partie anisotrope de la troposphère. Ces gradients sont exprimés par une composante nord-sud (G_{NS}) et une composante est-ouest (G_{EO}). L'équation 2.8 représentant le délai total entre un récepteur de position (λ, ϕ) et le satellite d'élévation θ et d'azimut az , devient alors :

$$STD(\theta) = ZHD \times M^h(\theta) + ZWD \times M^w(\theta) + (G_{NS} \cos(az) + G_{EO} \sin(az)) \times M^G(\theta) \quad (2.9)$$

où M^G est la fonction de projection propre aux gradients horizontaux dépendant de l'angle d'élévation du satellite.

Le délai troposphérique GPS est donc relié à des grandeurs météorologiques. La composante ZHD peut être directement mesurée à partir de la température et de la pression au sol, mais il est nécessaire d'estimer la partie ZWD. Lors de l'analyse GPS, la modélisation de la troposphère permet d'obtenir le délai troposphérique zénithal traduisant la partie isotrope de la troposphère ainsi que les gradients horizontaux traduisant la partie anisotrope.

2.2.1.2 Les fonctions de projection.

Comme il a été vu dans la section précédente, les fonctions de projection servent à obtenir le délai troposphérique au zénith à partir de différents délais troposphériques totaux. Depuis les années 1970, beaucoup de fonctions de projection ont été établies et à l'heure actuelle toutes sont représentatives d'une troposphère isotrope, c'est-à-dire qu'elles ne dépendent pas de l'azimut. Marini (1972) est un des premiers à avoir défini une fonction de projection. Cette fonction s'appuie sur le fait que le délai troposphérique est minimal au zénith et augmente avec l'inverse du sinus de l'élévation (θ). Pour un modèle de Terre plate la fonction de projection est donc simplement de la forme :

$$M^{h/w}(\theta) = \frac{1}{\sin(\theta)} \quad (2.10)$$

En prenant en compte la courbure de la Terre et du signal, Marini (1972) propose un modèle basé sur les fractions continues, ainsi l'équation 2.10 devient :

$$M(\theta) = \frac{1}{\sin\theta + \frac{a}{\sin\theta + \frac{b}{\sin\theta + \frac{c}{\dots}}}} \quad (2.11)$$

Les coefficients a,b,c ... sont empiriques et permettent de prendre en compte la courbure du chemin suivi par le signal. Le tracé de rais est réalisé à l'aide d'un modèle de troposphère. Dans ce modèle, il n'y a aucune distinction entre la partie humide et la partie hydrostatique, c'est le délai zénithal total qui est projeté. Les fonctions présentées dans la suite de cette section sont les fonctions proposées par le logiciel GAMIT/GLOBK. Ces fonctions sont plus précises que l'exemple cité ci-dessus, mais sont toujours basées sur le développement en fractions continues proposé par Marini (1972). La différence est qu'elles ne projettent pas la totalité du délai zénithal mais le décomposent en une partie hydrostatique et une partie humide. Leur modélisation s'appuie sur un couple de fonctions de type Marini (1972) d'ordre 3 et normalisées pour que leur valeur soit de 1 au zénith. Ces fonctions de projection pour la partie hydrostatique (h) et humide (w) sont de la forme :

$$M^{h/w}(\theta) = \frac{1 + \frac{a_{h/w}}{b_{h/w}}}{1 + \frac{c_{h/w}}{1 + \frac{a_{h/w}}{b_{h/w}}}}}{\sin\theta + \frac{a_{h/w}}{\sin\theta + \frac{b_{h/w}}{\sin\theta + c_{h/w}}}} \quad (2.12)$$

La détermination des valeurs des coefficients $a_{h/w}$, $b_{h/w}$ et $c_{h/w}$ pour la partie hydrostatique et humide est basée sur le principe des tracés de rais à un angle d'élevation θ dans des modèles de troposphère. Le rapport entre le tracé au zénith et celui à un angle d'élevation θ est alors modélisé avec l'équation 2.12 et les coefficients recherchés estimés grâce à la méthode d'inversion des moindres carrés (Herring, 1992).

La fonction de projection de Niell (Niell Mapping Function) :

Niell (1996) innove en proposant pour la première fois une fonction de projection indépendante de la température de surface. Les fonctions antécédentes étaient en effet toutes dépendantes de ce paramètre, or en comparant les variations de la température de surface avec celles prises par les fonctions de projection, Niell (1996) montre que plusieurs problèmes se posent. Par exemple, les variations saisonnières de la température sont plus importantes en surface que dans la haute troposphère. Les variations des fonctions de projection, corrélées avec la température au sol sont donc surestimées. La NMF est basée sur la modélisation des variations des coefficients $a_{h/w}$, $b_{h/w}$ et $c_{h/w}$, estimés à partir de tracés de rais. Les tracés de rais sont réalisés à partir de profils moyens de température, d'humidité relative et de pression provenant de radiosondages effectués aux mois de janvier et juillet 1987 et 1988 aux latitudes de 30°N, 45°N, 60°N et 75°N et ne sont strictement valables qu'au dessus de l'Amérique du Nord. A partir de ces profils, 9 tracés de rais ont été effectués chaque année et chaque mois pour des angles d'élevation allant de 3° à 90°. Pour chaque jeu de données les triplets de coefficients (a_h, b_h, c_h) et (a_w, b_w, c_w) , ont été estimés par moindres carrés. Niell (1996) trouva que les variations des coefficients de la fonction de projection hydrostatique sont de l'ordre du mm au cm, alors que les variations saisonnières des coefficients de la fonction de projection humide sont négligeables. Niell (1996) attribue donc des constantes aux coefficients de la fonction de projection humide. Pour une utilisation globale, les coefficients de la NMF hydrostatique pour un site de latitude λ en 1 jour donné sont estimés par une interpolation en latitude et par un modèle cyclique annuel. La NMF humide étant considérée constante dans le temps, seule une interpolation en latitude est nécessaire. La NMF dépend aussi de la hauteur du site étudié car la température et la pression dépendent de la hauteur ; un terme correctif à l'altitude est aussi nécessaire. Niell (1996) propose d'ajouter un gradient correctif aux coefficients de la NMF hydrostatique. La distribution spatiale de l'humidité étant trop difficilement modélisable, aucun terme correctif à l'altitude n'est ajouté aux coefficients de la NMF humide.

L'avantage de la NMF est sa faible quantité de paramètres d'entrée. L'estimation de la NMF nécessite la latitude et l'altitude du site étudié ainsi que la date de la mesure. Son désavantage est qu'elle n'est pas globale, les coefficients deviennent biaisés dans l'hémisphère sud et aux longitudes s'éloignant trop de celles de l'Amérique du Nord.

La fonction de projection de Vienne (Vienna Mapping Function) :

La VMF est basée sur le tracé de rais directement à travers un modèle météorologique. Boehm and Schuh (2004) proposent la VMF utilisant le modèle météorologique global ERA-40. La première version, la VMF-Rig, permet d'estimer les deux triplets de

coefficients toutes les 6h aux sites VLBI et aux sites GPS de l'IGS en traçant les rais à travers le modèle météorologique à 10 angles d'élévation différents compris entre 3.3° et 90° . Cependant, d'un point de vue informatique, tracer les rais à plusieurs sites, 4 fois par jours et pour 10 élévations différentes entraîne des problèmes de temps de calcul trop importants.

Une autre VMF appelée VMF-Fast a donc été mise au point parallèlement. Au lieu de tracer les rais pour 10 angles d'élévation, le tracé de rai est uniquement calculé pour des angles d'élévation de 3.3° et de 90° . Les coefficients, a_h et a_w sont déterminés en inversant l'équation 2.12 par moindres carrés et contraignent les fonctions de projection pour qu'à l'angle d'élévation 3.3° , elles prennent la valeur obtenue par le tracé de rais. Les coefficients b_w et c_w ont pour valeurs celles de la NMF humide et les coefficients b_h et c_h ont pour valeurs celles d'une autre fonction de projection non détaillée dans cette thèse, la IMF (Isobaric Mapping Function) hydrostatique. A une latitude λ , les coefficients de la VMF-fast hydrostatique sont :

$$b_h = \text{constante} = 0.002905 \quad (2.13)$$

$$c_h = 0.0634 + 0.0014 \cdot \cos(2\lambda) \quad (2.14)$$

et les coefficients de la VMF humide sont tous les deux constants tels que :

$$b_w = 0.00146 \quad (2.15)$$

$$c_w = 0.04391 \quad (2.16)$$

Cette approche a été validée par rapport à la méthode plus rigoureuse de la VMF-Rig en calculant le rms entre les résultats de la VMF-rig et de la VMF-Fast lors d'un test (Boehm and Schuh, 2004). Ils trouvèrent un rms de 5 mm pour la partie hydrostatique et un rms de 1 mm sur la partie humide pour un angle d'élévation de 5° , ce qui correspond à une erreur sur le positionnement vertical de 2 mm. Ce rms décroît ensuite avec des angles d'élévation supérieurs à 5° . Un autre de leurs tests a validé la précision de la VMF-Fast par rapport à la NMF. Une bonne méthode pour déterminer la qualité des mesures est la répétabilité des lignes de bases, c'est-à-dire mesurer plusieurs fois la même ligne de base dans les mêmes conditions. Il apparaît que dans 80 % des longues lignes de base la répétabilité de la VMF-Fast est meilleure à hauteur de 10 % par rapport à la NMF. La VMF-FAST permet donc d'améliorer la précision du positionnement.

Boehm et al. (2006b) proposèrent par la suite la VMF1 construite entièrement sur les modèles météorologiques globaux, afin de redéterminer les coefficients $b_{h/w}$ et $c_{h/w}$. Elle est aussi rapide à calculer que la VMF-Fast et indépendante des fonctions de projection antécédentes. La VMF1 se base sur la modélisation des variations des coefficients $b_{h/w}$ et $c_{h/w}$ en fonction des résultats des tracés de rais effectués dans les couches de modèles météorologiques globaux. Les coefficients $a_{h/w}$ sont déterminés de la même manière que pour la VMF-Fast, c'est-à-dire en inversant l'équation 2.12 pour un tracé de rais à un

angle d'élévation initial de 3.3° . Le modèle météorologique ERA-40 a été encore une fois utilisé pour la VMF1, la grille utilisée pour les modélisations a un pas de 30° en longitude et 15° en latitude, soit 156 noeuds. La pression totale, la température et la pression partielle de la vapeur d'eau sont disponibles à travers des profils de 23 niveaux allant de 1000 hPa à 1 hPa. Ces profils ont été moyennés à une échelle mensuelle sur l'ensemble de l'année 2001. Chaque profil mensuel a ensuite servi de base pour le tracé de rais à 10 angles d'élévation différents, allant de 3.2° à 90° . Après la modélisation des coefficients, ils trouvèrent :

$$b_{h/w} = \text{constante} = 0.0029 \quad (2.17)$$

$$c_{h/w} = c_o + \left[\left(\cos\left(\frac{\text{jour} - 28}{365} \cdot 2\pi + \Psi\right) + 1 \right) \cdot \frac{c_{11}}{2} + c_{10} \right] \cdot (1 - \cos\lambda) \quad (2.18)$$

où c_o , c_{10} et c_{11} sont des constantes, jour le jour de l'année dont le jour utilisé comme référence (le 28 janvier) est soustrait, λ la latitude et Ψ une variable spécifiant l'hémisphère terrestre considéré prenant la valeur 0 pour l'hémisphère nord et π pour l'hémisphère sud.

Pour valider cette nouvelle approche, Boehm et al. (2006b) montre que le rms maximum entre le résultat de la VMF1 et de la VMF-Rig est trouvé pour un angle d'élévation de 5° et vaut 8 mm, soit une erreur d'environ 2 mm en altitude. Puis il diminue avec l'augmentation de l'angle d'élévation. Ils montrent aussi que la VMF1 est performante sur une étendue plus importante que les NMF, VMF-Rig et VMF-Fast. Ces dernières possèdent des coefficients présentant des déficiences à l'équateur et aux hautes latitudes, qui peuvent entraîner des erreurs de plus de 4 mm d'altitude. De plus, lors du test de répétabilité des lignes de base, la VMF1 montre une amélioration des résultats face à la VMF originale.

Aujourd'hui, deux sortes de données sont disponibles à partir de la VMF1, la VMF1-site calculée avec un modèle météorologique d'une résolution de $0.2^\circ \times 0.25^\circ$ et disponible uniquement aux sites IGS, VLBI et DORIS. La seconde est la VMF1-grid calculée sur une grille de couverture mondiale avec une résolution de $2.5^\circ \times 2.0^\circ$.

La fonction de projection globale (Global Mapping Function) :

Boehm et al. (2006a) définissent une nouvelle fonction de projection empirique, la GMF. Cette fonction est toujours basée sur une climatologie établie à partir du modèle météorologique global ERA-40. La GMF représente un compromis entre la VMF1 et la NMF. Il s'agit du développement des paramètres de la VMF1 en harmoniques sphériques, à partir des propriétés de la NMF pour répondre aux problèmes de disponibilité de la VMF1. Elle possède les mêmes paramètres d'entrée que la NMF, c'est-à-dire la latitude et l'altitude de la station, ainsi que le jour de l'année. Boehm et al. (2006a) utilisent une grille globale de $15^\circ \times 15^\circ$ pour déterminer les profils de pression, de température et d'humidité moyennés sur 1 mois à partir d'une réanalyse de 40 ans de données d'ERA-40. Les coefficients $a_{h/w}$ ont été déterminés sur une période s'étendant de septembre

1999 à août 2002, en appliquant la même méthode que celle utilisée pour la VMF1. En prenant pour paramètres $b_{h/w}$ et $c_{h/w}$ déterminés à partir des équations empiriques de la VMF1 (équations 2.17 et 2.18), les coefficients $a_{h/w}$ sont dérivés pour un tracé de rai à 3.3° d'élévation. A chacun des 312 noeuds de la grille, 36 doublets de coefficients a_h , a_w moyennés sur 1 mois sont ainsi obtenus. Les coefficients a_h sont ensuite réduits au niveau 0 à l'aide de la correction d'altitude de la NMF. Les valeurs moyennes a_0 et les amplitudes annuelles A sont développées en harmoniques sphériques à l'ordre 9 pour qu'à un lieu de latitude λ donnée, les paramètres $a_{h/w}$ puissent être interpolés linéairement et introduits dans un modèle cyclique annuel pour interpoler les valeurs en un jour j :

$$a = a_0 + A \cdot \cos\left(\frac{j - j_0}{365} \cdot 2\pi\right) \quad (2.19)$$

$$a_0 = \sum_{n=0}^9 \sum_{m=0}^n P_{nm}(\sin\lambda) \cdot [A_{nm} \cdot \cos(m \cdot \phi) + B_{nm} \cdot \sin(m \cdot \phi)] \quad (2.20)$$

avec :

- a_0 et A les valeurs moyennes et les amplitudes annuelles du paramètre au lieu de latitude ϕ .
- j_0 le jour de référence pour lequel le déphasage du paramètre a est nul. Il s'agit du 28 janvier dans l'hémisphère nord.

Boehm et al. (2006a) comparent les différences de positions verticales d'une station sur 1 an, obtenues après une analyse de données GPS utilisant la GMF et la NMF, avec une analyse utilisant des données de radiosondages, considérées comme étant les plus fiables pour quantifier les délais troposphériques (Niell et al., 2001; Boehm et al., 2006a). Ils trouvent que les résultats de la GMF fournissent des résultats moins biaisés que ceux de la NMF par rapport aux résultats des radiosondages. En ce qui concerne les écarts types de la différence de hauteur, ils ne sont pas réduits avec la GMF car les deux fonctions contiennent une variabilité annuelle. Les délais troposphériques varient en réalité sur des échelles de temps hebdomadaires à sub-journalières.

La figure 2.3 représente les fonctions de projection hydrostatique NMF, VMF1 et GMF entre juillet 1993 et juillet 2004. La GMF montre une variabilité saisonnière qui correspond mieux aux variations de la VMF1. Cependant les deux fonctions empiriques NMF et GMF apparaissent déficientes par rapport à la VMF1. Grâce à sa résolution temporelle de 6h, seule la VMF1 a été sensible aux conditions météorologiques inhabituelles qui ont eu lieu pendant le phénomène El-Nino en 1997-1998. Les fonctions NMF et GMF qui ne contiennent que des termes traduisant une moyenne saisonnière ne présentent pas des valeurs correspondant à la réalité.

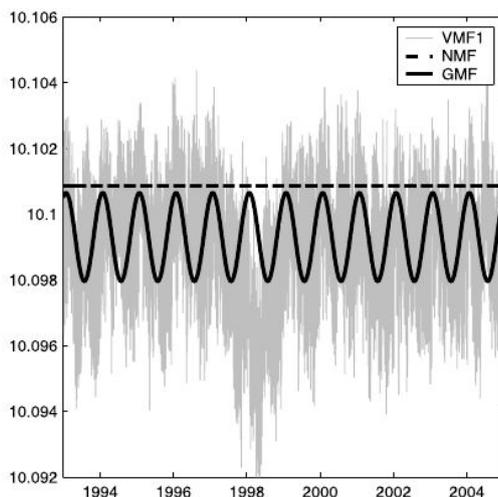


FIG. 2.3 – Fonctions de projection hydrostatiques NMF, VMF1 et GMF à 5° d'élévation à Fortaleza, au Brésil ; d'après (Boehm et al., 2006a).

Bilan :

Pour obtenir une bonne précision des mesures GPS, il est recommandé d'utiliser une fonction de projection basée sur des données des modèles météorologiques globaux (Boehm et al., 2006a). Les coefficients de la VMF1 sont disponibles avec une résolution de 6h et permettent d'estimer au mieux les variations réelles des délais troposphériques. Cependant, les coefficients de la VMF1 sont disponibles avec un certain délai car ils dépendent des évolutions de l'analyse d'ERA-40. Pour faire des analyses GPS en temps quasi réel, la GMF peut être une bonne alternative. En effet, elle est d'une meilleure précision que la NMF et est moins biaisée par rapport à la VMF1. Dans les régions où les coefficients de la NMF sont biaisés, un changement systématique de 10 mm de la hauteur de la station est obtenu en passant de l'utilisation de la NMF à celle la VMF1 (Boehm et al., 2006a).

2.2.1.3 GPS et interférométrie radar

L'InSAR permet de mesurer des déformations au sol en comparant la phase de deux images radar acquises sur la même zone à deux dates différentes. Différentes sources d'erreurs réduisent la précision des déplacements en InSAR. L'une d'elles s'explique par la présence de la troposphère qui comme pour les ondes GPS rallonge le temps de propagation des ondes électromagnétiques. Comme nous l'avons vu précédemment, le temps de trajet de l'onde est fonction de la teneur en vapeur d'eau, qui est difficilement modélisable à cause de sa grande variabilité temporelle et spatiale. En InSAR, un changement relatif d'humidité de 20 % entre l'acquisition de deux images utilisées pour engendrer un interférogramme peut mener à des erreurs de mesures de déplacement de 10 à 14 cm (Li et al., 2004). Il est donc nécessaire de modéliser les effets de la troposphère pour s'affranchir de

2. Méthodologie GPS

ces erreurs. Divers instruments de mesure tels que les radiosondes et les radiomètres de vapeur d'eau terrestres et spatiaux permettent d'obtenir des informations sur l'humidité contenue dans l'atmosphère. Les radiosondes et les radiomètres permettent d'obtenir le taux d'humidité avec une grande résolution spatiale mais sont onéreux et ne sont donc déployés que sur un nombre de sites limité. De plus, ils ne fournissent pas de données continues. Les radiomètres spatiaux ont aussi le désavantage de ne pas être performant en présence d'une couverture nuageuse (Bevis et al., 1992). Depuis le début des années 90, le GPS est utilisé comme un outil de mesure de ZTD. Contrairement à l'InSAR, le GPS permet d'estimer les délais troposphériques au zénith. Il est alors possible d'établir un champ de ZTD au dessus d'un réseau GPS, de projeter ce champ en géométrie radar et de corriger les interférogrammes couvrant la même zone d'étude des délais dus à la troposphère (e.g. Webley et al. (2002); Janssen et al. (2004); Li et al. (2004)).

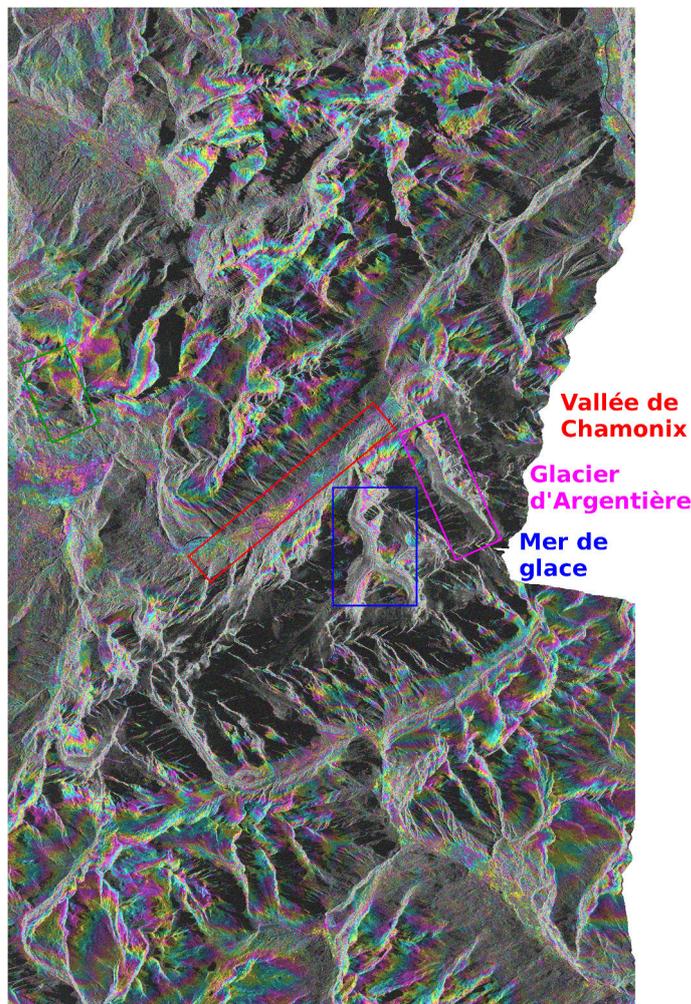


FIG. 2.4 – Interférogramme sur le massif du Mont-Blanc entre les images TerraSAR-X du 16/08/2009 et du 27/08/2009. Les franges sont associées au changement relatif de vapeur d'eau contenue dans la troposphère entre les deux dates d'acquisition des images radar.

La figure 2.4 présente un interférogramme sur le massif du Mont-Blanc obtenu après le traitement par interférométrie radar des images TerraSAR-X acquises le 16/08/2009 et le 27/08/2009. La contribution topographique, ainsi que la contribution orbitale ont été soustraites à l'interférogramme. Sur 11 jours, les sommets et les flancs des montagnes ainsi que la vallée de Chamonix sont fixes ; les franges résiduelles sont donc produites par le changement relatif de vapeur d'eau contenue dans la troposphère entre l'acquisition des deux images radar. Avec une analyse de données GPS acquises aux mêmes dates, il est possible d'obtenir le changement relatif de ZTD entre le 16/08/2009 et le 27/08/2009 et de corriger les effets troposphériques des interférogrammes. Cette étape nécessite d'interpoler les ZTD obtenus par GPS suivant la topographie et de les projeter en géométrie radar.

2.2.2 GPS et modèles de charges

Dans l'étude des déformations terrestres par analyse GPS, la composante verticale est la plus sensible aux erreurs de mesures. Les raisons de cette sensibilité sont multiples. Tout d'abord, comme nous l'avons vu précédemment, le retard engendré par la troposphère a essentiellement un impact sur la précision de la position verticale du site de mesure. Cette position verticale est aussi moins bien contrainte lors de l'analyse GPS car la couverture zénithale des satellites est toujours plus réduite que la couverture azimutale. Une autre source d'erreurs est due au fait que le point de mesure sur la surface terrestre n'est jamais complètement immobile durant une session de mesure. Ces déplacements, principalement verticaux, sont dus aux effets de charges océaniques et atmosphériques.

2.2.2.1 Charges océaniques

Les attractions solaire et lunaire sont à l'origine des marées océaniques. Les phénomènes de surcharges océaniques sont provoqués par cette redistribution des masses d'eau à grande échelle. Les variations de hauteur d'eau entraînent des déformations de la croûte terrestre qui se comporte comme un solide élastique. La périodicité des effets de surcharges océaniques correspond à la périodicité des marées, soit environ 12h et 24h. Les déformations associées possèdent les amplitudes les plus grandes près des côtes. A Brest par exemple, près de la côte Atlantique du nord ouest de la France, les marées sont très importantes. Des déformations semi-diurnes d'une amplitude de plus de 10 cm sont enregistrées. L'amplitude diminue ensuite progressivement en s'enfonçant à l'intérieur des terres. Au Mans, à 150 km de Brest à l'intérieur des terres, l'amplitude est toujours de 3 cm (Vey et al., 2002).

Walpersdorf et al. (2007) étudient les ZTD à partir d'un réseau GPS situé en Afrique. Le but de ces travaux est d'obtenir la quantité d'eau précipitable (PW) contenue dans la troposphère au cours d'un cycle de moisson. Pour estimer l'erreur commise sur la mesure de ZTD en n'appliquant pas de modèle de charges océaniques, les auteurs calculent la différence de ZTD obtenue entre une analyse GPS intégrant un modèle de charges océaniques et une analyse ne modélisant pas l'effet des marées (Figure 2.5). Les stations

2. Méthodologie GPS

GPS MSKU, NKLK et TGCV se situent à moins de 500 km de l'océan et la station MBAR à plus de 1000 km de l'océan. Des différences de 10 mm de ZTD sont trouvées aux stations NKLK et TGCV, ce qui correspond à des erreurs de 1.5 mm de PW. A la station MBAR des erreurs de 4 à 5 mm sont toujours présentes bien qu'elle soit située assez loin à l'intérieur des terres. Cette expérience montre que sans modèle de charges océaniques, les variations de hauteurs dues aux variations de hauteur d'eau sont absorbées dans les ZTD lors de leur estimation. Il est donc important de modéliser les charges océaniques lors des analyses GPS, afin de dissocier les ZTD des déformations de la croûte terrestre sous l'effet des marées.

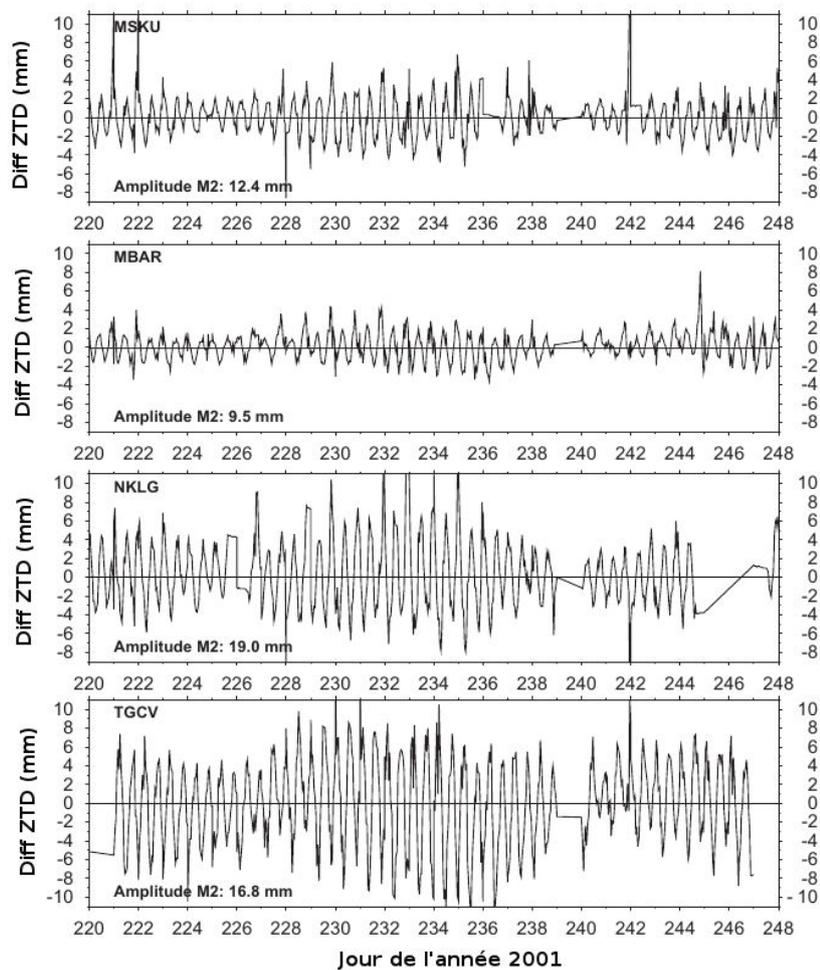


FIG. 2.5 – Différences de ZTD évaluées avec ou sans modèle de charges océaniques aux emplacements de 4 stations GPS. L'amplitude de la composante la plus importante des marées océaniques issu du modèle de charges est indiquée sur chaque graphique (Walpersdorf et al., 2007).

Plusieurs modèles permettent de modéliser la déformation de la croûte terrestre en un point précis due aux variations de hauteur d'eau océanique. Le modèle FES2004 (Finite Element Solutions 2004) est souvent utilisé par les logiciels d'analyse GPS. Il fournit des

résultats sur une grille globale de 0.125° de résolution. Ce modèle décrit les variations de hauteur d'eau à partir des équations de l'hydrodynamique en utilisant comme informations à priori des données de marégraphes et d'altimétrie satellitaire (Lyard et al., 2006). La surcharge induite par une variation de hauteur d'eau en un point est obtenue en appliquant la variation de hauteur d'eau prédite par ce modèle sur un modèle de Terre élastique.

2.2.2.2 Charges atmosphériques

Les variations de pression causées par les redistributions de charges atmosphériques provoquent aussi des déformations de la surface de la Terre. La circulation atmosphérique induit des variabilités journalières à annuelles. Comme pour les marées océaniques, la lune et du soleil engendrent des variations de pression diurnes et sub-diurnes. L'aspect thermique provoqué par le soleil joue un rôle prédominant. Les surcharges atmosphériques sont plus importantes aux hautes latitudes. En Alaska, les déplacements verticaux qu'elles engendrent atteignent 18 mm sur 24h. Près de l'équateur, la variabilité journalière de la pression de surface est plus faible et entraîne des déplacements verticaux de 4 à 6 mm. Cependant, la composante de la surcharge atmosphérique due aux marées est maximale près de l'équateur où elle provoque des déplacements verticaux qui atteignent 1 mm. Son action s'estompe progressivement avec l'augmentation de la latitude, jusqu'à devenir négligeable aux pôles (Tregoning and van Dam, 2005; Tregoning and Watson, 2009). Certaines questions se sont alors posées pour déterminer quelle est la stratégie optimale pour modéliser ces effets de surcharges.

Tregoning et van Dam (2005) étudient l'apport des corrections de charges atmosphériques lors d'une analyse GPS globale, par rapport à la même analyse sans correction. Les auteurs utilisent un modèle de charge globale d'une résolution temporelle de 6h et spatiale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Les modèles de charges atmosphériques sont construits à partir de valeurs de pression de surface et de l'action de cette pression sur un modèle de Terre élastique. Pour déterminer s'il faut prendre en compte le signal de marée dans l'analyse GPS, les auteurs effectuent plusieurs tests. Une analyse où les seules composantes de charges dues aux marées sont prises en compte, une autre où la charge journalière est appliquée en ayant moyenné les signaux périodiques de marées à 0 et un dernier où les deux composantes précédentes sont prises en compte (Figure 2.6). Les résultats du premier test montre que l'écart type de la répétabilité de positions verticales des stations, entre une analyse avec une correction des effets de marées et une analyse sans correction, diminue aux stations proches de l'équateur mais tend à augmenter aux plus hautes latitudes. Le deuxième test semble mieux résoudre ce problème que le troisième. Les auteurs concluent que le troisième test est biaisé car leur modèle de charge atmosphérique sans marée n'est pas optimal. En moyennant les signaux périodiques des marées à 0, une partie de ce signal est toujours présent. L'utilisation conjointe des deux modèles, avec et sans marée, prend donc deux fois en compte l'action de la charge due aux marées atmosphériques. Dans la suite de ces travaux, Tregoning et Watson (2009) utilisent un meilleur modèle de charges sans marée en se servant d'un filtre pour éliminer les signaux périodiques des

marées. Les auteurs trouvent que l'utilisation conjointe des deux modèles, avec et sans marée, est alors la meilleure solution.

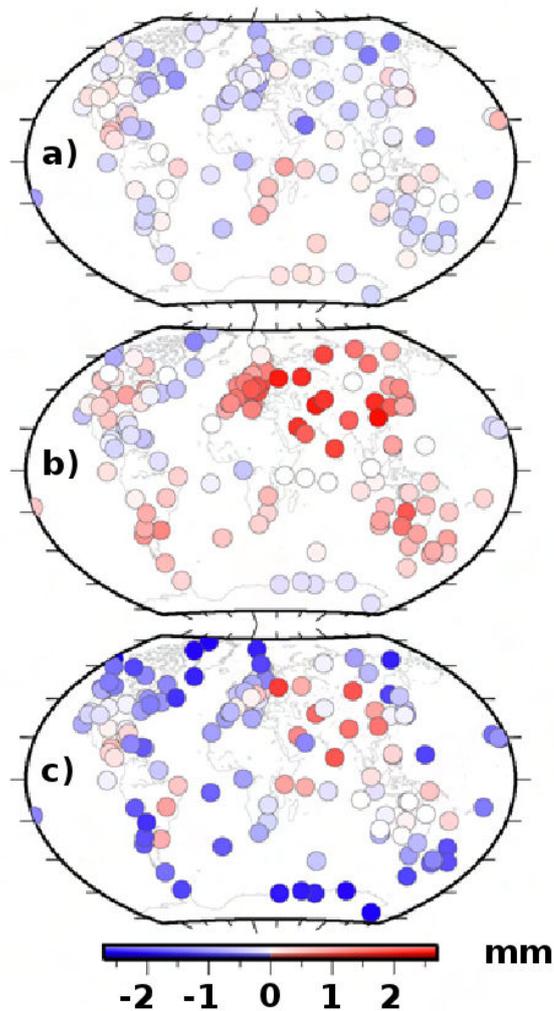


FIG. 2.6 – Diminution de l'écart type des positions verticales des stations GPS par rapport à une analyse sans correction atmosphérique. (a) Seule la composante due aux marées est appliquée, (b) seule la charge journalière qui n'est pas due aux marées est appliquée, (c) combinaisons de (a) et (b); (Tregoning and van Dam, 2005).

Ces modèles de charges sont nécessaires au traitement des données GPS. Grâce à eux, la précision du positionnement a pu être améliorée. Le positionnement vertical qui était au début du GPS trop bruité pour être utilisé, peut de nos jours être exploité au même titre que les composantes horizontales, même si sa précision reste généralement légèrement inférieure. Maintenant que nous avons passé en revue les différents facteurs pouvant affecter la précision du GPS et les modélisations mises en oeuvre pour y remédier, nous allons à présent nous intéresser aux différentes stratégies d'observations et d'analyses GPS.

2.3 GPS et glaciologie

Le GPS permet de définir la position de points géodésiques avec une précision pouvant atteindre le mm. Son utilisation en glaciologie nécessite de faire un choix concernant la stratégie à adopter lors de l'observation et de l'analyse des données. En effet, les glaciers sont des objets qui se déplacent plus ou moins rapidement. Si le GPS en mode cinématique semble plus adapté pour suivre l'évolution des positions des points en mouvement, la précision de la mesure est dégradée par rapport à une utilisation en mode statique. Dans cette section, nous passons en revue les différentes méthodes d'analyses GPS et leur application en glaciologie, afin d'optimiser le traitement de nos données GPS sur le glacier d'Argentière.

2.3.1 Installation des stations

Pour étudier le déplacement des glaciers par observations GPS, quel que soit le mode utilisé, il est nécessaire d'avoir une position d'antenne stable. Cette condition n'est pas simple à maintenir sur les glaciers dont la surface fond en période estivale. Avec une mauvaise installation, l'antenne risque de chuter et/ou d'enregistrer une composante verticale due à l'enfoncement de la station dans la glace et non au déplacement du glacier.

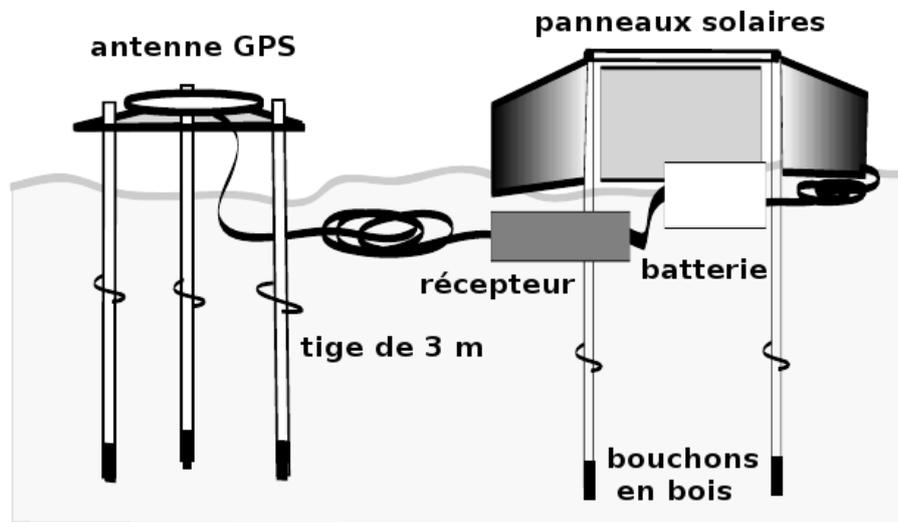


FIG. 2.7 – Dispositif d'installation des stations GPS utilisé dans les travaux de Anderson et al. (2004).

Dans de nombreuses études les antennes sont installées sur un mât enfoncé dans la glace. Sugiyama and Hilmar Gudmundsson (2004) traitent les données d'une antenne fixée sur un mât en aluminium de 6.5 m de long. Ce mât est enfoncé dans la glace de telle sorte qu'il ne dépasse pas de la surface de plus de 1.5 m, afin d'éviter les mouvements

d'oscillations de l'antenne causés par le vent et les intempéries. Zwally et al. (2002) utilisent une antenne fixée sur un mât de 4 m de long et enfoncé de 2 m dans la glace. Il en est de même pour les travaux de Bartholomew et al. (2010, 2011a) où les antennes sont fixées sur des mâts enfoncés dans la glace. Chacune des 5 antennes GPS utilisées dans les travaux de Anderson et al. (2004) est installée sur une plateforme en bois. Cette plateforme est elle-même montée sur un trépied dont les 3 tiges en acier sont enfoncées de 3 m dans la glace à l'aide d'une sonde à vapeur (Figure 2.7). La batterie, les panneaux solaires et le récepteur sont fixés sur un U inversé dont les tiges sont en PVC et enfoncées dans la glace, afin d'éviter que ces éléments glissent lors de la fonte et se déconnectent entre elles et de l'antenne. Après cette expérience, les auteurs recommandent d'utiliser plutôt des tiges en acier qu'en PVC. Enfin, des bouchons en bois sont installés à l'extrémité de chaque tige, maintenant l'antenne et le reste du dispositif, afin de minimiser l'enfoncement du système sous l'effet de son propre poids.

Pour étudier les glaciers par GPS, la première étape est donc de s'assurer que l'antenne GPS n'enregistre pas l'ablation et/ou un mouvement de chute. Cette condition remplie, les observations obtenues correspondent au déplacement de surface propre au glacier

2.3.2 GPS statique

Le GPS en mode statique consiste à cumuler les observations sur un point de mesure pendant un intervalle de temps assez long. En sciences de la Terre, le positionnement par GPS statique est le plus utilisé car il permet d'atteindre une précision millimétrique. L'intérêt des longs temps d'observation est de pouvoir bénéficier des informations liées à l'évolution de géométrie de la constellation satellitaire. Le grand nombre de mesures sur une station est largement supérieur au nombre d'inconnues à résoudre et permet de moyenniser les sources d'erreurs comme les trajets multiples. Ces facteurs contribuent à une meilleure résolution des ambiguïtés entières et donc une plus grande précision du positionnement. Le principe du GPS statique suppose donc que le point mesuré est fixe, or les glaciers sont des objets en constant mouvement.

De nombreux travaux cherchant à estimer le déplacement des glaciers ont utilisé le GPS statique. Anderson et al. (2004) étudient le déplacement du glacier de Bench en Alaska à partir des données GPS de 4 stations entre le 23 mai et le 12 juillet 2002. Les données sont acquises avec un intervalle de 30 s pendant 1h, toutes les 4h. Les sessions de 1h sont ensuite traitées en statique pour obtenir 6 solutions de position par jour. La précision des mesures est estimée à 10 mm pour les composantes horizontales et 20 mm pour la composante verticale. Les déplacements horizontaux sont obtenus en différenciant les positions espacées de 4h. Bartholomew et al. (2008) étudient le déplacement du glacier de Kennicott en Alaska avec 5 stations GPS. Les données sont traitées par sessions d'1h. Les vitesses horizontales sont moyennées sur 4 h en différenciant les positions obtenues.

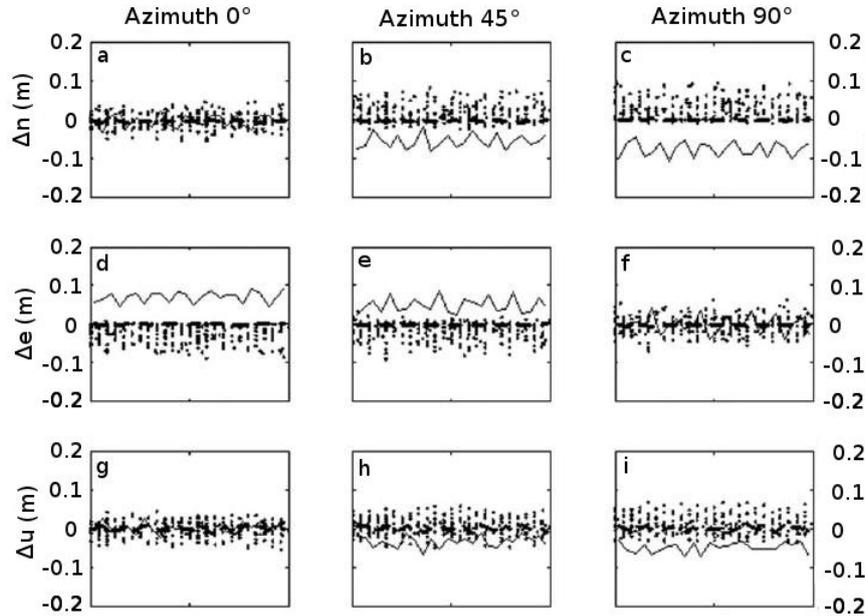


FIG. 2.8 – Biais (Δ) introduits dans l'estimation des coordonnées d'une station sur un glacier dus à la présence d'une vitesse horizontale d'1 m/jour. (a,d,g) correspondent à une vitesse vers le nord, (b,e,h) à une vitesse nord-est et (c,f,i) à une vitesse vers l'est. Les lignes continues sont les solutions par ambiguïtés libre et les lignes en pointillés les solutions où les ambiguïtés sont fixées à leur valeur entière correcte. Les points représentent les valeurs réelles des ambiguïtés projetées dans la direction de chaque composante. Dans les 3 cas la vitesse a été retirée avant de tracer les graphiques; d'après King (2004)

King (2004) étudie les effets de l'utilisation du GPS statique sur un glacier. Dans un premier temps, l'auteur réalise 3 tests à partir de simulations de données GPS acquises en mode statique. Ces données sont simulées pour deux stations GPS afin de pouvoir faire des observations en relatif. Pour représenter un déplacement, le signal d'une vitesse horizontale possédant une magnitude de 1 m/jour est introduit lors des 3 tests. La direction d'écoulement du glacier est le paramètre variant d'une simulation à l'autre. Elle est fixée à 0° , 45° puis 90° par rapport au nord. L'utilisation de données GPS acquises en mode statique suppose que la position d'une station installée sur un glacier est stationnaire. King (2004) énonce que cette hypothèse peut être appliquée en considérant des intervalles de temps courts allant de 30 min à quelques heures. Lors de ces simulations, les données GPS sont donc traitées sur des sessions courtes d'1h. La figure 2.8 représente les séries temporelles des biais de position, corrigées de la tendance linéaire introduite par la vitesse. Les graphiques a, d et g sont les résultats d'un glacier s'écoulant vers le nord, b, e et h ceux d'un glacier s'écoulant vers le nord-est et c, f et i ceux d'un glacier s'écoulant vers l'est. Les lignes continues représentent les solutions dans le cas d'une solution par ambiguïté 'libre', c'est à dire lorsque que les ambiguïtés ne sont pas résolues lors du traitement mais estimées à leur valeur réelle. Les lignes en pointillés représentent les solutions lorsque les ambiguïtés sont fixées à leur valeur entière correcte. Les points représentent les valeurs réelles d'ambiguïtés estimées dans la direction de ligne de visée

du satellite et projetées dans la direction de chaque composante. La figure 2.8 montre que des biais d'une valeur de 5-10% de la magnitude de la vitesse apparaissent dans le cas de la solution par ambiguïté 'libre'. Dans ce cas les biais atteignent 5 à 10 cm pour une vitesse de 1 m/jour. Ces biais se retrouvent sur la composante est dans le cas d'un glacier dont la direction d'écoulement possède un azimut égal à 0° et sur les composantes nord et vertical dans le cas d'un écoulement à 90° . Pour un écoulement à 45° , il s'agit d'une combinaison des deux autres cas; les biais sont donc présents sur les 3 composantes. En regardant la tendance de la projection des paramètres d'ambiguïté estimés avec les solutions par ambiguïté libre, il apparaît clairement que la vitesse non modélisée est absorbée par les ambiguïtés pendant chaque session. En effet, les amplitudes des ambiguïtés réelles et des biais de positions sont corrélées. Les valeurs réelles d'ambiguïtés estimées comprennent donc la valeur de l'ambiguïté elle-même et une partie due à la vitesse, ce qui entraîne un biais dans le positionnement. De plus, même sur les composantes où le biais est inexistant (graphiques a, f et g), les solutions par ambiguïté libre peuvent induire une erreur d'interprétation de résultat. Des oscillations d'une amplitude d'environ 5 cm apparaissent pouvant être prises pour des déplacements périodiques du glacier. Les biais disparaissent dans tous les cas, lorsque les ambiguïtés entières sont fixées à leur valeur correcte.

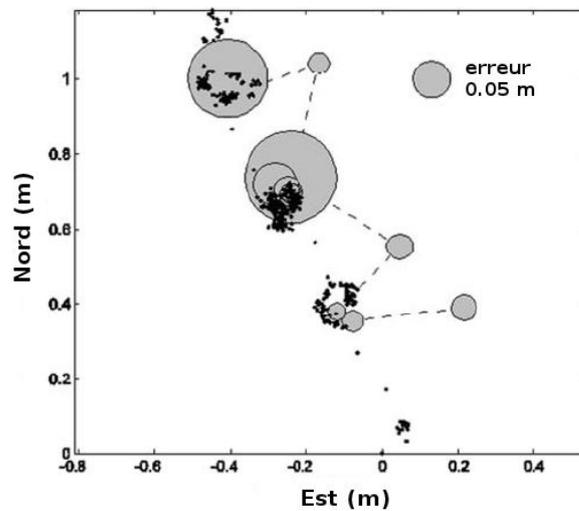


FIG. 2.9 – Déplacement horizontal de la station obtenu par les solutions cinématiques (points noirs) et statiques (cercles gris). L'erreur horizontale des solutions statiques est indiquée par la taille du cercle; d'après King (2004).

Dans un deuxième temps, King (2004) compare les résultats obtenus en GPS statique et en GPS cinématique sur le glacier de Whillans en Antarctique. Les cercles gris de la figure 2.9 représentent la trajectoire de la station obtenue par une observation GPS en mode statique des travaux de Bindshadler et al. (2003). Le traitement de ces données GPS est réalisé par sessions d'1h, en positionnement absolu. Pour comparer avec le GPS cinématique, King (2004) refait le traitement des données avec une approche de

positionnement absolu cinématique et par sessions de 5 min. Ses résultats sont représentés par les points noirs sur la figure 2.9. Le déplacement du glacier de Whillans se fait par mouvements de *stick-slip*. Les résultats indiquent que lorsque le glacier est immobile, les solutions statiques sont en accord avec les solutions cinématiques. Cependant, lorsque le glacier est en mouvement, les solutions statiques présentent un biais de plusieurs dizaines de cm par rapport aux solutions cinématiques. Le déplacement moyen du glacier lorsqu'il glisse est de 2 m/jour ; le biais des solutions statiques de 4h est de 0.2 m/jour. Ces résultats concordent avec les biais de 5 à 10% du déplacement, obtenus lors du précédent test synthétique.

L'utilisation du GPS statique est courante en glaciologie et a déjà permis d'obtenir de bons résultats permettant de suivre le déplacement de différents glaciers (Frezzotti et al., 1998; Manson et al., 2000; Anderson et al., 2004; Dunse et al., 2012). La précision de ce mode d'observation est un avantage incontestable. Il est cependant nécessaire de prendre quelques précautions lors de l'analyse GPS, utiliser des sessions de mesures courtes et privilégier les solutions possédant un grand taux de résolution d'ambiguïtés préviennent l'introduction de biais dans les solutions finales.

2.3.3 GPS cinématique

Pour suivre le déplacement d'un objet en mouvement, le GPS peut être utilisé en mode cinématique. Une position de la station GPS est déterminée pour chaque observation. Le positionnement est basé sur la mesure de phase et permet d'obtenir un positionnement de précision centimétrique.

En glaciologie, de nombreux travaux ont utilisé le mode cinématique du GPS pour obtenir les déplacements de glaciers (e.g. Krainer and He (2006); Zhang and Andersen (2006); Bartholomew et al. (2011a)). Bartholomew et al. (2011a) étudient le déplacement du glacier de Leverett à l'ouest de la calotte glaciaire du Groenland. Une station installée sur une partie fixe hors de la glace sert de base. Les données de 7 autres stations installées sur la glace sont acquises à 30 s d'intervalle puis traitées en cinématique avec le logiciel TRACK. A chaque époque la précision des positions horizontales est d'environ 1 cm et celle des positions verticales de 2 cm. Les séries temporelles de position étant très bruitées, les auteurs appliquent un filtre gaussien passe bas sur l'ensemble des données. Les vitesses horizontales journalières sont ensuite calculées en différenciant les positions lissées séparées de 24h. Zhang and Andersen (2006) étudient les variations de hauteur de la barrière d'Amery en Antarctique. Une campagne de 5 jours est réalisée en positionnement absolu. La station acquiert des données avec un intervalle de 10 s, qui sont ensuite traitées en cinématique. La figure 2.10 présente la série temporelle des positions verticales. Le signal apparaît bruité. Les auteurs choisiront donc de moyenniser les données sur 15 min avant de les traiter en cinématique. Ce type de traitement correspond alors à du pseudo-statique, c'est-à-dire du statique en sessions très courtes.

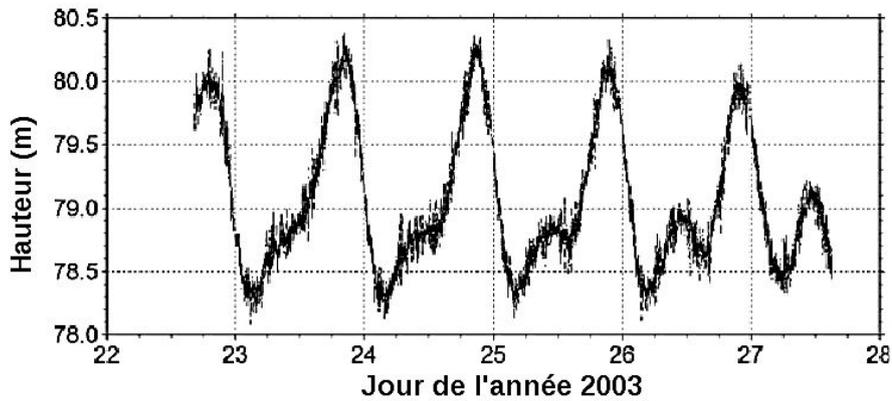


FIG. 2.10 – Position verticale de la station GPS après traitement des données à 10 s ; d'après Zhang and Andersen (2006).

Royer (2009) traite 16 jours de données d'une station installée sur le glacier d'Argentièrre. Ces données sont acquises à 1 s d'intervalle. L'analyse est réalisée par positionnement statique en sessions de 6 h à l'aide du logiciel GAMIT/GLOBK, ce qui représente 4 positions par jour. Les données sont aussi traitées en mode cinématique à l'aide du logiciel TRACK. Dans ce cas, 1 position est déterminée chaque seconde. Les résultats sont présentés sur la figure 2.11. Le traitement cinématique apparaît très bruité par rapport au traitement en statique.

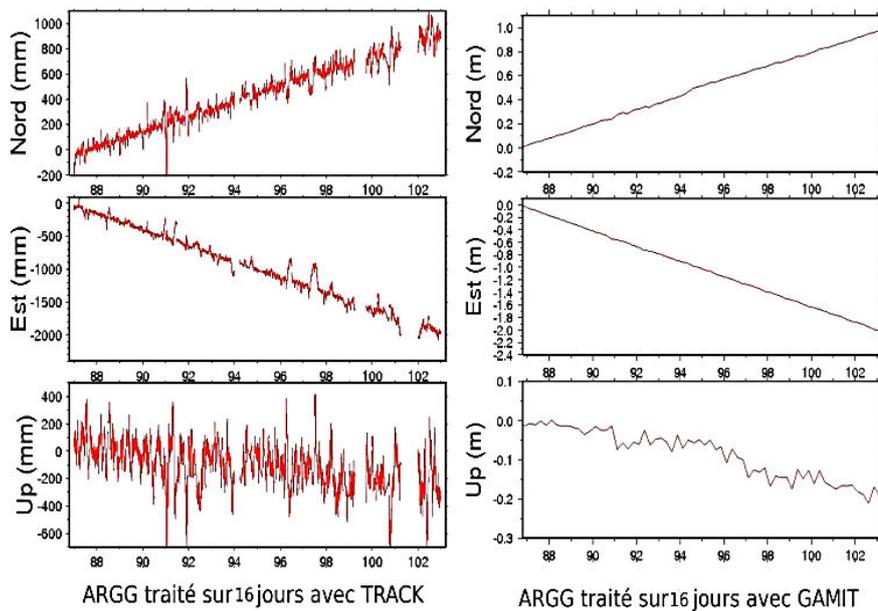


FIG. 2.11 – Séries temporelles de position nord, est et verticale sur 16 jours du glacier d'Argentièrre. Les graphiques de gauche correspondent au traitement cinématique des données avec le logiciel TRACK et ceux de droite au traitement statique avec le logiciel GAMIT/GLOBK ; d'après Royer (2009).

Le GPS en mode cinématique ne permet pas de bénéficier des avantages qu’offre le mode statique. Une position par observation ne permet pas de moyennner certaines sources d’erreurs comme les multi-trajets, la troposphère et le changement de constellation des satellites GPS. Ces sources d’erreurs sont constantes sur des courtes durées de quelques minutes où le positionnement cinématique peut être très précis. Sur des durées plus longues, les séries temporelles cumulent du bruit. Dans ce cas les résultats doivent être filtrés pour être interprétables, voire réanalysés en pseudo-statique.

2.3.4 Positionnement relatif

Le positionnement relatif GPS consiste à déterminer la position d’une station fixe ou mobile relativement à une station de référence dont la position est connue. Le résultat d’un traitement de données par positionnement relatif est le vecteur entre les deux stations appelé ligne de base. Le traitement en relatif est le plus utilisé car il permet d’atteindre une précision millimétrique. L’intérêt du positionnement relatif est qu’il permet de simplifier l’expression du problème de localisation en différenciant deux observations réalisées en un même instant par deux récepteurs. Certaines erreurs étant communes à la station de référence et à la station dont la position est recherchée, peuvent être annulées pendant le traitement des données. Soit deux récepteur GPS, r_1 et r_2 , recevant le signal d’un même satellite au même instant, la simple différence calculée à partir du type d’observations décrites par l’équation 2.1 est :

$$\rho_{r_1}^s - \rho_{r_2}^s = D_{r_1}^s - D_{r_2}^s + c(dt_{r_2} - dt_{r_1}) + \delta_{orb_1} - \delta_{orb_2} + \delta_{prop_1} - \delta_{prop_2} + \delta_{bias_1} - \delta_{bias_2} \quad (2.21)$$

L’équation est écrite pour les observations de code mais est aussi valable pour l’observation de phase. Il apparaît que les erreurs dues au décalage d’horloge du satellite ont été éliminées. De la même façon si deux récepteurs observent deux satellites simultanément, une double différence peut être calculée, ce qui aura pour effet d’enlever en plus les erreurs dues aux décalages d’horloges des récepteurs.

Comme exemple de l’utilisation du GPS relatif, nous pouvons citer Sugiyama et Gudmundsson (2004) qui étudient la variabilité du déplacement du glacier de Lauteraar en Suisse. Les auteurs utilisent une station de référence placée sur une partie fixe à 700 m en horizontal et 100 m en vertical de leur station installée sur le glacier, ce qui représente une ligne de base relativement courte. Les données sont traitées en mode statique relatif par sessions d’1h. La précision de leur positionnement est estimée à 1.4 mm sur les composantes horizontales et 2.8 mm sur les composantes verticales. Dans les travaux de Bartholomew et al. (2011a) cités auparavant (cf. section 2.3.2), les données sont traitées en cinématique relatif. Une première station de base située à 40 km du glacier de Leverett est utilisée dans un premier temps. Une autre station est ensuite réinstallée à seulement 2 km de la zone étudiée, leur permettant d’obtenir une précision de 1 cm sur les composantes horizontales et 2 cm en verticale. Manson et al. (2000) analysent les données GPS acquises en mode statique sur le glacier de Lambert en Antarctique. Le

positionnement relatif est utilisé dans un réseau global comprenant un nombre important de stations de référence. Les résultats sont obtenus avec une incertitude sur les vitesses pouvant atteindre 0.01 m/an.

L'avantage majeur du relatif est donc de pouvoir enlever les problèmes liés aux décalages d'horloges. En effet, ne pas enlever ces erreurs peut entraîner une erreur de positionnement pouvant atteindre une centaine de mètres. Si en plus la ligne de base est très courte, les erreurs liées à la troposphère et aux surcharges peuvent aussi être éliminées car les deux stations sont soumises aux mêmes conditions de mesures. Une autre solution n'utilisant qu'une seule station est possible en traitement GPS statique ou cinématique, ce type d'approche est appelé le positionnement ponctuel précis (PPP).

2.3.5 Positionnement Ponctuel Précis

La méthode PPP est utilisée dans la communauté géodésique pour l'établissement précis de la position absolue d'un récepteur GPS. L'idée est de résoudre directement les équations 2.1 et 2.2. Comme pour le relatif, les erreurs dues aux orbites des satellites peuvent être corrigées en utilisant les orbites finales fournies par le service international GNSS et les erreurs dues à l'ionosphère par l'utilisation d'une combinaison linéaire des fréquences L1 et L2. Cependant, contrairement au relatif, les décalages d'horloges ne peuvent pas être éliminés. Depuis quelques années, les horloges des satellites sont aussi produites par l'IGS et sont considérées comme des données connues. Les 4 inconnues du problème sont donc les positions de la station (X, Y, Z) et les décalages d'horloges des récepteurs. La troposphère étant aussi à estimer lors de l'analyse. Depuis que les horloges finales des satellites sont disponibles avec un intervalle de 30 s, la précision du PPP est centimétrique.

En glaciologie, le PPP a été utilisé dans de nombreux travaux. Bartholomew et al. (2010) étudient la partie ouest de la calotte glaciaire du Groenland. Les données acquises à 300 s par 3 stations sont traitées en utilisant un positionnement PPP cinématique. Les auteurs estiment les incertitudes de positionnement à 1.5 cm dans les directions horizontales et à 2.5 cm dans la direction verticale. King and Aoki (2003) étudient le déplacement vertical d'une plate forme de glace flottante en Antarctique pour identifier un signal de marée à 4 époques de l'année 1998. Les données acquises sont traitées en PPP. Les horloges des satellites utilisées étant disponibles avec un intervalle de 5 min, une position, un ZTD et un décalage d'horloge du récepteur sont estimés à cette fréquence. Les résultats du positionnement sont ensuite comparés avec ceux obtenus à partir d'une approche par GPS cinématique relatif et ceux obtenus par observations directe de déplacement d'une jauge de déformation placée sous la station GPS. Les traitements GPS cinématique relatif et PPP donnent des résultats assez similaires (Figure 2.12). Le PPP est cependant plus bruité. L'écart-type entre les résultats du PPP et de la jauge est d'environ 50 mm lors de 3 époques et est inférieur à 70 mm dans l'ensemble des résultats des 4 époques d'analyse. L'écart-type entre les deux méthodes d'analyse GPS est d'environ 15 mm. Enfin, l'écart type entre les résultats de la jauge et ceux du GPS cinématique relatif est en général plus faible que celui obtenu entre le PPP et la

jauge (King and Aoki, 2003). En ce qui concerne les positions horizontales, la précision obtenue est comprise entre 20 mm et 30 mm.

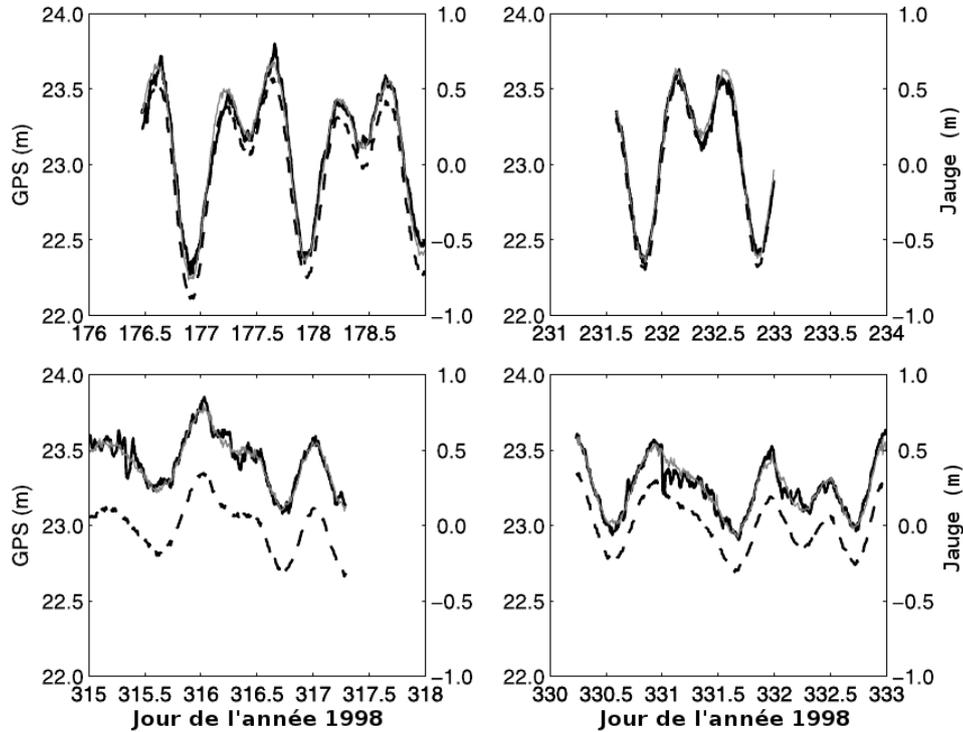


FIG. 2.12 – Mouvements de marées obtenus par traitement GPS PPP (ligne noire) et relatif (ligne grise) et par observation du déplacement d’une jauge de déformation (ligne en pointillé), à 4 époques de l’année 1998 ; d’après King and Aoki (2003).

A partir des informations tirées de l’ensemble de ces travaux, nous avons été en mesure de faire un choix sur la stratégie d’analyse qui nous a semblé être la plus robuste et la plus appropriée.

2.3.6 Traitement choisi

Pour l’analyse des données GPS utilisées dans le cadre de cette thèse, la méthode de positionnement statique relatif a été choisie. L’analyse a été effectuée avec le logiciel GAMIT/GLOBK version 10.4 du MIT (Herring et al., 2010) par sessions de 6 h. Nous avons donc 4 solutions de position par jour. Le réseau GPS utilisé est large (figure 2.13) pour pouvoir au sein d’une même analyse, trouver le déplacement des stations du glacier et réaliser un champ de délais zénithaux régional. Un autre axe de recherche est en effet d’établir des corrections troposphériques régionales sur les interférogrammes couvrant la zone d’étude. Ce réseau se compose de 4 stations propres au glacier étudié, c’est-à-dire au glacier d’Argentière, de 34 stations appartenant aux réseaux nationaux

2. Méthodologie GPS

ou régionaux RENAG (<http://webrenag.unice.fr>), RGP (<http://rgp.ign.fr>), AGNES (<http://www.swisstopo.admin.ch>) et RING (<http://ring.gm.ingv.it>), ainsi que de 13 stations du réseau international IGS (<http://igs.cb.jpl.nasa.gov>).

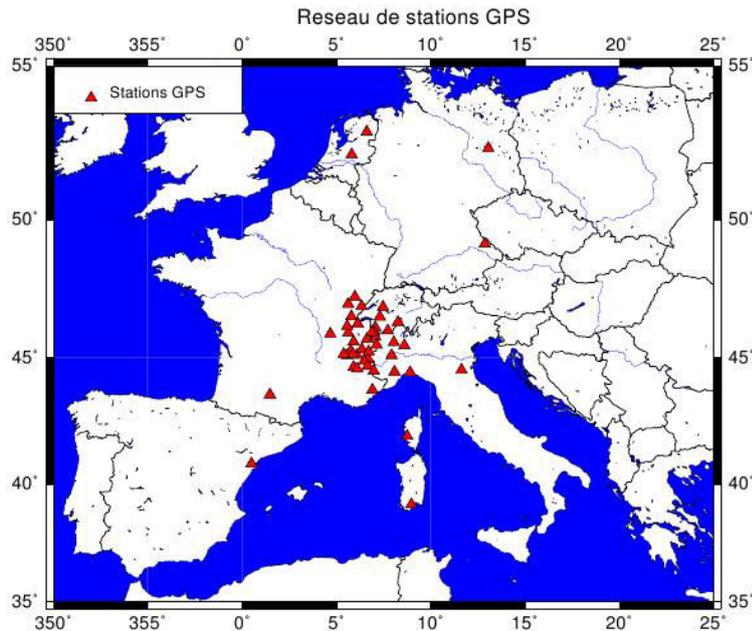


FIG. 2.13 – Réseau des stations utilisées dans le traitement GPS.

La fonction de projection utilisée pour modéliser la troposphère est la fonction VMF1 (Boehm et al., 2006a). Les valeurs de pression et température de la VMF1 sont utilisées pour estimer à chaque stations un délai zénithal à priori. Les ZTD sont ensuite ajustés toutes les 2 h et un gradient troposphérique ajusté par session de 6 heures. Les charges de pression atmosphérique sont modélisées en prenant en compte le phénomène périodique de marées et les charges océaniques par le modèle FES2004 (Lyard et al., 2006). Grâce aux stations de l'IGS incluses dans l'analyse, les séries temporelles de positions sont représentées dans le système de référence de l'ITRF 2008 (Altamimi et al., 2011).

2.3.7 Conclusion

La précision du positionnement vertical s'est nettement améliorée grâce aux dernières modélisations de la troposphère et des modèles de charges. Sous les meilleures conditions le suivi 3D du déplacement d'objet par GPS peut être réalisé avec une précision millimétrique. Le mode statique relatif présente de nombreux avantages : l'accumulation des données qui permet de moyenner les sources d'erreurs et de bénéficier des informations liées à l'évolution de la couverture satellitaire, ainsi que la différenciation des observations qui permet d'éliminer les erreurs dues aux décalages d'horloges. Pour l'étude d'objets en

mouvement tels que les glaciers, certaines précautions sont à prendre pour ne pas introduire de biais dans les solutions. Traiter les données sur des sessions assez courtes en fixant au maximum les ambiguïtés peut permettre d'obtenir des résultats de bonne précision. Le PPP s'est nettement amélioré depuis la diffusion des horloges des satellites finales. Son application a l'avantage d'être moins lourde d'un point de vue informatique et temps de calcul et peut s'avérer utile lors du traitement de nombreuses stations. Sur les glaciers, où les conditions de maintenance sont difficiles, l'utilisation d'une unique station peut aussi être un avantage. Cependant, certaines sources d'erreurs ne pouvant pas être éliminées ou moyennées, avec le PPP ainsi qu'avec une approche de positionnement cinématique, font que ces modes d'analyse ont une précision inférieure au statique et au relatif. Ces erreurs se retrouvent alors souvent sous forme de bruit dans les résultats de positionnement.

Chapitre 3

Méthodologie radar

3.1 Introduction

En imagerie radar, les images SAR complexes sont constituées de plusieurs millions de pixels. Chaque pixel contient le signal rétrodiffusé par l'ensemble des points présents dans une cellule de résolution. Cette information se présente sous la forme d'une donnée complexe, composée d'une mesure de phase et d'une mesure d'amplitude. La mesure de phase correspond au déphasage entre l'onde émise par le satellite et l'onde reçue après avoir été rétrodiffusée par la surface terrestre. Quant à la mesure d'amplitude, elle caractérise la capacité du sol à rétrodiffuser l'onde électromagnétique qui dépend de nombreux paramètres tels que l'humidité du sol, la rugosité, la pente etc. En général, chaque cellule de résolution comprenant un grand nombre de cibles élémentaires contribuant à la mesure de phase, il se produit des phénomènes d'interférences constructives ou destructives conduisant à la présence d'un chatoiement appelé speckle.

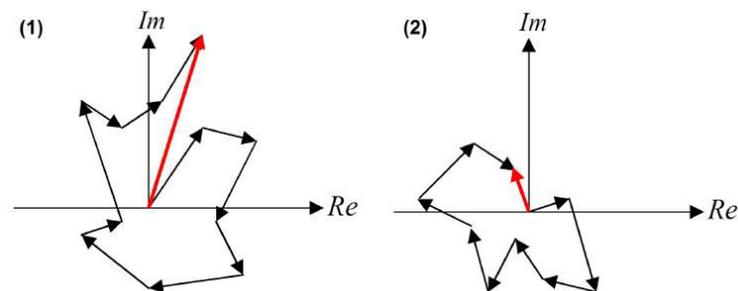


FIG. 3.1 – Schéma représentant la réponse de deux cellules de résolution, après des interférences constructives (1) et destructives (2).

Dans une cellule de résolution, la réponse de l'ensemble des ondes rétrodiffusées par

l'ensemble des points est de la forme :

$$z_{cellule}(P) = Ae^{j\phi} = \sum_{i=1}^N a_i e^{j\phi_i} \quad (3.1)$$

où A et ϕ sont l'amplitude et la phase de la cellule de résolution, a_i et ϕ_i l'amplitude et la phase de chaque cible élémentaire et N le nombre de cibles élémentaires contenues dans la cellule de résolution.

La phase ϕ , connue à 2π près, mesure le déphasage entre l'onde émise par le radar et l'onde rétrodiffusée globalement par la cellule de résolution et peut s'écrire telle que :

$$\phi = \phi^0 + 2k\pi \quad (3.2)$$

où $\phi^0 \in [-\pi, \pi[$.

ϕ peut être décomposée en 3 termes, un terme correspondant à la phase géométrique ϕ_{geo} , c'est-à-dire au déphasage du au trajet aller retour rectiligne de l'onde, un terme lié à la propagation dans l'atmosphère réfractive ϕ_{atm} et un terme lié à l'interaction entre le sol et l'onde dépendant de la nature du sol et de l'angle d'incidence de l'onde ϕ_{propre} :

$$\phi = \phi_{geo} + \phi_{atm} + \phi_{propre} \quad (3.3)$$

ϕ_{geo} étant proportionnelle à la distance rectiligne R entre le satellite radar et un point appelé centre de phase. Elle peut s'écrire sous la forme :

$$\phi_{geo} = \frac{4\pi R}{\lambda} \quad (3.4)$$

avec λ la longueur d'onde de l'onde radar.

Pour mesurer des déplacements par imagerie radar, il existe deux types d'approche, l'interférométrie radar et la méthode par maximum de similarité.

3.2 Mesure de déplacement par imagerie radar

3.2.1 Maximum de similarité

Pour estimer un champ de déplacement à partir de deux images radar, la méthode par maximum de similarité utilise l'information contenue dans l'amplitude du signal radar.

3.2.1.1 Principe de la méthode

Le principe de la méthode par maximum de similarité est d'estimer un champ de déplacement entre une image maître et une image esclave initialement recalées sur des parties fixes, par appariement des points de la paire d'image. Un voisinage est défini

autour du point considéré dans l'image appelée maître et un calcul de ressemblance est réalisé à l'aide d'une fonction de similarité pour différentes positions possibles de ce voisinage dans l'image dite esclave.

La méthode de maximum de similarité est présentée par la figure 3.2. Une fenêtre Ω_m centrée sur un pixel de coordonnées (i,j) est extraite de l'image maître. Pour chaque position du voisinage précédemment défini, les valeurs de la fonction de similarité sont calculées entre Ω_m et une fenêtre glissante Ω_s translattée de (p,q) dans l'image esclave, Ω_m et Ω_s étant de même taille. Les coordonnées où la fonction de similarité est maximum correspondent au vecteur déplacement au pixel (i,j) :

$$\vec{V}^d(i, j) = (p_{opt}, q_{opt}) = \max[sim(p, q)] \quad (3.5)$$

(p_{opt}, q_{opt}) est la position qui maximise la fonction de similarité $sim(p,q)$. Il s'agit d'un déplacement à deux dimensions dont les composantes sont dans le plan image, selon la direction en x (colonne q) et en y (ligne p). p_{opt} et q_{opt} sont des nombres entiers.

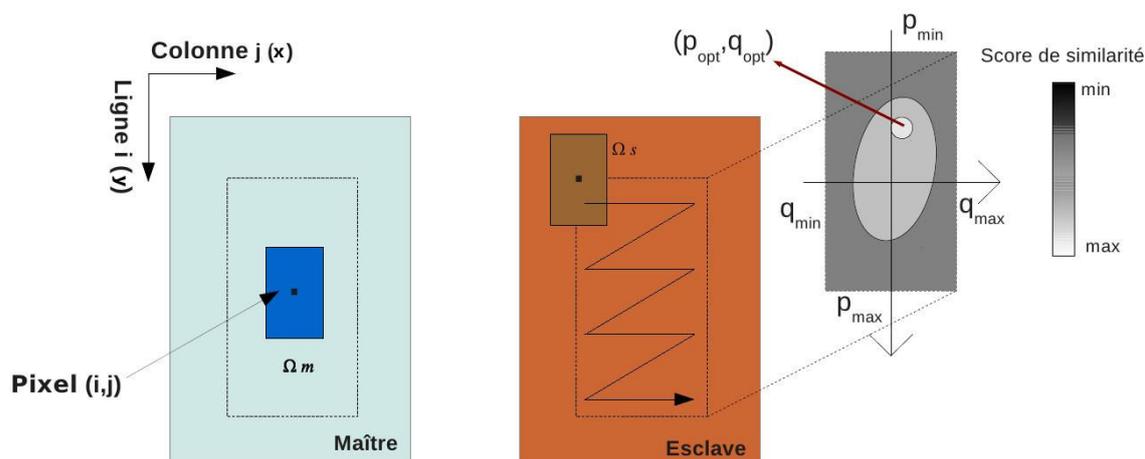


FIG. 3.2 – Principe de la méthode de maximum de similarité pour obtenir un champ de déplacement.

Afin d'obtenir une mesure plus fine du déplacement, c'est-à-dire avec une précision sous pixelique il faut utiliser l'imagette de similarité de taille $[p_{min}, p_{max}] \times [q_{min}, q_{max}]$. Une technique est de suréchantillonner l'imagette de similarité. L'autre technique utilisée consiste à rendre la fonction de similarité continue près du maximum de similarité placé aux coordonnées (p_{opt}, q_{opt}) , en faisant une interpolation avec un parabolôide du second degré.

3.2.1.2 Fonctions de similarité en imagerie radar

Il existe plusieurs fonctions de similarité. Les plus utilisées sont les fonctions de corrélation. Même si ces fonctions sont plus adaptées à l'imagerie optique, car elles ne tiennent

pas compte du speckle, elles ont déjà fait leurs preuves dans l'étude de déplacement par imagerie radar (Strozzi et al., 2002; Erten et al., 2009; Nagler et al., 2012) et ont été validées par des mesures de terrain in situ. En imagerie radar les fonctions de corrélation les plus utilisées sont l'intercorrélacion normalisée (NCC) (équation 3.6) et l'intercorrélacion centrée normalisée (ZNCC) (équation 3.7) :

$$NCC(p, q) = \frac{\sum_{(k,l) \in \Omega_m} I_m(k, l) I_s(k + p, l + q)}{\sqrt{\sum_{(k,l) \in \Omega_m} |I_m(k, l)|^2 \sum_{(k,l) \in \Omega_m} |I_s(k + p, l + q)|^2}} \quad (3.6)$$

$$ZNCC(p, q) = \frac{\sum_{(k,l) \in \Omega_m} (I_m(k, l) - \bar{I}_m)(I_s(k + p, l + q) - \bar{I}_s)}{\sqrt{\sum_{(k,l) \in \Omega_m} |I_m(k, l) - \bar{I}_m|^2 \sum_{(k,l) \in \Omega_m} |I_s(k + p, l + q) - \bar{I}_s|^2}} \quad (3.7)$$

où I_m est le signal de l'image maître et I_s celui de l'image esclave. \bar{I}_m et \bar{I}_s sont respectivement la moyenne sur la fenêtre Ω_m et sur Ω_s translatée de (p, q) .

D'autres fonctions de similarité propres à l'imagerie radar ont été développées ces dernières années. Strozzi et al. (2002) ont détourné la cohérence γ utilisée en interférométrie radar pour l'employer comme fonction de similarité. Erten et al. (2009) proposent des fonctions de similarité se basant sur les propriétés statistiques du speckle des images SAR. Ils définissent ainsi deux fonctions de similarité, une en faisant l'hypothèse que le speckle est corrélé entre les deux images radar et l'autre en faisant l'hypothèse qu'il est décorrélé. Les premiers travaux employant ces fonctions semblent prometteurs pour améliorer les résultats des traitements par maximum de similarité dans le futur.

3.2.2 Interférométrie radar

L'autre méthode permettant de mesurer des déplacements en imagerie radar est l'InSAR, qui exploite l'information contenue par la phase du signal radar.

3.2.2.1 Phase interférométrique

En imagerie radar il n'est pas possible d'exploiter l'information de phase sans traitement préalable. Le terme ϕ_{propre} est variable d'un pixel à l'autre et dépend des propriétés intrasèques des cibles élémentaires qui composent la cellule de résolution, ce qui le rend impossible à déterminer. L'InSAR utilise l'information de phase des images radar complexes pour établir des modèles numériques de terrain ou mesurer des déplacements au sol entre deux ou plusieurs prises de vue radar. Son principe est d'effectuer une mesure

de la différence de phase entre deux images SAR, une image maître (M) et une image esclave (S), acquises à deux dates différentes, dans des conditions similaires et couvrant la même surface. La soustraction de phase pixel à pixel entre les deux images permet ainsi d'éliminer la phase propre (ϕ_{propre}) à chaque pixel, considérée constante entre les deux acquisitions d'image, et d'accéder au terme ϕ_{geo} contenant la distance radar cible recherchée (équation 3.8). Après soustraction, une troisième image appelée interférogramme contenant l'information de différence de distance est produite :

$$\phi_{int} = \phi_M - \phi_S = \phi_{geo,M} - \phi_{geo,S} = \frac{4\pi}{\lambda}(R_M - R_S) = \frac{4\pi}{\lambda}\Delta R \quad (3.8)$$

où ϕ_{int} est la phase de l'interférogramme, ϕ_M la phase de l'image maître, ϕ_S la phase de l'image esclave et ΔR la différence de trajet radar-cible entre les deux images.

La réalisation de cet interférogramme est possible si les deux images sont acquises exactement dans la même géométrie. Or en réalité, la trajectoire du satellite n'est pas exactement la même entre les dates d'acquisitions. La distance entre les deux trajectoires est appelée ligne de base (B). Elle est généralement exprimée par rapport à la projection perpendiculaire de R_S sur la ligne de visée du premier satellite R_M (figure 3.3). La ligne de base perpendiculaire B_{perp} conditionne la sensibilité du couple au relief (effet stéréoscopique).

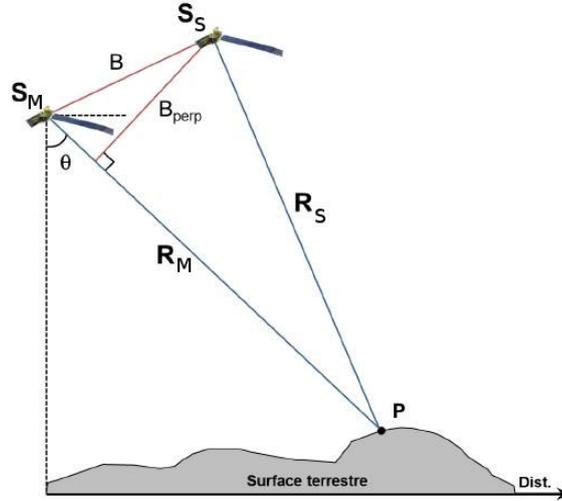


FIG. 3.3 – Configuration géométrique d'acquisition d'une image maître et d'une image esclave.

Avant de pouvoir réaliser la différence de phase, un recalage précis de l'image esclave par rapport à l'image maître est nécessaire. Après avoir effectué ce recalage, la réalisation de l'interférogramme est possible par calcul du produit conjugué des deux images complexes :

$$z_M z_S^* = |a_M| e^{j\phi_M} |a_S| e^{-j\phi_S} = |a_M| |a_S| e^{j(\phi_M - \phi_S)} = |a_M| |a_S| e^{j\phi_{int}} \quad (3.9)$$

Après cette étape, si un point P s'est déplacé entre les deux acquisitions d'image, une variation de phase $\phi(P)$ sera visible à cet endroit sur l'interférogramme. En réalité la phase interférométrique contient plusieurs termes affectant la mesure de déplacement : une contribution orbitale ϕ_{orb} due à la différence de trajectoire du satellite entre les deux acquisitions, ainsi que les contributions atmosphérique et topographique ϕ_{atm} et ϕ_{topo} . Ces termes rendent impossible l'accès direct à l'information de déplacement ϕ_{depl} . La phase de l'interférogramme au point P peut donc s'écrire sous la forme :

$$\phi_{int}(P) = \phi_{orb}(P) + \phi_{topo}(P) + \phi_{atm}(P) + \phi_{depl}(P) \quad (3.10)$$

Plusieurs étapes de post-traitement sont à ce stade nécessaires afin d'obtenir le déplacement recherché.

3.2.2.2 Post-traitement

Pour obtenir le déplacement recherché, il est nécessaire de corriger l'interférogramme des différentes contributions inutiles. Selon la base perpendiculaire et le relief imagé, la contribution orbitale est souvent la plus visible sur l'interférogramme brut. Elle crée des franges qui varient en fonction de la distance radar-cible. Elle est généralement retirée grâce aux paramètres d'orbites fournis par les agences spatiales.

La contribution topographique dépend du relief et de la ligne de base perpendiculaire. En effet c'est la différence de trajectoire du satellite entre les deux acquisitions qui rend l'InSAR sensible au relief, plus la ligne de base est grande et plus l'interférogramme sera sensible au relief. Cette contribution peut être simulée en utilisant un modèle numérique de terrain de la zone imagée, puis retirée de l'interférogramme.

La contribution atmosphérique est la plus difficile à modéliser. Deux approches principales existent pour estimer le délai de phase engendré par le double passage de l'onde électromagnétique dans l'atmosphère réfractive. Ce délai est le même que celui estimé lors d'un traitement GPS (voir Chapitre 2). Si des données GPS sont disponibles au sein de la zone imagée, une solution est d'établir un champ de délai atmosphérique à partir de l'analyse GPS, de modéliser les franges atmosphériques qu'un tel champ provoquerait et de le soustraire à l'interférogramme (Webley et al., 2002; Janssen et al., 2004). Une autre solution est de modéliser les délais grâce à un modèle météorologique (Bonforte et al., 2001; Doin et al., 2009).

La diversité de l'origine de la phase interférométrique est une limite à l'InSAR car il est difficile d'estimer correctement chacune de ses composantes. Il est cependant possible de caractériser le niveau de bruit initial des données interférométriques. Un critère de la qualité de la phase interférométrique est le calcul de la cohérence γ (équation 3.11). Elle permet de mesurer la stabilité de la phase entre les deux images complexes en calculant le module du coefficient de corrélation complexe entre les deux images :

$$\gamma = \frac{E\{z_M z_S^*\}}{\sqrt{E\{|z_M|^2\} E\{|z_S|^2\}}} \quad (3.11)$$

où E est l'espérance mathématique. La cohérence prend des valeurs entre 0 et 1 ; plus elle est proche de 1 plus la phase est stable entre les deux images et meilleure est la donnée interférométrique.

Ces étapes terminées, il est possible d'extraire le déplacement de l'interférogramme, dans les zones de fortes cohérences. Il s'agit d'un déplacement 1D dans la ligne de visée du satellite. Cependant, la phase interférométrique n'est connue qu'à $2k\pi$ près. Pour connaître la valeur de la phase en chaque pixel, il faut déterminer la valeur de k de tous les pixels. Cette étape appelée déroulement de phase, s'avère souvent très délicate mais détermine la réussite de la méthode InSAR. Une technique est de définir un point supposé fixe et de le choisir comme zéro de référence. Si aucun point de ce type n'est accessible sur l'interférogramme, la phase peut quand même être déroulée mais elle ne sera connue qu'à un offset près. Différentes méthodes existent pour résoudre ce problème mais la connaissance de la phase absolue dans de telles conditions reste un champ de recherche actuel dans la communauté radariste.

Le principe de l'interférométrie radar se base sur l'hypothèse que le terme ϕ_{propre} est constant entre deux acquisitions radar, et donc que chaque cible élémentaire de la surface est restée stable. Cette stabilité entre les deux images est le paramètre limitant de l'interférométrie radar car certains sites présentent des surfaces dont les propriétés changent rapidement dans le temps, par exemple les zones à fort couvert végétal et les surfaces couvertes par l'eau.

Sur les glaciers, les variations des conditions météorologiques entraînent souvent des pertes de cohérence. Les chutes de neige, les fontes de neige et de glace ou encore la redistribution de neige engendrée par le vent changent rapidement l'état de surface des glaciers. Plus l'intervalle de temps entre les deux acquisitions SAR est grand et plus cette perte de cohérence est importante. Suivre des déplacements par InSAR dans ce type de configuration est alors impossible, l'alternative est d'utiliser le traitement des images basé sur la méthode de maximum de similarité (Strozzi et al., 2002; Erten et al., 2009) qui utilise l'amplitude du signal radar.

3.3 Application de l'imagerie radar en glaciologie

Nous disposons donc de deux méthodes d'imagerie radar pour estimer des déplacements de surface sur des glaciers. La précision atteinte n'est cependant pas la même selon la méthode utilisée. En InSAR, la précision est de l'ordre de $\frac{\lambda}{2}$. En utilisant des images acquises par le satellite TerraSAR-X émettant en bande X ou des images du satellite ERS émettant en bande C, il est ainsi possible d'obtenir une précision de l'ordre du cm. Avec la corrélation d'amplitude, des images acquises en bande C permettent d'atteindre une précision de l'ordre du m et des images acquises en bande X, une précision de l'ordre de 10 cm.

3.3.1 Corrélacion d'amplitude

La méthode de la corrélation d'amplitude a déjà permis d'estimer les déplacements de surface de nombreux glaciers (Strozzi et al., 2002; Erten et al., 2009; Fallourd, 2012; Yasuda and Furuya, 2013).

Strozzi et al. (2002) étudient le déplacement de surface du glacier de Monaco au Spitzberg. Ce glacier est connu pour présenter un faible taux de déplacement sur de longues périodes allant de 20 à 200 ans, entrecoupées par des surges glaciaires d'une durée de 1 à 10 ans. Pour estimer le déplacement du glacier dont un maximum de surge glaciaire eut lieu en 1994, ils traitent 16 images SAR acquises entre 1992 et 1996 par ERS-1 et ERS-2, selon deux méthodes de maximum de similarité. La différence entre les deux techniques utilisées est le choix de la fonction de similitude. Dans un premier test, ils utilisent l'intercorrélation normalisée (équation 3.6) et dans l'autre cas, ils détournent la cohérence γ (équation 3.11) de son application en interférométrie pour l'utiliser comme fonction de similarité :

$$COHERENCE(p, q) = \frac{\left| \sum_{(k,l) \in \Omega_m} \tilde{I}_m(k, l) \tilde{I}_s^*(k, l) \right|}{\sqrt{\sum_{(k,l) \in \Omega_m} |\tilde{I}_m(k, l)|^2 \sum_{(k,l) \in \Omega_m} |\tilde{I}_s^*(k, l)|^2}} \quad (3.12)$$

où \tilde{I} indique que ce sont les images complexes qui sont utilisées.

La réussite de ces méthodes dépend de la conservation de structures stables entre les deux images radar telles que des crevasses ou des débris rocheux pour l'intercorrélation et d'un haut niveau de cohérence pour le suivi de cohérence. Pour déterminer la précision des mesures, ils comparent les résultats trouvés par maximum de similarité avec les résultats d'interférométrie radar dans la partie centrale du glacier, où le niveau de cohérence permet l'utilisation de cette technique.

La figure 3.4 permet de comparer les résultats de janvier 1994 obtenus par InSAR et par suivi de cohérence dans la direction LOS, le long d'un profil longitudinal situé sur le glacier de Monaco, la distance de référence 0 km correspondant au front du glacier. L'écart type entre les résultats est de 15.5 cm/jour, sachant que la précision espérée en direction LOS par maximum de similarité avec les images ERS est de 13.2 cm/jour et de 0.7 cm/jour par InSAR.

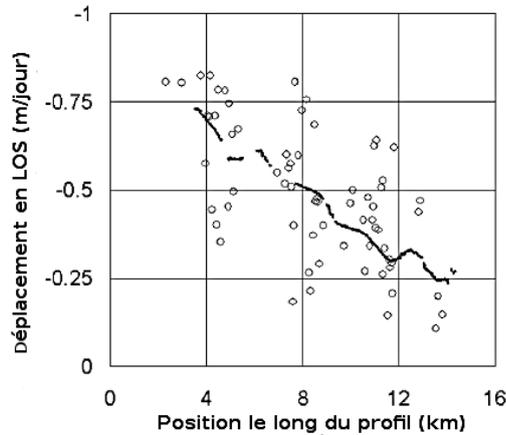


FIG. 3.4 – Déplacement dans la direction LOS extraits du champ 2D obtenu par suivi de cohérence (cercles) et du champ 1D obtenu par InSAR (ligne) après correction de la vitesse de référence, le long d'un profil longitudinal du glacier de Monaco en janvier 1994, d'après Strozzi et al. (2002).

La figure 3.5 permet de comparer les résultats obtenus par la méthode de maximum de similarité utilisant la fonction d'intercorrélation normalisée avec les résultats de l'InSAR, le long d'un profil longitudinal en juin 1995 et en décembre 1995. En utilisant les résultats des deux sessions d'analyse, l'écart type entre les deux méthodes de traitement est de 45.5 cm/jour. Un autre test utilisant des images acquises à 35 jours d'intervalle a permis aux auteurs de diminuer l'écart type à 15.1 cm/jour.

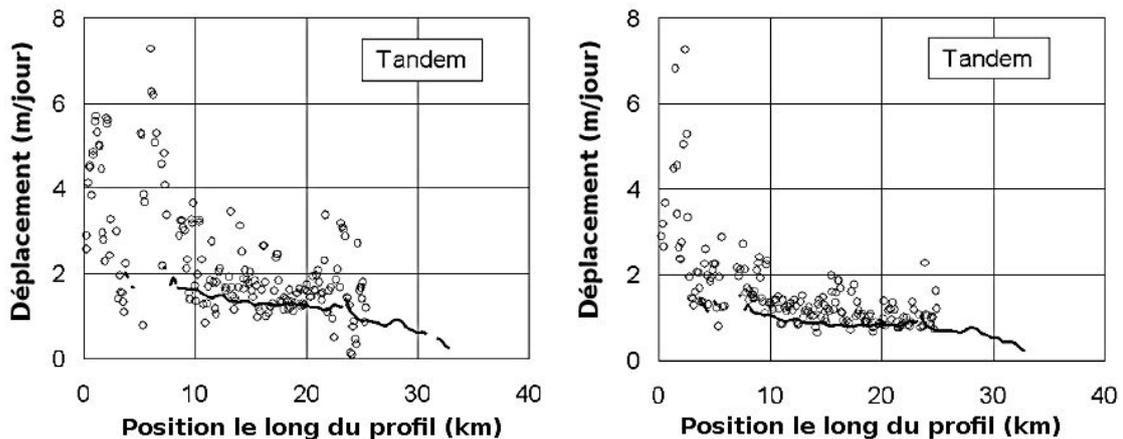


FIG. 3.5 – Déplacement obtenus par D-InSAR (ligne) et par corrélation d'amplitude (cercle) le long d'un profil longitudinal du glacier de Monaco en juin 1995 (figure de droite) et en décembre 1995 (figure de gauche); d'après Strozzi et al. (2002).

Ces travaux révèlent que le suivi de cohérence est utile lorsqu'il est combiné à l'InSAR. En effet, les auteurs ne possédant pas de point de référence pour dérouler la phase,

3. Méthodologie radar

ils ont utilisé une valeur de déplacement absolu obtenue par la méthode de suivi de cohérence. Cette technique est aussi utile pour combiner la composante selon la direction LOS obtenue par InSAR, la composante azimutale obtenue par suivi de cohérence et un DEM, permettant de dériver un champ de déplacement 3D. Seule, elle permet d'avoir le déplacement selon les deux directions, ce qui n'est pas le cas de l'InSAR. Cependant, elle ne permet pas d'apporter des informations supplémentaires dans les zones de faibles cohérences. La méthode de maximum de similarité utilisant l'intercorrélation normalisée permet de compléter les autres techniques, en fournissant des résultats près du front du glacier où les déformations de surface qui en résultent empêchent le maintien d'une cohérence suffisamment élevée. Elle permet aussi d'avoir des résultats sur des intervalles de temps plus longs. Pour étudier le déplacement de surface d'un glacier présentant des surges glaciaires, cette méthode se révèle donc être la mieux adaptée.

Les travaux de Yasuda and Furuya (2013) montrent la capacité de la méthode de maximum de similarité par intercorrélation à suivre les surges glaciaires. Dans cette étude, les auteurs examinent l'évolution du déplacement de surface de 36 glaciers de la partie ouest de la cordillère du Kunlun, au nord du Tibet, entre 2003 et 2011. Les images SAR utilisées proviennent des satellites ALOS et ENVISAT. Les paires d'images traitées sont généralement espacées d'un intervalle de temps de 46 jours pour les images ALOS et de 35 jours pour les images ENVISAT. Une fois projetées au sol, les fenêtres de recherche employées lors du processus d'intercorrélation sont de la taille de 300 m en range et de 600 m en azimut. En se basant sur les mesures effectuées sur les parties robustes, l'incertitude sur le calcul de décalage de pixel est estimée à 0.4 m/jour, ce qui induit une erreur de 2-4 m/jour sur le déplacement estimé.

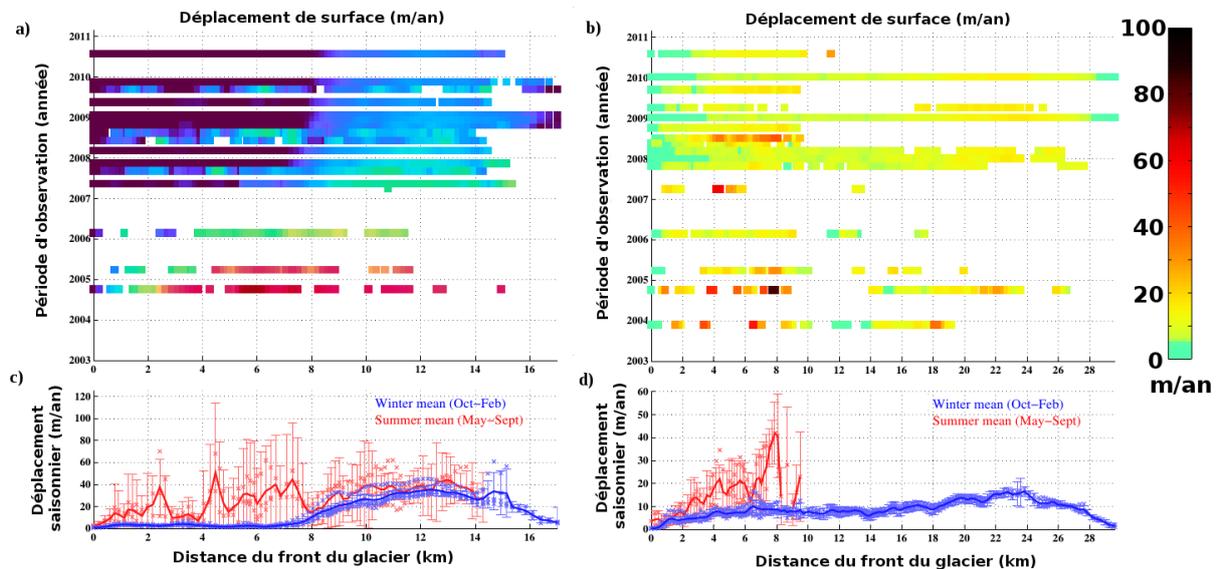


FIG. 3.6 – Evolution du déplacement de surface du glacier de Zhongfeng (a-c) et du glacier de Yulong (b-d). a)-c) Evolution spatiale entre 2003 et 2011. b)-d) Déplacements moyens le long du glacier en été (courbe rouge) et en hiver (courbe bleu) ; d'après Yasuda and Furuya (2013).

La figure 3.6 présente les résultats obtenus sur les glaciers de Zhongfeng et de Yulong. L'évolution temporelle du glacier de Zhongfeng indique qu'une surge glaciaire a eu lieu en 2004 et 2005, suivie par une décélération importante. Spatialement, le suivi de l'évolution du déplacement de surface est possible sur l'ensemble du glacier car il présente de nombreuses crevasses et des séracs associés au phénomène de surge. En été, sur le glacier de Yulong, le suivi n'est possible que sur les parties basses présentant des grandes structures. La fonte estivale associée aux précipitations et à l'augmentation de température entraînent un important changement de l'état de surface du glacier. La zone d'accumulation ne présentant pas de grandes structures permettant le bon fonctionnement du traitement, aucun résultat n'y est interprétable. La méthode de maximum de similarité permet de suivre l'évolution du déplacement de surface des glaciers. Sa réussite dépend néanmoins de la stabilité de l'état de surface et de la présence de structures permettant le bon appariement des pixels pendant le traitement.

D'autres fonctions de similarité, que la corrélation ou la cohérence, ont été développées dans le cadre des travaux de Erten et al. (2009). Ces fonctions basées sur les propriétés statistiques du speckle des images SAR, ont permis aux auteurs de trouver des résultats concordant avec d'anciennes études glaciologiques sur le glacier de Inyltshik au Kirghizistan. Des tests comparant la fonction NCC (équation 3.6) avec leurs fonctions de similarité semblent démontrer que ces dernières sont plus robustes sur les parties des glaciers dont le facteur de réflectivité varie avec le temps. Par la suite ces fonctions seront appelées UML (Uncorrelated Maximum Likelihood), qui fait l'hypothèse d'un speckle décorrélé et CML (Correlated Maximum Likelihood), qui fait l'hypothèse d'un speckle corrélé.

Dans ses travaux de thèse, Fallourd (2012) compare les résultats obtenus par ces deux fonctions avec les résultats obtenus avec les fonctions de corrélation NCC (équation 3.6) et ZNCC (équation 3.7) dans l'étude du déplacement de surface des glaciers du Mont-Blanc. Pour comparer les différentes fonctions de similarité, Fallourd (2012) applique la méthode de maximum de similarité sur une partie fixe d'image TerraSAR-X et calcule l'écart type et la moyenne de la distribution des déplacements, en faisant varier la taille de fenêtre de recherche Ω_m , de 11×11 à 121×121 pixels, avec un pas de 10 pixels, pour les fonctions UML, CML, ZNCC et NCC. En théorie, l'écart type ainsi que la moyenne de la distribution du déplacement doivent tendre vers 0. Il constate que selon les directions LOS et azimut, l'écart type passe respectivement de 0.45 pixel à 0.02 pixel et de 0.5 pixel à 0.04 pixel pour l'ensemble des résultats (figure 3.7). La précision des différentes fonctions est donc comparable. Néanmoins, en ce qui concerne la moyenne de la distribution du déplacement, les courbes associées aux fonctions ZNCC et NCC convergent beaucoup plus rapidement vers 0, selon les directions LOS et azimut.

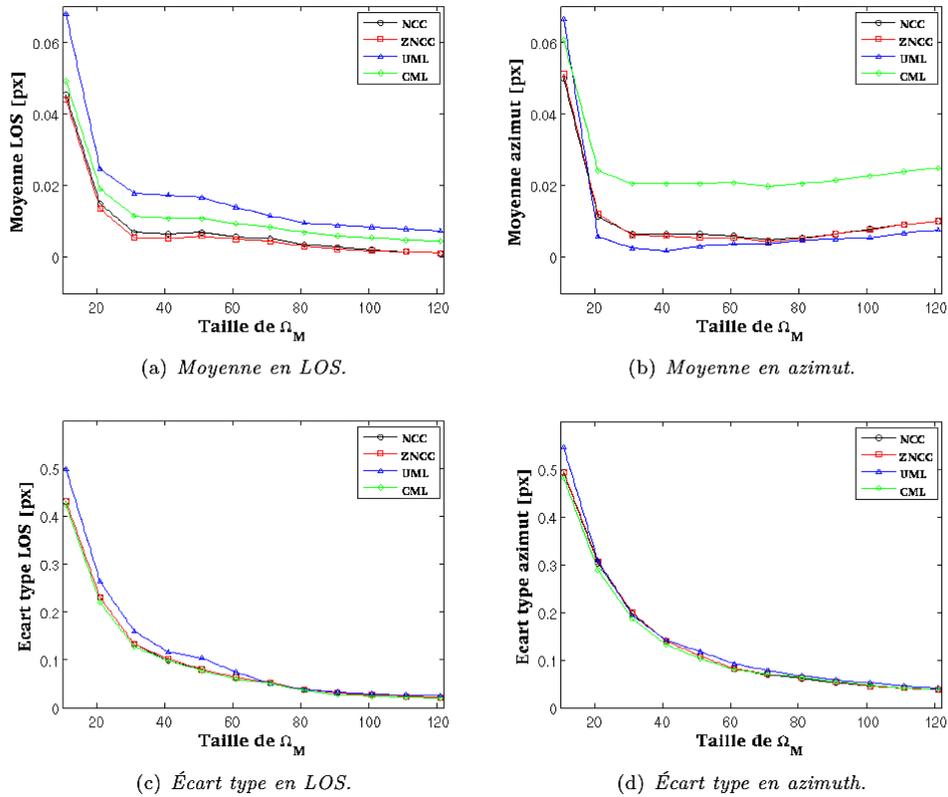


FIG. 3.7 – Comparaison de la moyenne (a et b) et de l'écart type (c et d) des distributions des déplacements d'une zone fixe, obtenus avec les fonctions de similarité NCC, ZNCC, UML et CML. Calcul réalisé sur une paires d'images TSX du 29/09/2008 - 10/10/2008 ; d'après Fallourd (2012).

Dans cette thèse, les images couvrant la zone du Mont-Blanc sont aussi issues du satellite TerraSAR-X. Les fonctions ZNCC et NCC semblent donc plus appropriées pour mesurer des déplacements de surface sur les glaciers à partir d'images TerraSAR-X.

3.3.2 Interférométrie SAR

La méthode InSAR est souvent utilisée pour l'étude de déplacement de surface des différents types de glaciers. Elle a déjà fourni de bons résultats aussi bien pour les glaciers rocheux (Rignot et al., 2002; Papke et al., 2012; Liu et al., 2012) que pour les glaciers froids (Rignot, 1998; Cheng and Xu, 2006; Han and Lee, 2011) et les glaciers tempérés (Fatland et al., 2003; Trouvé et al., 2007).

La technique employée sur les différents types de glaciers est généralement commune. Les interférogrammes sont générés suivant la technique décrite dans la section 3.2.1. La phase est déroulée en supposant un point fixe sur les marges du glacier et choisi comme zéro de référence quand cela est possible. La mesure en direction LOS est ensuite rétroprojetée dans la direction de plus grande pente pour avoir le déplacement sur le

glacier. Ceci fait donc appel à l'hypothèse que le flux de surface suit la direction de plus grande pente.

La réussite de l'InSAR en glaciologie prend en compte un nombre important de facteurs. La décorrélation temporelle de la phase est un facteur majeur de la limitation de l'InSAR sur les glaciers. Pour exemple, Han and Lee (2011) utilisent des images du satellite radar en bande X, COSMO-SkyMED couvrant le glacier de Campbell en Antarctique. Des interférogrammes sont générés à 1 jour, 8 jours et 16 jours en été et en hiver (figure 3.8). Les résultats montrent un bon maintien de la cohérence dans les interférogrammes à 1 jour été comme hiver (figures 3.8(a) et 3.8(c)). A 8 jours des franges sont encore visibles sur une grande partie du glacier sur l'interférogramme d'hiver (figure 3.8(b)). Sur celui à 8 jours en été, la cohérence n'est gardée que sur une petite partie de la langue terminale du glacier (figure 3.8(d)). Aucune frange sur les interférogrammes à 16 jours, été comme hiver, n'est identifiable sur le glacier à cause de la décorrélation temporelle.

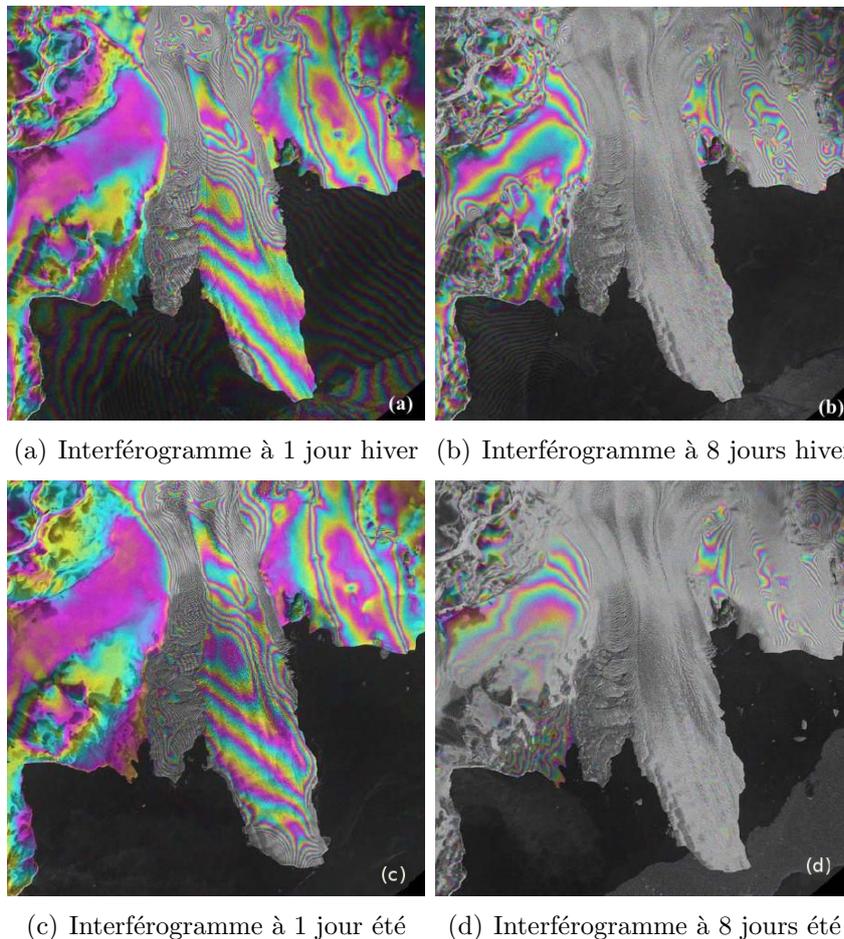


FIG. 3.8 – Interférogrammes d'images COSMO-SkyMED sur le glacier de Campbell d'après Han and Lee (2011).

Les glaciers tempérés sont encore plus affectés par la décorrélation temporelle. La

3. Méthodologie radar

température extérieure étant souvent au-dessus de 0° , leur état de surface change très rapidement. Généralement seuls les interférogrammes générés à 1 jour sont utilisables. Trouvé et al. (2007) utilisent des images des satellites radar en bande C, ERS1-ERS2 couvrant les glaciers du massif du Mont-Blanc. En été, la décorrélation de la phase sur les glaciers sur des interférogrammes à 3 jours rend les données inexploitable. La cohérence se maintient cependant sur les interférogrammes à 1 jour et sur de plus longs intervalles de temps en hiver, permettant d'obtenir de bons résultats.

Les glaciers rocheux sont moins sensibles à la perte de cohérence. Leur couverture de débris rocheux permet une meilleure conservation de l'état de surface. Ainsi des interférogrammes à 35 jours à partir d'images ENVISAT (Papke et al., 2012) voir à 92 jours à partir d'images ALOS (Liu et al., 2012) restent exploitables et fournissent de très bons résultats. D'autres facteurs limitant peuvent empêcher le bon fonctionnement de l'InSAR, valables pour l'étude des glaciers rocheux, mais également pour les glaciers froids et tempérés.

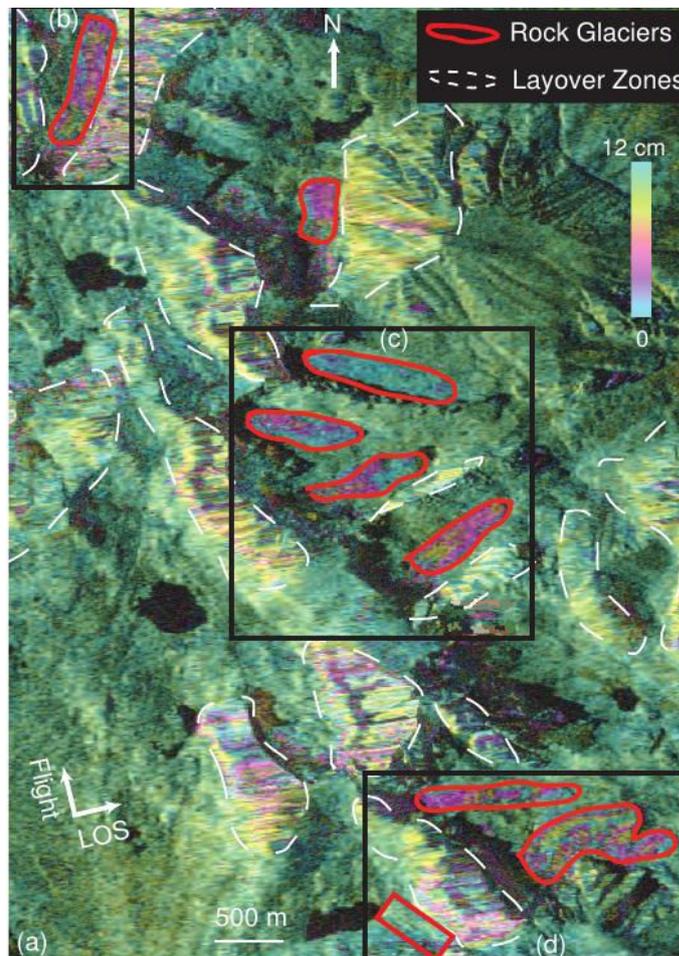


FIG. 3.9 – Interférogramme à 46 jours plaqué sur l'image radar d'intensité orthorectifiée. Les régions entourées de rouges représentent les glaciers rocheux, celles entourées de pointillés blancs représentent les zones de repliement et les régions noires correspondent aux zones d'ombre ; d'après Liu et al. (2012).

Les travaux de Liu et al. (2012) permettent une bonne visualisation de ces limitations. Les images de cette étude proviennent du satellite radar en bande L, ALOS couvrant les glaciers rocheux de la Sierra Nevada en Californie. Des interférogrammes sont générés sur des intervalles de 46 et 92 jours. La figure 3.9 présente un interférogramme déroulé et géocodé représentant le déplacement sur 46 jours entre le 18/08/2007 et le 03/10/2007.

Dans un premier temps, cet interférogramme montre les limitations dues aux problèmes de géométrie se produisant lors de l'acquisition des images SAR :

1. En milieu montagneux et de fortes variations topographiques, le radar n'est pas capable d'illuminer les régions derrière les formations verticales ou les pentes raides. Aucune onde n'étant rétrodiffusée dans ces parties, les régions ombragées apparaissent en noir sur l'image radar.
2. Les zones entourées de pointillés blancs représentent les régions de repliement (layover). Ce phénomène se produit lorsque le faisceau radar atteint le sommet (B) d'une cible élevée avant d'atteindre sa base (A) (figure 3.10). Le signal de retour du sommet sera reçu avant celui de la base produisant un repliement apparent du sommet au-dessus de la base (B' à A').

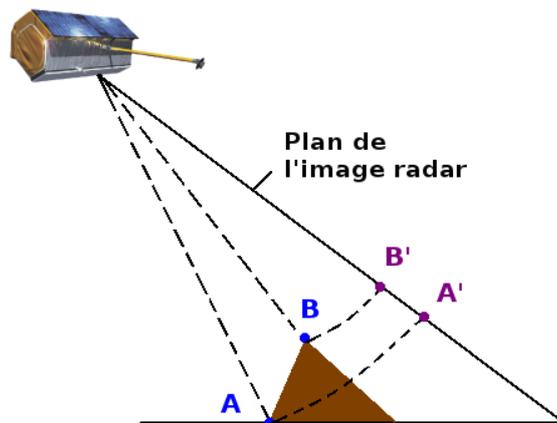


FIG. 3.10 – Phénomène de repliement des images SAR.

Les autres limitations représentées sur l'interférogramme sont dues à la méthode InSAR :

1. Afin de pouvoir identifier un déplacement, ce dernier doit être plus grand que les incertitudes liées aux orbites, à l'atmosphère ainsi qu'aux erreurs de MNT. Dans cet exemple les auteurs estiment que sur un intervalle de 46 jours, la limite inférieure est de 10 cm/jour.
2. Les glaciers dont le flux de déplacement est parallèle à la direction de vol du satellite ne peuvent pas être identifiés. En InSAR, la seule composante mesurée est dans la direction de la ligne de visée du satellite. Si le déplacement recherché est perpendiculaire à cette direction, la composante dans la ligne de visée sera

nulle. Les glaciers se trouvant dans cette géométrie apparaissent immobiles sur l'interférogramme. Le glacier encadré par un rectangle rouge dans la fenêtre d) de la figure 3.9 se trouve dans cette situation.

Une possibilité pour dépasser les limitations des satellites SAR en terme de résolution spatiale et temporelle est d'appliquer l'InSAR sur des images acquises en continu grâce à un radar terrestre (Han and Lee, 2011; Papke et al., 2012).

3.4 Chaîne de traitement utilisée

Dans le cadre de cette thèse, des images TerraSAR-X couvrant le massif du Mont-Blanc ont été utilisées. La répétitivité temporelle entre deux images TerraSAR-X est de 11 jours, ce qui est la plupart du temps trop long pour conserver la cohérence sur le glacier dans un traitement par InSAR. La méthode par maximum de similarité a donc été retenue pour traiter les images SAR.

3.4.1 Déplacement 2D

La chaîne de traitement utilisée a été développée dans le cadre du projet EFIDIR. Les différentes étapes du traitement pour obtenir un champ de déplacement 2D puis 3D se retrouvent sur la figure 3.14.

1. L'image définie comme image esclave est recalée sur l'image maître en utilisant les parties fixes communes aux deux images.
2. Les décalages dans la direction de ligne de visée Δ_{LOS}^i et des décalages dans la direction azimutale Δ_{az}^i sont obtenus en utilisant la méthode de maximum de similarité. La fonction de similarité utilisée est la fonction ZNCC (équation 3.7). Un masque de visibilité est appliqué aux images lors du traitement. Il permet d'éviter les effets de bords dus à l'interface glacier en mouvement/rives fixes (figure 3.11). Lorsque les rives fixes sont prises en compte lors du traitement, elles génèrent une sous-estimation du déplacement du glacier (Fallourd, 2012).
3. Les décalages obtenus lors de l'étape (2) doivent subir un post-traitement pour être représentatifs des déplacements en 2 dimensions v_{LOS}^i et v_{az}^i . La première étape du post-traitement consiste à enlever les résidus de déplacement provenant de la différence de géométrie d'acquisition entre la première et la seconde image. Les trajectoires des satellites ne sont pas exactement les mêmes entre les différentes acquisitions, ce qui cause une dérive du recalage du *near range* vers le *far range* (figure 3.12). Le *near range* étant la partie de l'image la plus proche du nadir de la trajectoire de vol du satellite et le *far range*, la partie la plus éloignée. Plus le relief de la zone imagée est important et plus cette dérive est grande. Les déplacements résiduels sont simulés à l'aide des trajectoires des satellites et d'un modèle

numérique de terrain sous forme d'images. Ces images représentant l'écart pixelique dans les directions LOS et azimuth, sont soustraites aux images de décalages précédemment obtenues.

4. Les champs de déplacement 2D sont ensuite convertis en m/jour en tenant compte de la taille des pixels des images TerraSAR-X et de l'intervalle de temps entre les images.
5. Les champs de déplacement 2D sont filtrés à l'aide d'un filtre médian sur une fenêtre de 3×3 pixels. Ce type de filtre a été choisi pour ses propriétés de préserver les marches, telles qu'une augmentation abrupte du déplacement et de supprimer le bruit impulsionnel tel que les *outlayer* dus à des erreurs d'appariement.
6. Les champs de déplacement 2D et le pic de similarité sont ensuite projetés au sol, en latitude et en longitude. La projection au sol est réalisée à l'aide du programme des tables d'orthorectification radar : *Synthetic Aperture Radar Look Up Table (SARLUT) tool* (Pétillot et al., 2010). Les *Look Up Table (LUT)*, sont deux images permettant de faire la correspondance entre un pixel en géométrie SAR et un pixel en géométrie sol, c'est-à-dire en latitude, longitude et avec pour référence l'ellipsoïde WSG-84. Les LUT sont simulées en prenant en compte les trajectoires des satellites et le MNT (Pétillot, 2008; Fallourd, 2012; Yan, 2012). A ce stade les champs de déplacement 2D sont toujours selon les 2 directions (LOS et azimuth) de la géométrie radar mais rééchantillonnés au sol.
7. Cette étape consiste à supprimer les valeurs de déplacement aberrantes. D'anciennes études ont montré que les estimations de déplacement sont concluantes si la valeur du pic de similarité associée est supérieure à 0.2 (Nakamura et al., 2007; Fallourd et al., 2011). Toutes les zones où le pic de similarité est inférieur à 0.2 (zones violettes et bleu foncé de la figure 3.13) sont donc supprimées du champ de déplacement correspondant.

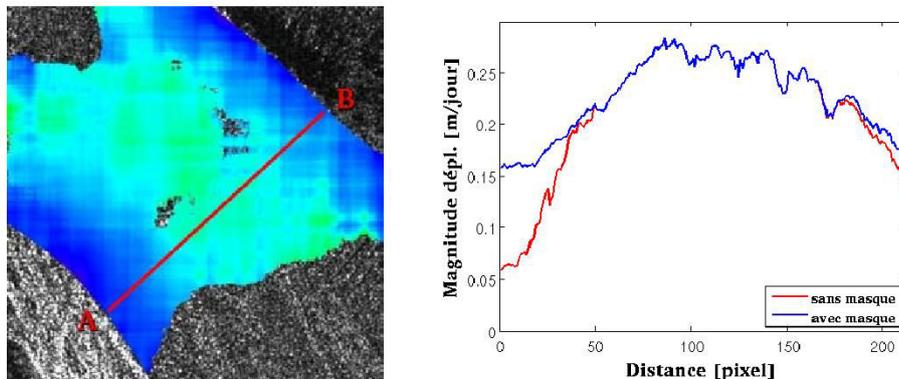


FIG. 3.11 – Coupe transversale d'un champ de déplacement 2D et graphe représentant la magnitude du déplacement avec un masque et sans masque, d'après Fallourd (2012)

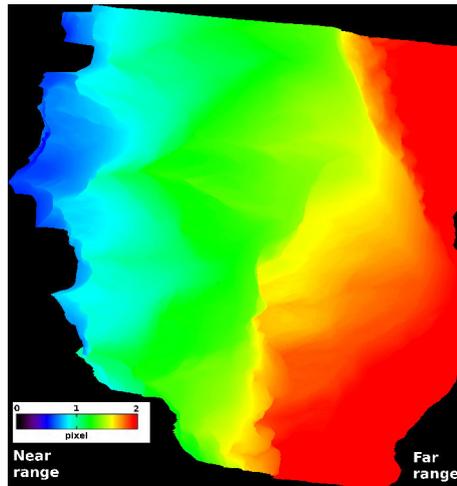


FIG. 3.12 – Exemple de dérive simulée à partir du MNT de la zone Chamonix Mont-Blanc et des trajectoires d'orbites entre les deux images TerraSAR-X de la paire 01/09/2011-12/09/2011 acquises en descendant.

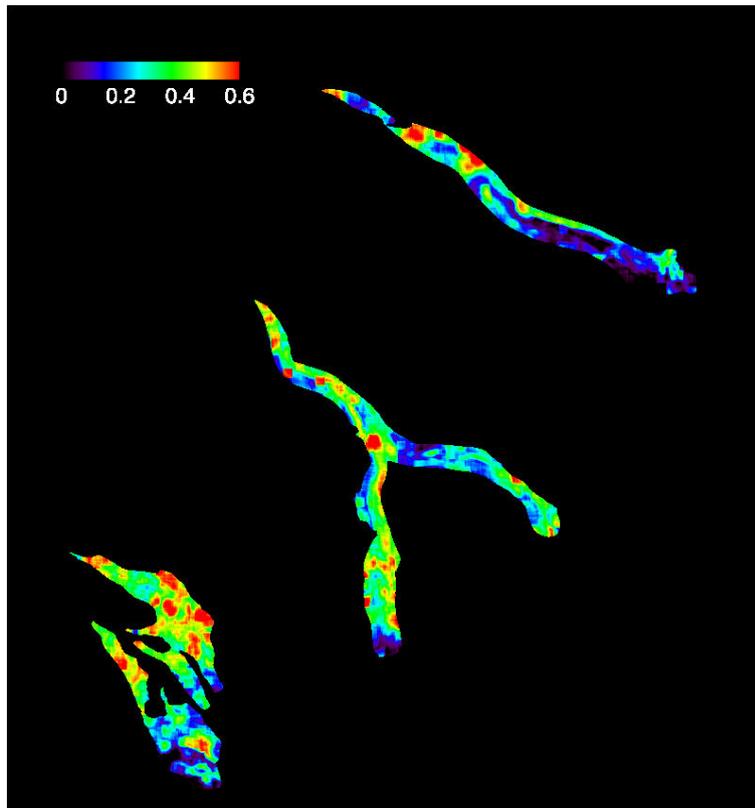


FIG. 3.13 – Exemple d'image non projetée au sol représentant les valeurs du pic de similarité de la paire d'images 14/08/2009-25/08/2009 acquises en ascendant. Les zones où le pic de similarité est inférieur à 0.2 sont enlevées des images de déplacement correspondantes.

3.4.2 Déplacement 3D

Lorsqu'une paire d'images ascendantes et une paire d'images descendantes sont acquises pendant la même période, la dernière étape (étape 8 du schéma 3.14) consiste à obtenir un champ de déplacement 3D. Les étapes précédentes sont appliquées aux deux paires d'images. Les mesures provenant de la corrélation d'amplitude sont des projections du vecteur déplacement 3D à la surface de la Terre dans les directions LOS et azimut. Après traitement des deux paires d'images, quatre projections du champ de déplacement sur la même période sont alors disponibles et peuvent être regroupés dans la matrice $V = [v_{LOS}^{des}, v_{AZ}^{des}, v_{LOS}^{asc}, v_{AZ}^{asc}]^t$. Seulement 3 projections sont nécessaires pour trouver le champ de déplacement 3D, il est donc possible d'inverser le système linéaire :

$$V = P \times D \quad (3.13)$$

où D est le vecteur déplacement 3D recherché. $D = [v_e, v_n, v_u]^t$ et P est la matrice des composantes des vecteurs de projections du vecteur 3D dans les directions LOS et azimut selon les trajectoires ascendante et descendante :

$$P = \begin{bmatrix} -\sin\theta_1 \cos\alpha & \sin\theta_1 \sin\alpha & -\cos\theta_1 \\ -\sin\alpha & -\cos\alpha & 0 \\ \sin\theta_2 \cos\alpha & \sin\theta_2 \sin\alpha & -\cos\theta_2 \\ -\sin\alpha & \cos\alpha & 0 \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

Où $\theta_1 = 37^\circ$ est l'angle d'incidence du radar en trajectoire descendante, $\theta_2 = 45^\circ$ l'angle d'incidence du radar en trajectoire ascendante et $\alpha = 9^\circ$ est l'angle de la trajectoire du satellite par rapport au nord. La matrice est écrite de façon à ce que α soit toujours égale à $+9^\circ$.

La solution du problème représenté par l'équation 3.13 est calculée par la méthode des moindres carrés :

$$D = (P^t \times P)^{-1} \times P^t \times V \quad (3.15)$$

L'inversion du déplacement 3D est effectuée sur les zones de confiance, c'est-à-dire où les valeurs du pic de similarité sont > 0.2 , à la fois en ascendant et en descendant. Ces étapes réalisées, les composantes Nord, Est et verticale du déplacement sont disponibles.

3. Méthodologie radar

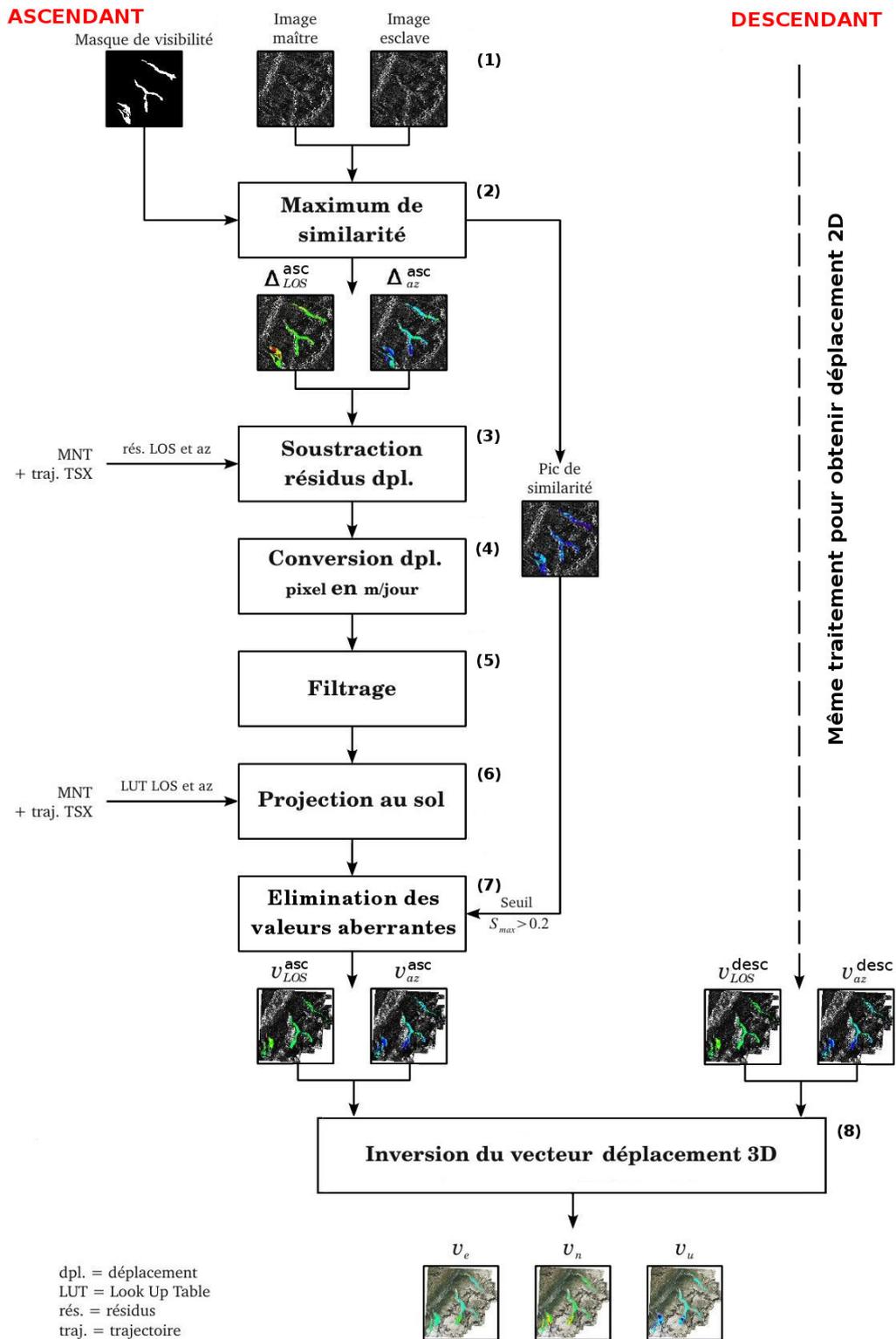


FIG. 3.14 – Chaîne de traitement SAR.

3.5 Conclusion

Les méthodes de maximum de similarité et d'interférométrie radar permettent d'estimer des déplacements avec une résolution spatiale inégalable. Pour obtenir une précision optimale sur les résultats, l'InSAR reste la technique la plus efficace. Cependant, en glaciologie la décorrélation temporelle de la phase limite fortement son utilisation. En général, seuls les interférogrammes à 1 jour sont exploitables sur les glaciers blancs. Son utilisation est néanmoins fréquente sur les glaciers rocheux, dont la stabilité de l'état de surface permet de maintenir la cohérence sur plusieurs dizaines de jours. Pour suivre l'évolution des déplacements de surface sur les glaciers blancs, où les conditions climatiques changent rapidement l'état de surface, la méthode par maximum de similarité est la plus appropriée. Sa réussite dépend fortement de la présence de structures telles que des crevasses, des séracs et des débris rocheux, permettant un bon appariement des pixels entre les deux images SAR. Plusieurs fonctions de similarité ont été développées ces dernières années dans le but d'augmenter la robustesse de la méthode et la précision des résultats. D'après les tests comparatifs de Strozzi et al. (2002) et de Fallourd (2012), les fonctions de corrélation semblent les plus appropriées aux travaux menés dans le cadre de cette thèse, notre choix s'est donc porté sur l'utilisation de la fonction ZNCC.

Deuxième partie

Résultats

Chapitre 4

Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

4.1 Introduction

Les glaciers sont des indicateurs locaux du climat. Comprendre leur évolution face aux évolutions actuelles du climat est un facteur essentiel pour l'évaluation du devenir des ressources en eau et des risques glaciaires. Des précédentes études sur les glaciers tempérés alpins réalisées par campagnes de positionnement de balises et par campagnes GPS ont permis de mettre en évidence des accélérations de la vitesse horizontale associées à des surélèvements de la surface du glacier, ainsi qu'à des augmentations de la pression d'eau sous-glaciaire (Iken and Bindshadler, 1986; Sugiyama et al., 2010). Ces événements ont lieu au printemps ou en début d'été et sont liés à la mise en place du système de drainage sous-glaciaire (cf. section 1.2.2). Le glacier d'Argentière a lui même été la cible d'études par le passé. Vincent et al. (2009) résument 50 années d'observations de 3 profils transversaux du glacier par théodolites et GPS pour mettre en évidence la relation entre le bilan de masse et la dynamique du glacier. Avec des images ERS-1/2 à 1 jour d'intervalle, Trouvé et al. (2007) utilisent l'interférométrie radar pour obtenir un champ de vitesse du glacier d'Argentière en mars 1996. Ils mettent en évidence des taux de déplacement du glacier pouvant atteindre 35 cm/jour dans les zones de crevasses.

Les données GPS utilisées dans cette thèse sont issues du réseau de stations GPS local installé sur le glacier d'Argentière. Ce réseau est composé de 4 stations GPS et a pour objectifs :

1. De fournir une vérité terrain dans l'étude du déplacement de surface du glacier par imagerie radar (Fallourd et al., 2011).
2. D'utiliser les données GPS météorologiques (ZTD), afin d'effectuer des corrections atmosphériques sur des interférogrammes couvrant une région montagneuse et de haute topographie.
3. De suivre le déplacement de surface du glacier avec une grande résolution temporelle. L'imagerie satellitaire est limitée par les évolutions de l'état de surface des

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

glaciers, qui change rapidement avec les conditions météorologiques, entre l'acquisition de deux images successives. Sur les glaciers tempérés seules les images acquises à 1 ou 2 jours d'intervalle permettent de garder de la cohérence en interférométrie radar (Luckman et al., 2002; Trouvé et al., 2007). La corrélation d'amplitude d'images optiques ou SAR permet uniquement d'avoir des résultats sur les parties du glacier présentant de la texture comme les zones de crevasses ou les zones couvertes de débris rocheux (Berthier et al., 2005; Quincey et al., 2009; Fallourd et al., 2011). Le GPS peut surmonter ces contraintes et enregistrer des données, quelles que soient les conditions météorologiques et l'état de surface du glacier. De plus, le déplacement vertical résultant de l'analyse GPS ne contient pas de composante liée à l'ablation.

Ce chapitre expose les résultats de 5 années d'observation du déplacement de surface du glacier d'Argentière par mesures GPS continues.

4.2 Site expérimental

4.2.1 Le glacier d'Argentière

Le glacier d'Argentière est un glacier tempéré se situant dans le massif du Mont-Blanc (Figure 4.1). Il s'étend sur 10 km entre les altitudes de 1600 m et 3400 m. En 2003, il couvrait une surface de 12.4 km² (Vincent et al., 2009).

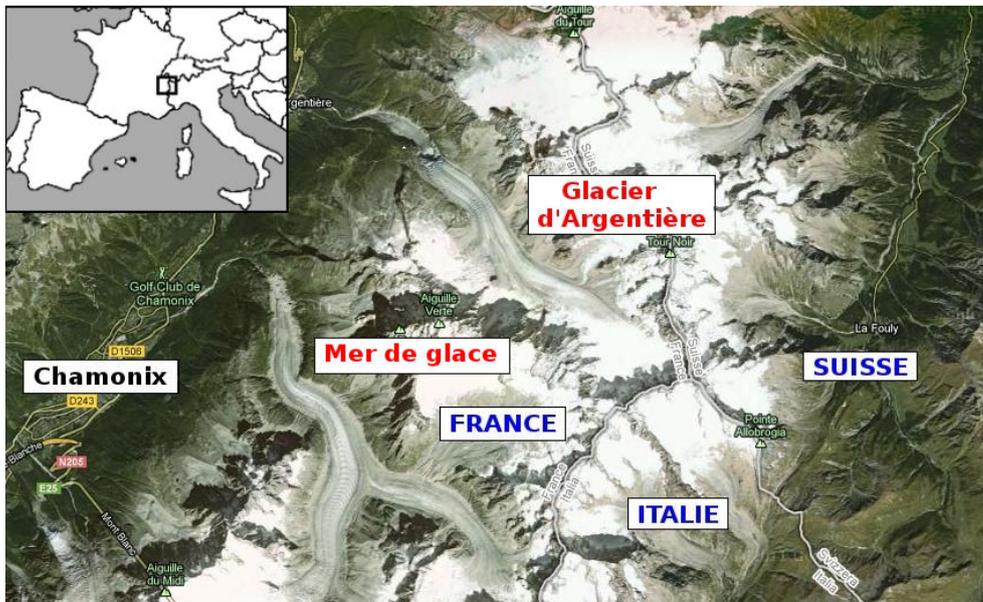


FIG. 4.1 – Localisation des glaciers Mer de glace et Argentière du massif du Mont-Blanc sur une carte issue de Google Earth.

Son réseau GPS local est constitué de deux stations GPS implantées dans la zone d'ablation du glacier (Figure 4.2). La station SERA, à 2441 m d'altitude, se trouve sur une surface relativement plane entre deux zones de crevasses et de séracs situées respectivement en amont et en aval de la station. La station ARGG, à 2770 m d'altitude, se situe près de la ligne d'équilibre du glacier. Les 2 autres stations sont situées sur des parties fixes, non loin du glacier. La station ARGR, à 2835 m d'altitude est fixée sur un affleurement rocheux à côté du refuge d'Argentière et la station CHMX, à 1121 m d'altitude, sur un bâtiment de la ville de Chamonix (Figure 4.1).

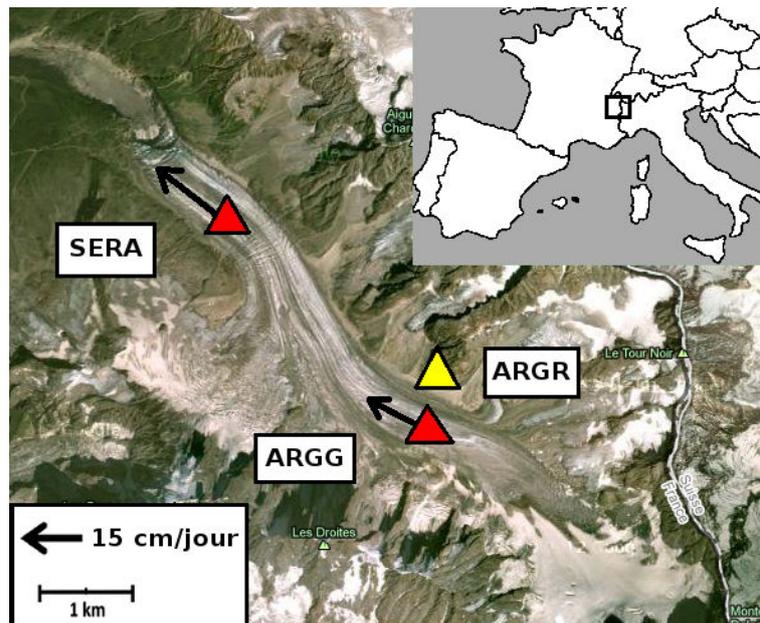


FIG. 4.2 – Réseau local de stations GPS sur le glacier d'Argentière, sur une carte issue de Google Earth. Les flèches schématisent les vitesses de fond hivernales des stations ARGG et SERA évaluées respectivement à 12.3 cm/jour et 17.7 cm/jour.

4.2.2 Installation des stations GPS

Les deux stations GPS installées sur le glacier sont équipées d'un récepteur Topcon GB1000 et d'une antenne PG-A1. La station ARGG est opérationnelle depuis 2007 et la station SERA depuis 2008. Les batteries des deux stations sont alimentées par des panneaux solaires. La maintenance des stations GPS du réseau local n'est pas facile. La fonte de la glace en été provoque fréquemment des chutes du matériel et le faible ensoleillement au fond de la vallée en hiver cause des coupures d'alimentation des stations. L'accessibilité difficile au glacier limite le nombre d'interventions permettant de récupérer les données et de s'assurer du bon fonctionnement du matériel. Les stations ne sont pas télémétrées actuellement. Des essais ont été réalisés pour contrôler les stations à distance, mais les conditions climatiques sur le glacier n'ont pas permis d'établir une télémétrie fonctionnelle. Il est donc impossible de savoir à distance si elles fonctionnent ou non, et

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

d'intervenir rapidement en cas de panne. Les données acquises depuis 2007 pour ARGG et 2008 pour SERA sont donc fragmentées en plusieurs segments continus (Figure 4.4).



FIG. 4.3 – Dispositifs d'installation de la station ARGG en 2007 (Figure 4.3(a)) et à partir de 2008 (Figure 4.3(b)), ainsi que de la station SERA entre juin 2009 et août 2010 (Figure 4.3(c)).

Ces conditions de mesure difficiles font qu'un tel jeu de données sur une période de plusieurs années est rare sur un glacier tempéré. Pour obtenir ces données quasi continues, de nombreuses interventions visant à améliorer la robustesse du matériel ont été effectuées. La station ARGG initialement montée sur un des coins réflecteurs du glacier (Figure 4.3(a)), a été installée en juillet 2008 sur un mât de 6 m de haut ancré de 2.5 m dans la glace (Figure 4.3(b)). Ce mât a par la suite dû être ré-installé plusieurs fois à cause de la fonte estivale atteignant 1 à 2 m chaque année. La station SERA localisée dans la partie basse du glacier a aussi été installée sur un mât de novembre 2008 à juin 2009 et d'août 2010 à aujourd'hui. A cette altitude de grandes quantités de glace fondent

et le mât a dû être manipulé de nombreuses fois. Pour éviter les chutes du mât, l'antenne avait été montée sur un rocher présent sur le glacier, entre juin 2009 et août 2010 (Figure 4.3(c)). Ce dispositif a été abandonné, car en période de fonte il a été constaté que la station enregistre le déplacement de surface du glacier ainsi qu'une composante liée au mouvement du rocher s'enfonçant dans la glace.

Toutes ces manipulations ont un impact sur la continuité des séries temporelles de positions obtenues après l'analyse des données. La figure 4.4 présente les séries temporelles de positions des stations ARGG et SERA dans le système international de référence terrestre (ITRF) 2008. Toutes sont entrecoupées de sauts spatiaux et temporels. Pour étudier des variations de déplacements ou calculer des vitesses, il a donc été nécessaire de déterminer les causes de ces sauts.

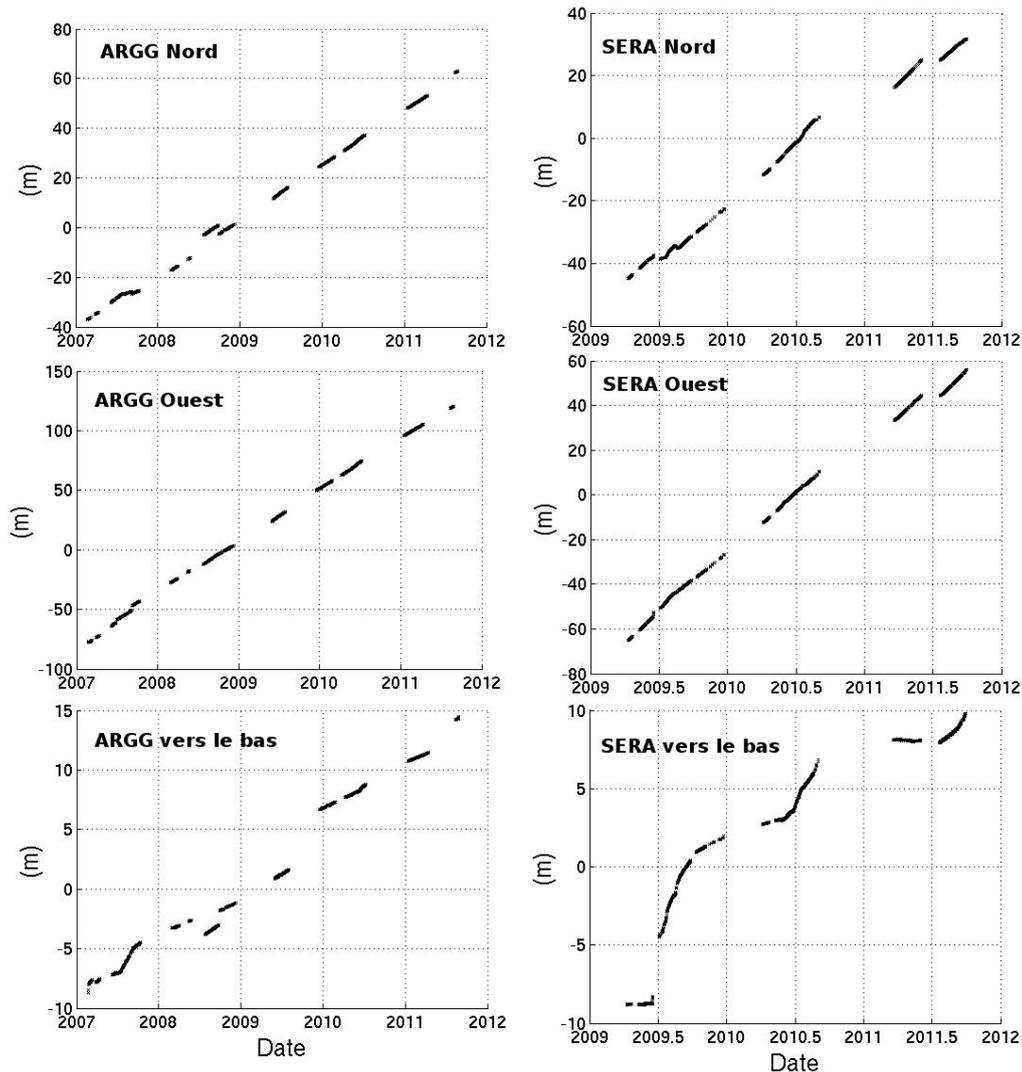


FIG. 4.4 – Séries temporelles brutes de position des stations ARGG et SERA obtenues après l'analyse des données GPS par sessions de 6h.

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

Pour un saut temporel, si la cause n'est qu'une panne d'alimentation de la station, alors aucune correction n'est à effectuer. En effet le déplacement de la station entre les deux segments de données encadrant le saut ne sera dû qu'au déplacement du glacier, c'est-à-dire ce que nous voulons mesurer. Si un saut est causé par une réinstallation de la station, alors un décalage dû au changement de position du mât est à prendre en compte pour étudier une variation de déplacement du glacier à cet endroit. Dans ce cas, les vitesses ne devront pas être calculées entre les positions encadrant la lacune de données ou le saut spatial. Les informations tirées du carnet de terrain (Tableau 4.1), contenant les différentes manipulations des stations effectuées lors des missions sur Argentière, a été d'une aide précieuse pour déterminer les causes des différents sauts de données.

Site	Date	Informations
ARGG	24/08/2007	Déplacement du coin réflecteur
	06/09/2007	Déplacement du coin réflecteur de 3 m
	23/07/2008	Installation du GPS sur le mât
	26/09/2008	Réinstallation du mât à de nouvelles coordonnées
	28/05/2009	Oubli de remonter mât GPS d'environ 25 cm
	31/08/2009	Déplacement du mât GPS
	15/12/2009	Réinstallation de l'antenne GPS
	28/06/2011	Déplacement du mât d'environ 2 m
	30/11/2011	Changement et déplacement du mât
SERA	03/07/2009	Chute du mât et installation du GPS sur le bloc rocheux
	mars 2010	Déplacement de la station GPS
	06/08/2010	Réinstallation du GPS sur un mât
	20/07/2011	Réinstallation du mât après chute

TAB. 4.1 – Informations tirées des carnets de terrain des stations ARGG et SERA permettant d'identifier les déplacements des stations GPS.

4.3 Analyse des données et estimation d'erreurs

4.3.1 Résolution d'ambiguïté

Pour analyser les données GPS utilisées dans le cadre de cette thèse, la méthode de positionnement statique a été choisie (cf. section 2.3.4). Afin de valider la pertinence de notre choix d'analyse et de déterminer quels signaux des résultats obtenus correspondent au mouvement du glacier et non aux artefacts dus à la configuration de l'analyse GPS, plusieurs tests ont été menés. Le premier de ces tests concerne la résolution d'ambiguïté de la mesure de phase GPS.

Le site du glacier d'Argentière étant très encaissé, il présente de nombreuses zones fortement masquées aux satellites. Cumuler des données sur une longue période permet d'augmenter le nombre de satellites visibles par les récepteurs GPS présents sur le glacier

et de bénéficier des informations liées à l'évolution de géométrie de la constellation satellitaire. Cependant, comme il a été vu dans la section 2.3.2.2, utiliser du positionnement statique sur des longues durées pour des stations bougeant rapidement peut s'avérer délicat. Le glacier d'Argentière se déplace de 5 à 10 mm par heure, ce qui peut limiter la résolution des ambiguïtés entières lors de l'analyse GPS. King (2004) a étudié les effets du manque de résolution d'ambiguïtés lors d'une analyse par positionnement statique d'un objet en mouvement. Il trouve qu'un biais d'1/10 du déplacement journalier horizontal de la station est introduit dans la solution finale, lorsque les ambiguïtés entières ne sont pas résolues. Les deux stations présentes sur le glacier se déplacent avec des vitesses moyennes de 13 cm/jour pour ARGG et 21 cm/jour pour SERA ; des biais de 1 à 2 cm sont donc attendus dans les cas où les ambiguïtés entières ne sont pas résolues.

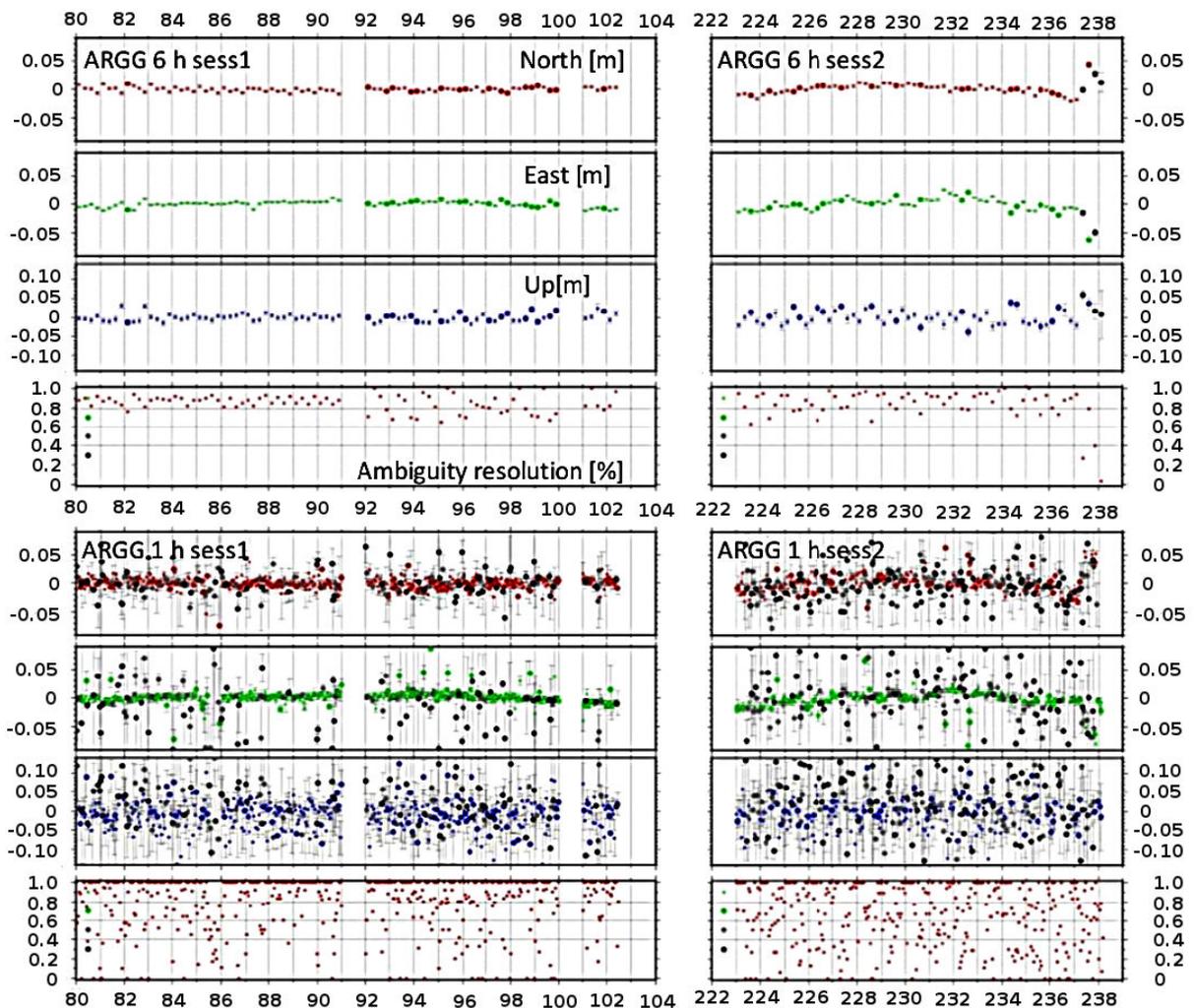


FIG. 4.5 – Séries temporelles de positions et pourcentage de résolution d'ambiguïté des deux périodes test traitées par sessions de 6h et par sessions d'1h, pour la station ARGG. Les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes calculées par GAMIT/GLOBK. Une échelle de couleur présente dans la partie 'Ambiguity resolution' indique les coordonnées correspondant à un degré de résolution d'ambiguïtés, entre 0 et 40% , 40 et 60% , 60 et 80% et entre 80 et 100%.

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

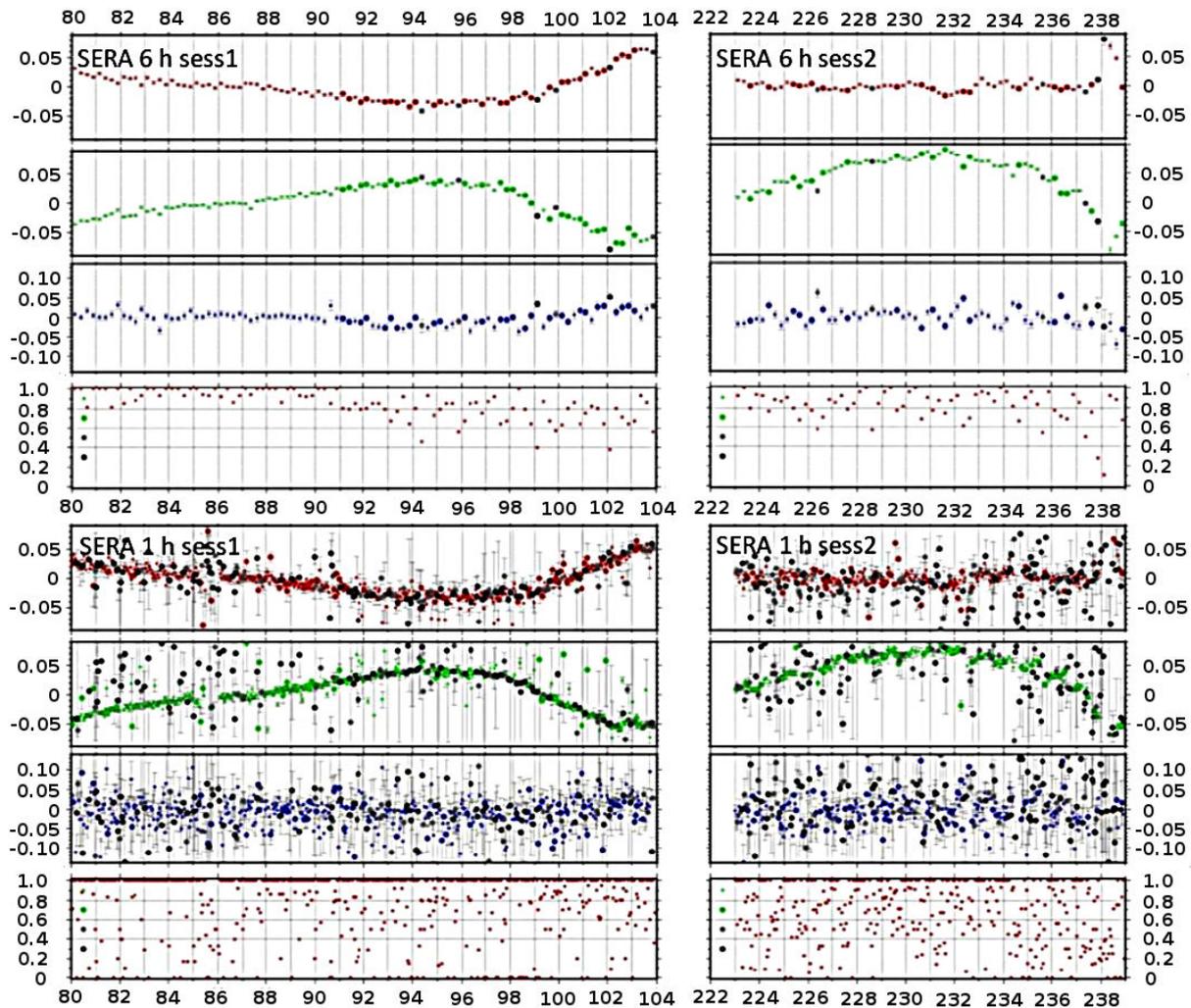


FIG. 4.6 – Séries temporelles de positions et pourcentage de résolution d'ambiguïté des deux périodes tests traitées par sessions de 6h et par sessions d'1h, pour la station SERA. Les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes calculées par GAMIT/GLOBK. Une échelle de couleur présente dans la partie 'Ambiguity resolution' indique les coordonnées correspondant à un degré de résolution d'ambiguïtés, entre 0 et 40%, 40 et 60%, 60 et 80% et entre 80 et 100%.

L'ensemble des données a été traité par sessions de 6 heures, ce qui représente 4 solutions par jour. Pour quantifier l'incertitude de positionnement, 2 périodes où les données étaient disponibles simultanément aux 2 stations ont été traitées avec des sessions d'1h. Ces deux périodes vont du 21 mars au 13 avril 2011 et du 11 au 27 août 2011. En jours juliens cela revient aux jours 80 à 103 et 223 à 238 de l'année 2011.

Les figures 4.5 et 4.6 représentent les séries temporelles nord, est et verticales de positions et le pourcentage de résolution d'ambiguïté des solutions à 6h et à 1h des deux périodes tests. Une première remarque concerne l'existence d'une corrélation entre le pourcentage de résolution d'ambiguïté des deux stations ARGG et SERA. En effet, pour résoudre les ambiguïtés à la station ARGG, le logiciel GAMIT utilise les informations

issues des lignes de base les plus courtes, qui est dans ce cas la station SERA. Ainsi, lorsque les ambiguïtés ne sont pas résolues sur une des stations du glacier, elles ne le sont généralement pas non plus sur la deuxième.

Toutes les solutions à 6h présentent un taux de résolution d'ambiguïté compris entre 80% et 100%. Le pourcentage de résolution d'ambiguïté des solutions à 1h est beaucoup plus variable. Certaines sessions présentent un pourcentage de résolution très bas voire nul et provoquent des solutions aberrantes au sein des séries temporelles. Ces solutions sont représentées par les points noirs en gras sur les figures 4.5 et 4.6. Elles sont associées à de grandes barres d'erreurs, en effet statistiquement plus le taux de résolution d'ambiguïtés diminue, plus l'incertitude sur la position augmente (Figure 4.7).

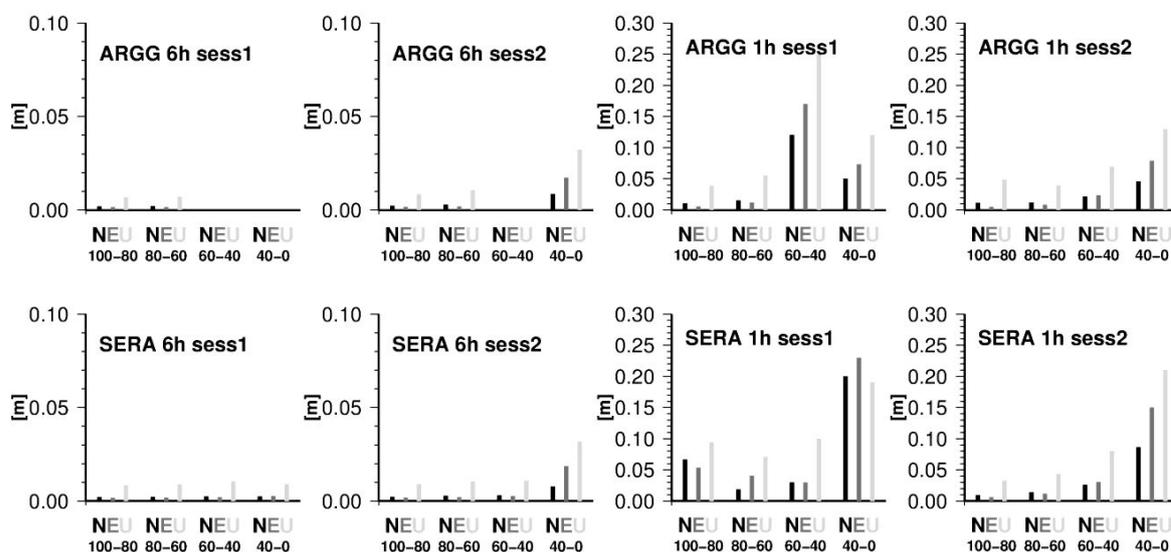


FIG. 4.7 – Incertitudes des positions nord, est et verticales en fonction du pourcentage de résolution d'ambiguïté. Le pourcentage de résolution d'ambiguïté est divisé en 4 groupes, pour un taux de résolution compris dans un intervalle de 100-80%, 80-60%, 60-40% et 40-0%.

Deux conclusions peuvent être tirées de ces résultats :

1. Le glacier d'Argentière présentant de nombreuses zones de masques dues aux hautes topographies environnantes, il est nécessaire d'enregistrer les données GPS sur des périodes relativement longues pour bénéficier des informations d'un maximum de satellites et pouvoir résoudre les ambiguïtés.
2. Les deux stations GPS se déplacent d'environ 5-10 mm lors d'une session d'analyse d'1h et de 30-60 mm lors d'une session d'analyse de 6h. Cette augmentation du déplacement ne semble pas perturber la réussite de résolution d'ambiguïté du logiciel GAMIT/GLOBK.

4.3.2 Validation de l'analyse GPS haute fréquence

La sous section précédente a démontré que la résolution d'ambiguïté des sessions d'1h est très variable. Les solutions à 6h présentent un fort taux de résolution d'ambiguïté et sont donc considérées comme étant fiables. Pour évaluer la qualité des solutions à 1h, des comparaisons entre les deux stratégies d'analyses sont effectuées.

Les résultats de l'analyse par sessions d'1h étant bruités, les séries temporelles des solutions à 1h sont lissées en calculant les positions moyennes pondérées par leur incertitude, dans une fenêtre glissante de 6h. Pour comparer les analyses par sessions de 1h et de 6h, les vitesses horizontales des solutions horaires sont calculées toutes les heures en différenciant les positions séparées d'un intervalle de temps de 6h. Les différences entre les solutions à 1h lissées et les solutions à 6h, sont représentées dans le tableau 4.2 par :

$$biais = \frac{1}{N} \sum (V_{6h} - V_{1h}) \quad (4.1)$$

$$rms = \frac{1}{N} \sum \sqrt{(V_{6h} - V_{1h})^2} \quad (4.2)$$

où N est le nombre de comparaisons à analyser, V_{6h} représente le module de la vitesse horizontale ou la position verticale des solutions à 6h et V_{1h} le module de la vitesse horizontale ou la position verticale des solutions horaires lissées.

Comparaison des vitesses horizontales				
session test	site	biais (cm/jour)	rms (cm/jour)	N
1	ARGG	-0.16	4.01	79
	SERA	0.00	4.39	89
2	ARGG	0.03	5.56	60
	SERA	0.54	7.14	62
Comparaison des positions verticales				
session test	site	biais (cm)	rms (cm)	N
1	ARGG	-1.21	1.62	79
	SERA	-0.90	1.95	89
2	ARGG	0.40	2.51	60
	SERA	-0.06	3.05	62

TAB. 4.2 – Biais et rms des vitesses horizontales et des positions verticales entre les solutions à 6h et les solutions à 1h lissées.

Les solutions lissées des deux périodes tests sont représentées sur les figures 4.8 et 4.9 par les points pleins. Pour comparer, les solutions à 6h y apparaissent aussi sous forme de cercles. Dans tous les cas, le biais entre les deux solutions est faible, au maximum il atteint 0.5 cm/jour pour les vitesses horizontales. Les solutions à 6h et les solutions

lissées à 1h suivent donc une même tendance. Le rms indique la précision obtenue point à point de la solution lissée à 1h par rapport à la solution à 6h. En ce qui concerne les vitesses horizontales, le rms atteint 4.4 cm/jour pour la première session en avril. Cette dispersion est de l'ordre de grandeur des variations sub-diurnes de la vitesse horizontale (Figure 4.8). Dans la seconde session, le rms atteint 7.1 cm/jour. Dans ce cas, la variabilité sub-diurne est plus grande que la dispersion calculée (Figure 4.9).

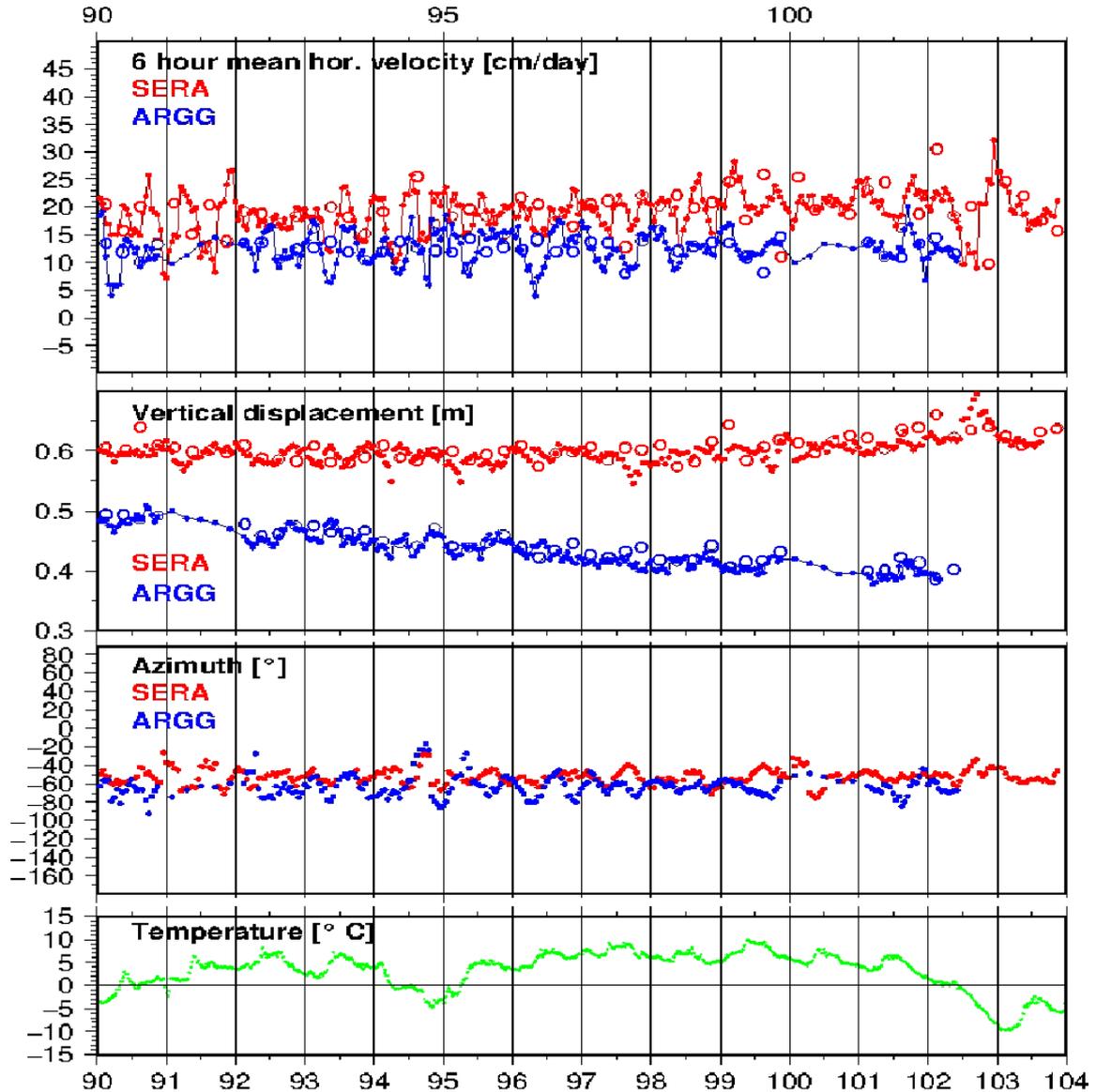


FIG. 4.8 – Vitesse horizontale et position verticale de la solution lissée à 1h (points pleins rouges pour SERA et bleus pour ARGG) et de la solution à 6h (cercles rouges pour ARGG et bleus pour SERA) de la première période test (du 31 mars au 14 avril 2011), des deux stations du glacier. L'azimut des stations est par rapport au nord et les températures horaires sont issues de la station météorologique proche de SERA.

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

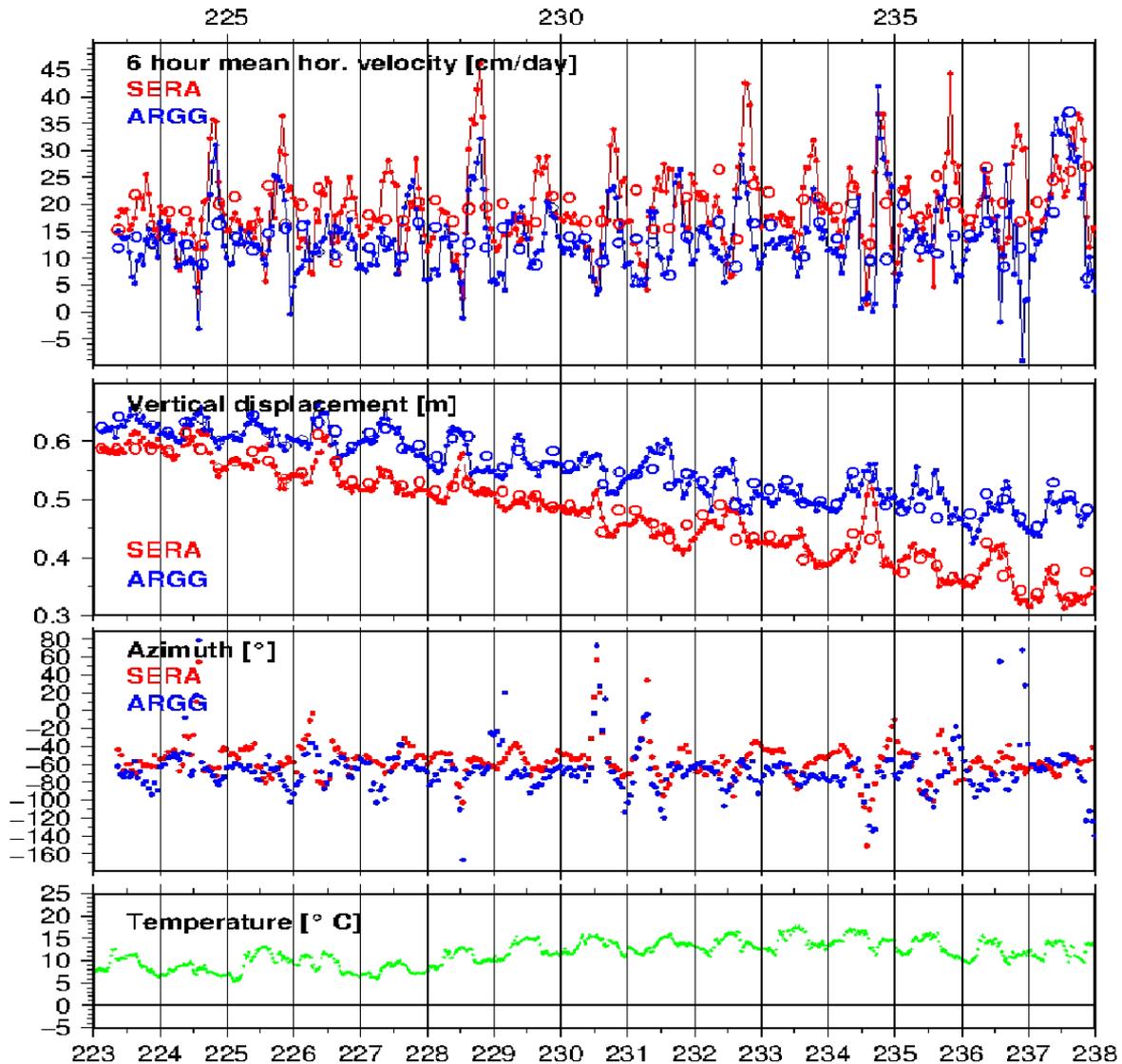


FIG. 4.9 – Vitesse horizontale et position verticale de la solution lissée à 1h (points pleins rouges pour SERA et bleus pour ARGG) et de la solution à 6h (cercles rouges pour ARGG et bleus pour SERA) de la deuxième période test (du 11 août au 26 août 2011), des deux stations du glacier. L'azimut des stations est par rapport au nord et les températures horaires sont issues de la station météorologique proche de SERA.

Ces résultats semblent indiquer que les variations sub-diurnes de la session 1 ne sont pas significatives. Cependant, ces variations sont corrélées dans le temps et non distribuées aléatoirement ; il semble donc qu'elles représentent un signal du déplacement du glacier. Les résultats concernant l'étude de la position verticale semblent confirmer cette hypothèse. Le biais maximal est de 1.2 cm et la valeur maximale du rms est dans ce cas de 3.1 cm, ce qui est largement plus petit que les variations sub-diurnes des figures 4.8 et 4.9 allant de 5 à 10 cm.

L'évolution de l'azimut de la vitesse horizontale est un autre critère permettant d'évaluer la signification de la variabilité des amplitudes des vitesses horizontales :

$$azimut = \cos^{-1} \left(\frac{V_n}{\sqrt{(V_n + V_e)^2}} \right) \quad (4.3)$$

où V_n est la composante vers le nord de la vitesse horizontale et V_e la composante vers l'est.

Les valeurs moyennes ainsi que l'écart type des valeurs prises par l'azimut pour les deux périodes tests aux deux stations GPS du glacier sont présentés dans le tableau 4.3. Ces valeurs moyennes sont cohérentes avec les directions générales du flux du glacier à l'emplacement des deux stations ARGG et SERA (Figure 4.2). Les séries temporelles des valeurs prises par l'azimut sont représentées sur les figures 4.8 et 4.9.

Azimut déduit des solutions à 1h.				
session test	site	moyenne (°)	écart-type (°)	N
1	ARGG	-63.8	26.4	479
	SERA	-52.6	9.2	558
2	ARGG	-66.7	27.1	355
	SERA	-57.1	25.6	372

TAB. 4.3 – Moyennes et écart-types des azimuts issus des solutions à 1h, aux stations ARGG et SERA pendant les deux périodes tests.

Pendant les deux périodes tests, l'écart type représentant la variabilité de l'azimut est faible par rapport aux variations de vitesse sub-diurnes des deux stations. Les vitesses moyennes des stations ARGG et SERA étant respectivement de 13 cm/jour et 21 cm/jour, une variabilité de 20° correspond à une variation de la vitesse moyenne inférieure à 5 cm/jour pour ARGG et inférieure à 8 cm/jour pour SERA, perpendiculairement à la direction générale de flux du glacier. Cependant, le signal de la variabilité de l'azimut est corrélé dans le temps et atteint deux maxima par jour. Nous réalisons deux tests pour déterminer l'origine de cette variabilité ; s'agit-il d'un signal du glacier ou d'un artefact lié à la stratégie d'analyse des données ?

Pour visualiser l'impact des variations d'azimut sur le déplacement des stations, les trajectoires des stations ARGG et SERA sont tracées grâce aux séries temporelles de positions de l'analyse GPS par sessions d'1h (Figure 4.10). Il en ressort que la variabilité azimutale n'a pas d'impact sur la direction générale du flux du glacier car la vitesse horizontale des stations est bien plus grande que les écarts perpendiculaires représentés par la variabilité azimutale.

En ce qui concerne les solutions à 1h, le taux de résolution d'ambiguïté est très variable (cf. 4.3.1). Le deuxième test est donc de comparer les variations de l'azimut avec les taux de résolution d'ambiguïté aux sessions correspondantes (Figure 4.11). Il

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

en résulte que non seulement les taux de résolution d'ambiguïté des deux stations sont corrélés entre eux, mais aussi avec les variations d'azimut. Un signal d'une périodicité de 12h se dégage des azimuts, ce qui correspond aux périodes des orbites des satellites GPS.

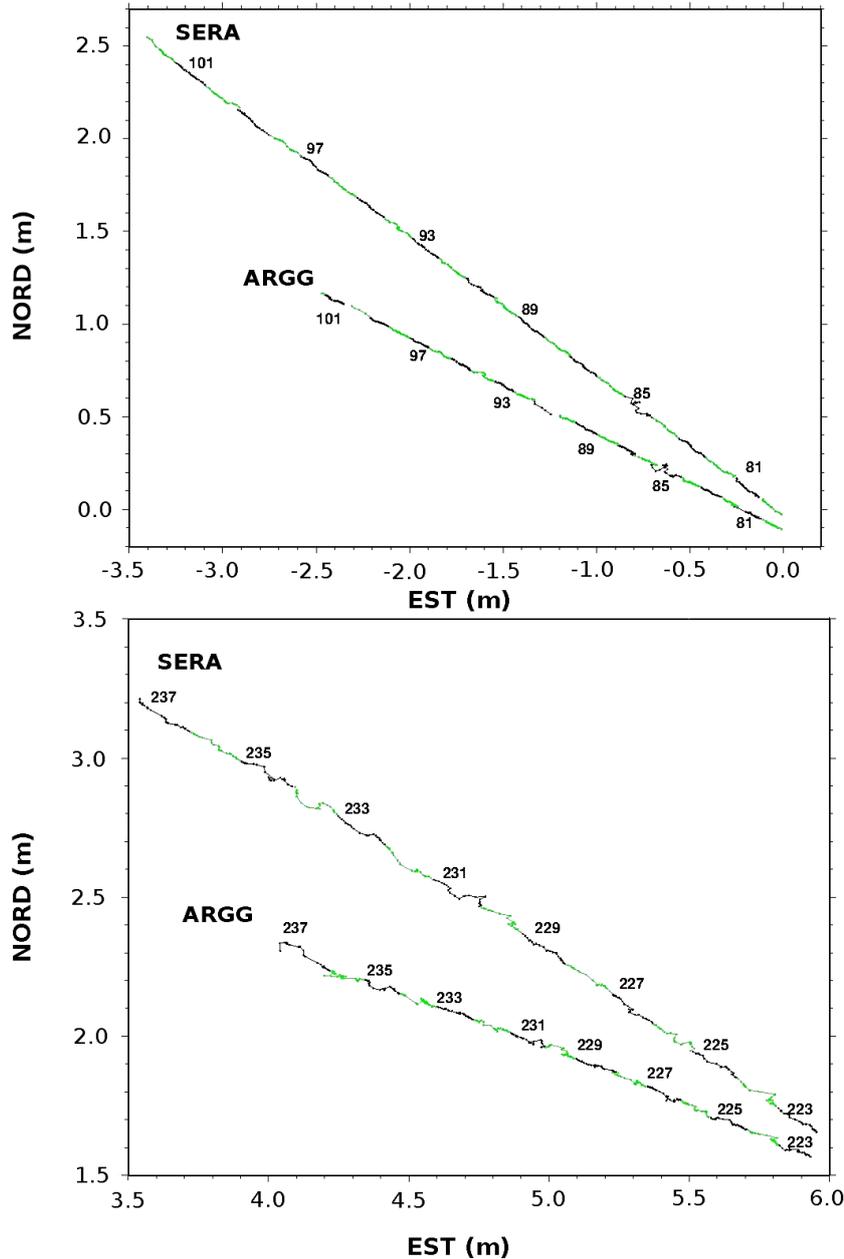


FIG. 4.10 – Trajectoires des stations ARGG et SERA au cours de la période test du 21 mars au 13 avril 2011 (graphique du haut) et de la période test du 11 au 26 août 2011 (graphique du bas). Chaque segment représente un jour.

4.3 Analyse des données et estimation d'erreurs

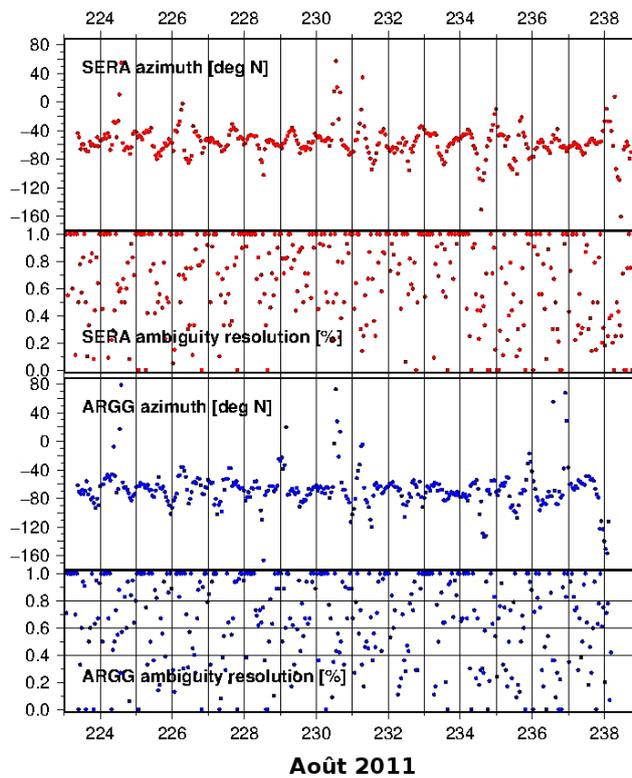
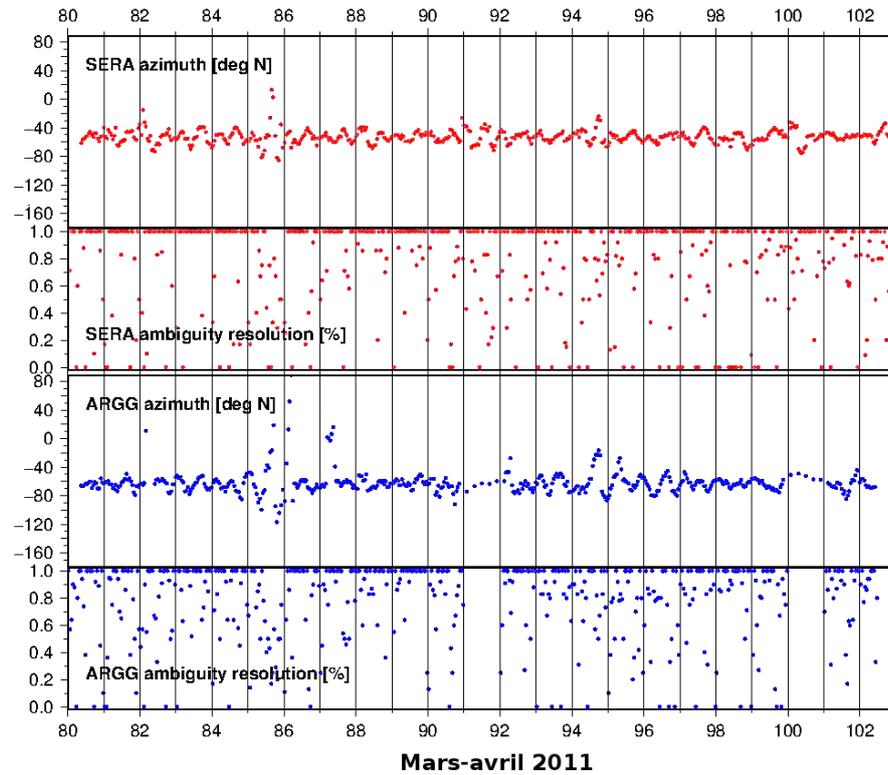


FIG. 4.11 – Comparaison de la variabilité azimutale et du taux de résolution d'ambiguïté des solutions à 1h aux stations ARGG et SERA. Les résultats de la première période test se situent sur le graphique du haut et ceux de la seconde période sur le graphique du bas.

Les stations GPS se trouvant dans une zone fortement masquée, il est probable que le taux de résolution d'ambiguïté dépende de la géométrie de la couverture satellitaire présente dans chaque session de mesure. La variabilité azimutale semble être liée au taux de résolution d'ambiguïtés. A faible résolution d'ambiguïtés, des biais peuvent être introduits dans le positionnement (King, 2004). La variabilité azimutale n'est donc qu'un artefact des conditions d'acquisition des données GPS.

Nous concluons donc à partir de ces résultats que la variabilité azimutale est un artefact de l'analyse GPS haute fréquence dû au manque régulier de résolution d'ambiguïtés. Nous considérons que les variations sub-diurnes des vitesses horizontales et des déplacements verticaux des stations sont significatives et correspondent au déplacement du glacier. En effet, la corrélation entre les vitesses horizontales des solutions à 1h et celles des solutions à 6h, qui ne sont pas affectées par le manque de résolution d'ambiguïtés, est relativement bonne. De plus, la dispersion entre les positions verticales des solutions à 1h et celles des solutions à 6h est bien inférieure à l'ordre de grandeur des variations sub-diurnes.

4.4 Résultats

4.4.1 Test en termes de déplacements

4.4.1.1 Post-traitement des données

Dans ces travaux de thèse, nous avons dans un premier temps entrepris d'étudier la variabilité en terme de déplacement. Les séries temporelles de positions étant affectées par des décalages causés par les multiples manipulations des stations GPS (cf : section 4.2.2), un post-traitement des résultats de positions a dû être effectué.

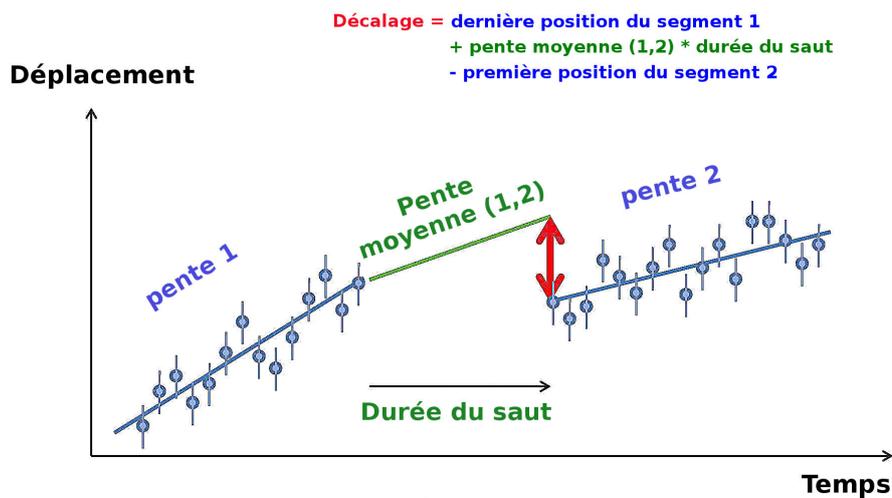


FIG. 4.12 – Méthode de réajustement des données GPS.

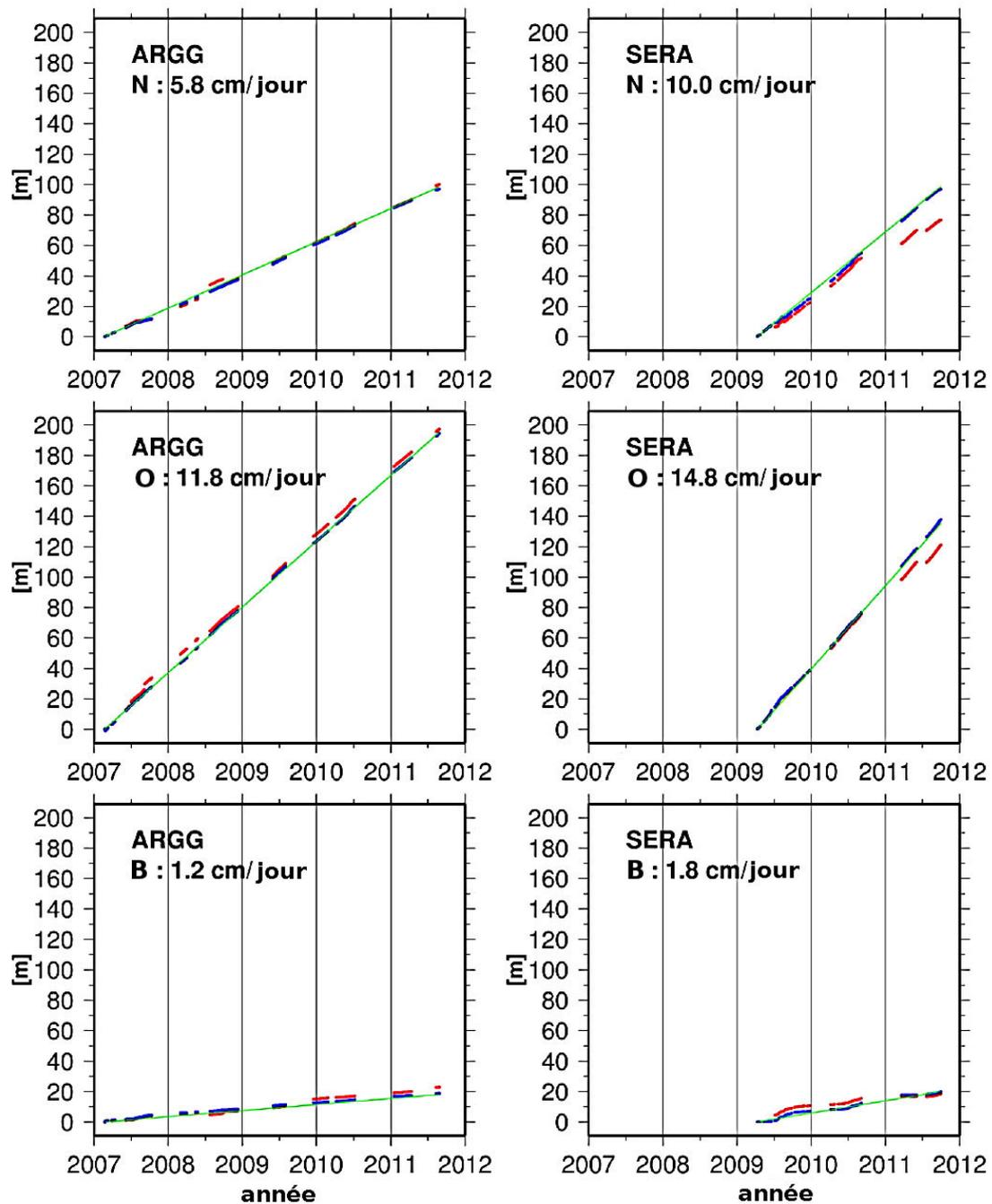


FIG. 4.13 – Séries temporelles de positions suivant les composantes Nord, Ouest et verticale vers le bas des stations ARGG et SERA par rapport à l'ITRF 2008. Les points rouges sont les positions brutes et les bleus sont les positions réajustées des 9 décalages pour ARGG et des 5 décalages pour SERA. Les lignes vertes représentent les déplacements moyens, dont la valeur est écrite sur chaque composante.

La méthode utilisée pour réajuster les données GPS est expliquée sur le schéma de la figure 4.12. Elle se compose de 3 étapes :

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

1. Déterminer les endroits où le décalage de position est dû à la ré-installation de la stations GPS.
2. Trouver la valeur du décalage. La pente du segment précédant le saut ainsi que la pente du segment suivant le saut sont calculées. La dernière position du segment précédant le saut est interpolée jusqu'à la date de la première position du second segment en utilisant la pente moyenne des deux segments. Le décalage est égal à la soustraction entre la valeur interpolée de la dernière position du premier segment et la première position du second segment. La formule complète est décrite sur la figure 4.12.
3. Le décalage trouvé est soustrait à l'ensemble des données GPS suivant le saut.

Ainsi, entre les 13 segments continus composant les séries temporelles d'ARGG, 9 manipulations de la station ont été identifiées (tableau 4.1). Concernant la station SERA, 4 manipulations de la station affectent les séries temporelles de positions composées de 8 segments continus. Une autre discontinuité identifiée en août 2009 n'est pas relevée sur le carnet de terrain. La station SERA se trouvant sur le bloc rocheux, il est possible que celui-ci ait basculé subitement à cause de la fonte de la glace. Nous avons donc décidé de considérer cette discontinuité comme un déplacement de matériel et donc d'élever le nombre de sauts à 5. Les séries temporelles peuvent donc être décomposées en 10 segments continus pour ARGG et 6 segments continus pour SERA.

Après réajustement des données, une régression linéaire est tracée à travers les points pour estimer le déplacement moyen des stations du glacier. Les séries temporelles de position brutes et corrigées, ainsi que le déplacement moyen sont exposés sur la figure 4.13. Les résidus entre les positions réajustées et la valeur indiquée par la droite de régression sont ensuite calculés, pour déterminer une variabilité du déplacement autour du flux moyen du glacier.

4.4.1.2 Variabilité de déplacement

Pour détecter les accélérations et les décélérations du déplacement de surface du glacier, la tendance moyenne du flux du glacier est soustraite aux séries temporelles de positions. L'azimut et la pente du mouvement des stations sont estimés afin d'évaluer la cohérence des mesures GPS grâce aux équations 4.3 et 4.4. En effet, si les mesures sont significatives, alors l'azimut et la pente du mouvement des stations doivent correspondre à la direction d'écoulement du glacier ainsi qu'à sa pente de surface.

$$pente = \tan^{-1} \left(\frac{V_u}{\sqrt{(V_n + V_e)^2}} \right) \quad (4.4)$$

où V_n , V_e et V_u sont les vitesses de la station calculées sur des intervalles consécutifs de 5 jours à travers chaque segment continu.

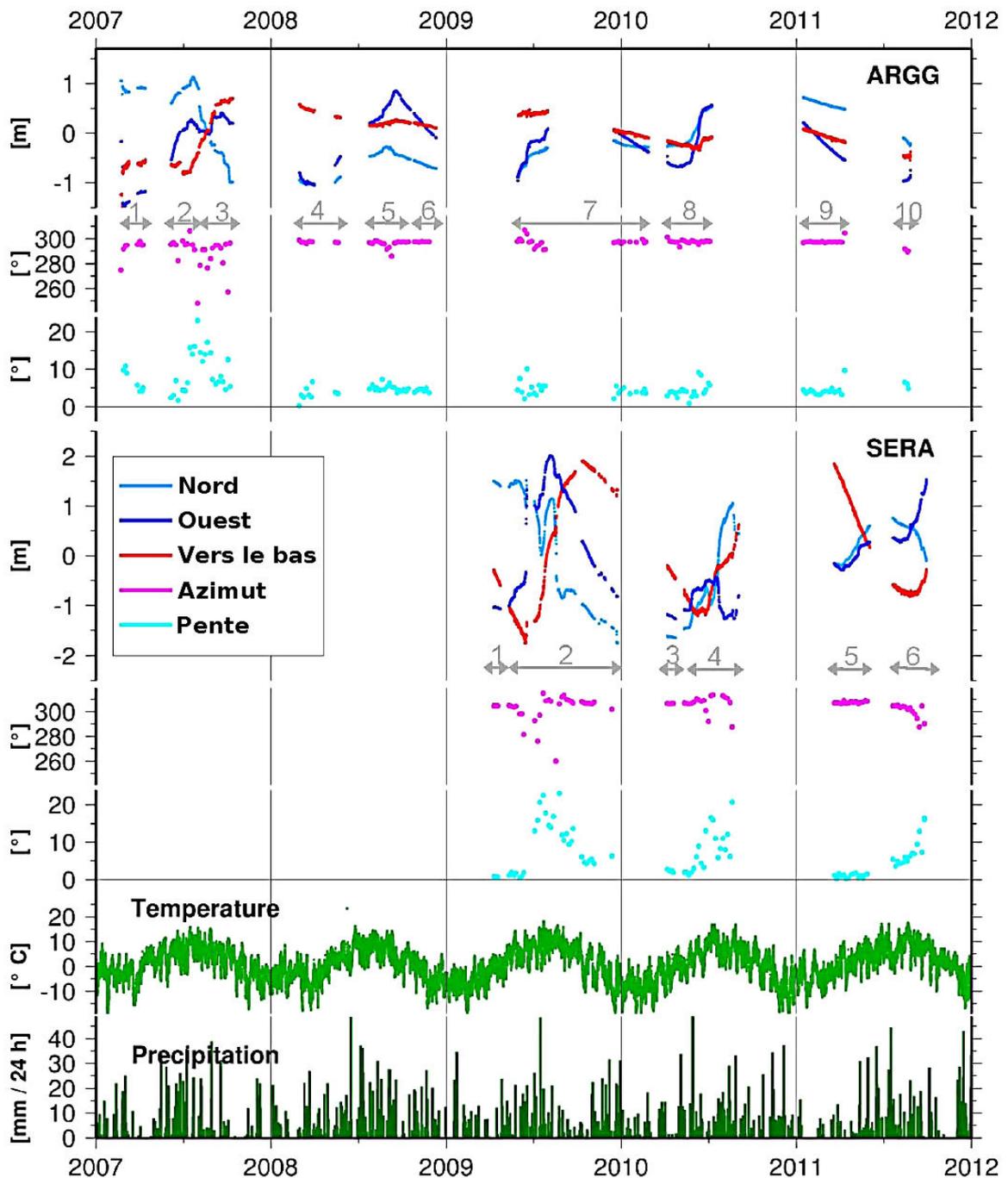


FIG. 4.14 – Résidus de position des stations ARGG et SERA. Les points bleus clairs représentent la composante nord, les bleus foncés la composante ouest et les rouges la composante verticale vers le bas. Les points violets et cyans représentent respectivement l'azimut et la pente estimée. Les flèches grises délimitent les 10 segments d'ARGG et les 6 segments de SERA. La courbe verte claire représente la température de la station météorologique située près du glacier à 2479 m d'altitude et les barres vertes foncées les précipitations sur 24h enregistrées à Chamonix.

L'estimation des azimuts et des pentes montrent que la station ARGG est stable après 2008, c'est-à-dire après qu'elle ait été enlevée du coin réflecteur pour être installée sur le mât (Figure 4.14). En faisant une moyenne par segment continu, l'azimut varie entre 293°N et 298°N avec une moyenne de 296°N et une incertitude de 0.5° . La pente varie entre 4° et 7° avec une moyenne de 5° et une incertitude de 1° . Ces valeurs correspondent aux flux de surface du glacier, ce qui laisse à penser que les mesures sont cohérentes depuis que la station a été placée sur le mât. Pour SERA, malgré quelques exceptions l'azimut est relativement stable avec une moyenne de 304°N , cohérente au flux de surface dans cette partie du glacier. En ce qui concerne la pente à la station SERA, elle devrait toujours être plus petite que celle à la station ARGG. Cependant, des valeurs comprises entre 0° et 35° sont détectées. Les valeurs aberrantes se retrouvent en été et sont clairement dues aux difficultés de maintenance de la station qui chute lorsque l'ablation de la glace qui la retient commence, ainsi qu'à la subsidence bloc rocheux lorsque l'antenne était montée dessus. En hiver et au printemps, les valeurs sont comprises entre 2° et 4° et sont donc beaucoup plus significatives. Les azimuts obtenus dans cette section (Figure 4.11) à l'emplacement des deux stations GPS sont très comparables à ceux obtenus en section 4.3.2.

En ce qui concerne les résidus de déplacements, il varie de ± 1 m pour ARGG et ± 2 m pour SERA. Un signal annuel semble se dégager avec des accélérations en été suivies de décélérations. Cependant, les résultats ne montrent pas de variations temporelles clairement définies. La technique de réajustement n'étant pas optimum, il est possible que certains signaux ne soient pas détectés. Le suivi de positionnement absolu est très difficile sur un glacier où le dispositif doit régulièrement être réadapté. Pour pouvoir comparer nos mesures avec les résultats publiés en glaciologie, nous avons décidé qu'il était nécessaire de suivre l'évolution de la vitesse horizontale en fonction du déplacement vertical pour mettre en évidence les phénomènes contrôlant la dynamique du flux du glacier. Nous avons donc arrêté les recherches en terme de déplacement et avons réalisé les travaux nous menant aux résultats suivants.

4.4.2 En termes de vitesse

Dans cette partie, nous allons utiliser les vitesses horizontales et les déplacements verticaux déduits des analyses GPS décrites en section 4.3. La bonne qualité des résultats des solutions à 1h étant à présent démontrée, nous allons dans un premier temps étudier les variations sub-diurnes obtenues après l'analyse des deux sessions par positionnement GPS haute fréquence.

4.4.2.1 Variabilité journalière

La première session d'analyse GPS haute fréquence, du 21 mars au 13 avril 2011, couvre un intervalle de temps se situant au printemps, lorsque les premières températures positives sont enregistrées sur le glacier d'Argentière. La variabilité des vitesses horizontales et des déplacements verticaux des deux stations est faible. Respectivement,

l'amplitude de la variabilité atteint typiquement 10 cm/jour et 3 cm. Elle est corrélée dans le temps mais n'est pas systématique à travers toute la session. La deuxième session couvre un intervalle de temps se situant en été, du 11 août au 16 août 2011. Pendant cette période, les températures sur le glacier sont largement positives. La variabilité journalière des deux paramètres est mieux visible dans cette session. Son amplitude atteint les 30 cm/jour pour les vitesses horizontales et 8 cm pour les déplacements verticaux.

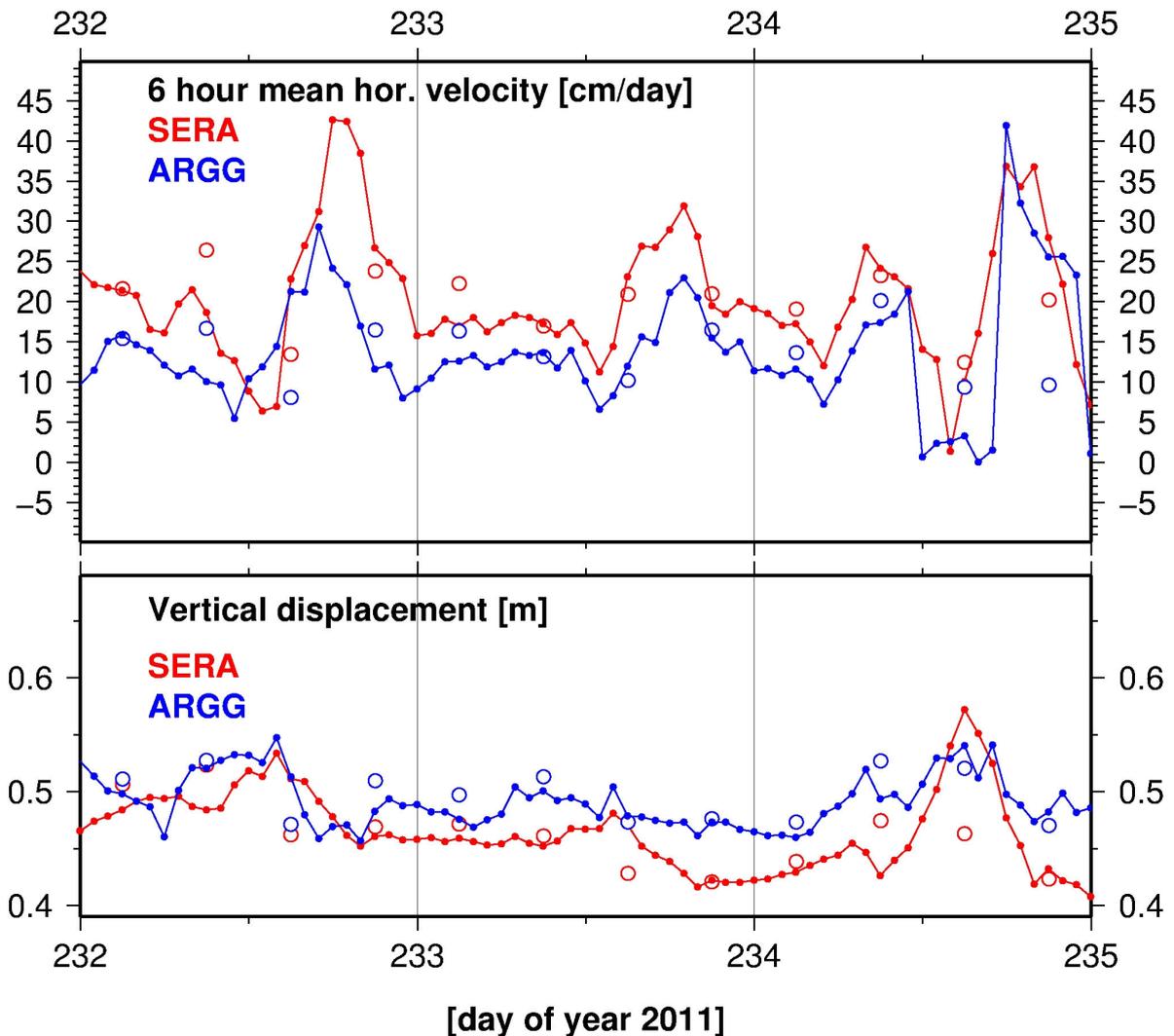


FIG. 4.15 – Zoom sur les vitesses horizontales et les déplacements verticaux de la deuxième période test. Les vitesses horizontales et les déplacements verticaux de la solution lissée à 1h sont représentés par les points pleins rouges pour SERA et bleus pour ARGG et ceux de la solution à 6h par les cercles rouges pour SERA et les cercles bleus pour ARGG. Le jour 232 représente le 20 août 2011 et le 235 le 23 août 2011.

Des cycles journaliers de la vitesse horizontale pouvant atteindre 100% de la vitesse de fond hivernale ont été observés sur le glacier de Kennicott en Alaska par Bartholo-

maus et al. (2008) et sur le glacier de Leverett au Groenland par Bartholomew et al. (2011a). Ces deux études révèlent que les cycles journaliers n'ont lieu que sur un intervalle de temps limité, pendant la saison de fonte. Sugiyama et al. (2010) étudient le glacier du Gorner en Suisse et mettent en évidence des variations diurnes de la vitesse horizontale corrélées avec des surélèvements de la surface du glacier. Ils observent une accélération de la vitesse horizontale et un surélèvement vertical pendant l'après-midi, puis une décélération de la vitesse et une subsidence de la surface, la matinée suivante. Ces observations peuvent correspondre à une séparation basale du glacier par rapport à son lit rocheux due à l'augmentation de la pression d'eau sous glaciaire apportée par l'infiltration de l'eau fondue en surface (cf. section 1.2.2). Ce type d'accélération a été observé sur des échelles de temps plus longues, typiquement de 3 à 10 jours, sur de nombreux autres glaciers (Iken and Bindschadler, 1986; Hooke et al., 1989; Anderson et al., 2004; Bartholomew et al., 2010)(Figure 1.4).

Contrairement à ces travaux, les variations journalières observées en août 2011 sur le glacier d'Argentière montrent un maximum de surélèvement vertical corrélé avec un minimum de vitesse horizontale. Ces variations sont visibles sur la figure 4.15, qui représente un zoom sur 3 jours entre le 20 et le 23 août 2011 de la figure 4.9. La valeur de la vitesse horizontale est toujours inférieure à la vitesse de fond hivernale calculée sur les segments de données acquis en hiver, c'est-à-dire 17.7 cm/jour pour la station SERA et 12.3 cm/jour pour la station ARGG. Cette observation pourrait correspondre à de la déformation interne de la glace. Une compression horizontale à travers la couche de glace entraînant une décélération de la vitesse horizontale et un épaissement de l'épaisseur de glace alternée avec une extension horizontale entraînant une accélération de vitesse et un affinement de l'épaisseur de glace, pourrait expliquer nos résultats (Iken and Bindschadler, 1986; Anderson et al., 2004). Le minimum de vitesse horizontale et le maximum de surélèvement ont lieu lorsque la température journalière est maximale. A cette période de l'année, la température sur le glacier oscille entre 10° la nuit et 15° à midi, ce qui module la fonte à la surface du glacier sans pour autant l'interrompre.

Notre analyse GPS haute fréquence semble donc mettre en évidence un phénomène de *stick-slip* dans le déplacement du glacier d'Argentière en août 2011. Le déplacement par *stick-slip* nécessite une alternance de périodes d'accumulation et de relâche de contraintes élastiques ; il a déjà été suggéré par Fischer (1997) pour expliquer les variations journalières du déplacement du glacier de Trapridge au Canada. Contrairement aux travaux de Iken and Bindschadler (1986) et de Hooke et al. (1989), qui observent que le maximum de vitesse horizontale coïncide avec le maximum de pression d'eau, Fischer (1997) observent que le maximum de vitesse horizontale est corrélé avec la phase d'augmentation de la pression d'eau et non avec son maximum (Figure 4.16). Les auteurs proposent un modèle où l'augmentation de la pression d'eau découple le glacier de son lit rocheux relâchant ainsi la contrainte élastique accumulée lorsque le glacier était couplé à son lit.

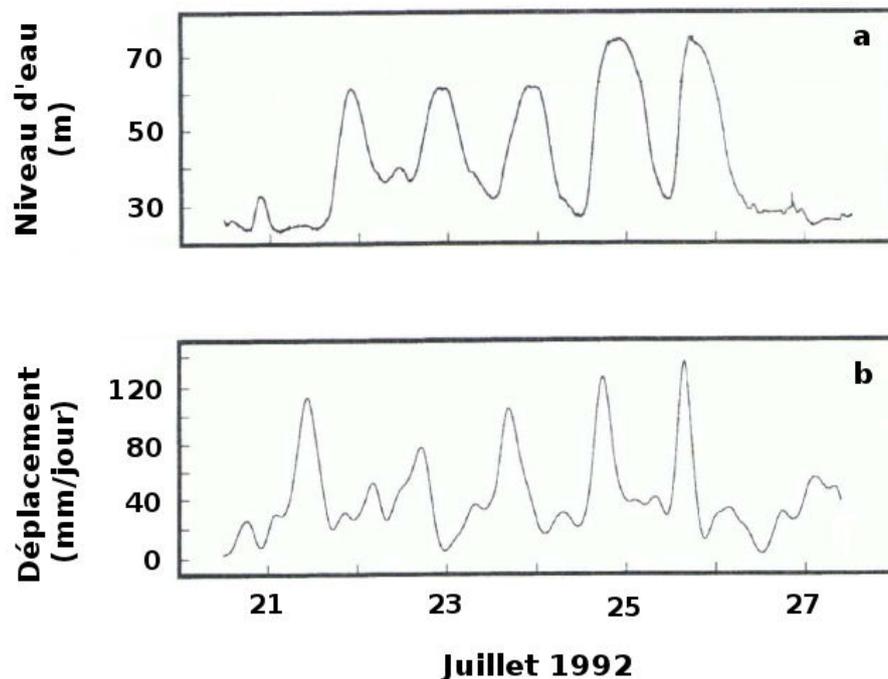


FIG. 4.16 – Niveau d'eau mesuré dans un forage (a) et taux de déplacement du glacier (b) ; d'après Fischer (1997).

Nos mesures indiquent un minimum de vitesse horizontale corrélé avec un maximum d'élévation de la surface à la période de la journée où les températures sont maximales. Cette observation est cohérente avec le modèle de Fischer (1997) qui suggère une accumulation de contrainte locale lorsque le glacier et son lit rocheux sont couplés. Dans notre étude, nous avons en plus l'information liée à la composante verticale, qui souligne l'existence d'une déformation élastique de la glace. Dans notre cas, le découplage commence après la période où le maximum de température est atteint et le maximum de vitesse horizontale a lieu environ 6h après ce maximum de température. Ceci impliquerait que le temps mis par l'eau fondue en surface pour s'infiltrer jusqu'à la base du glacier et augmenter la pression d'eau est très long, bien plus long que les 2h de délais observées entre le maximum de température et le maximum de vitesse au Groenland par Bartholomew et al. (2010). Ce long délai laisse à penser que le glacier d'Argentière se découple plutôt de son lit lorsque le maximum de pression d'eau est atteint, comme le suggèrent les autres études de glaciers alpins (Iken and Bindschadler, 1986; Sugiyama et al., 2010) et non pas lorsque la pression commence à augmenter comme le suggère Fischer (1997) lors de leur étude du glacier de Trapridge car cette hypothèse diminuerait la durée de notre délai.

Un maximum de vitesse horizontale corrélé avec un maximum d'élévation traduirait un phénomène de séparation basale. Cependant, cette corrélation n'est pas discernable dans nos résultats, ce qui signifie que la variabilité journalière du déplacement vertical

du glacier d'Argentière en août 2011 est dominée par la déformation interne de la glace. Cette déformation étant contrôlée par les accumulations et les relâches successives des contraintes horizontales. Nos observations de la variabilité journalière nous permettent de mettre en évidence un comportement en *stick-slip* du déplacement du glacier d'Argentière sur une courte période d'août 2011. Le découplage du glacier par rapport à son lit rocheux entraînant les variations de vitesses horizontales ne peut pas être clairement identifié. En admettant que l'eau de fonte de surface met environ 6h pour atteindre l'interface glace/lit rocheux, il est possible qu'il soit déclenché par un maximum de pression d'eau sous-glaciaire.

Nous allons à présent nous intéresser au comportement du déplacement de surface sur une plus longue échelle de temps, en étudiant la variabilité inter-annuelle et intra-annuelle.

4.4.2.2 Variabilité annuelle

Pour étudier la variabilité annuelle du déplacement du glacier d'Argentière, nous utilisons les résultats de l'analyse GPS en solutions de 6h issus des données des stations SERA et ARGG entre février 2007 et septembre 2011. La composante verticale du déplacement est composée de 3 paramètres, le déplacement parallèle au lit rocheux, les déformations internes de la glace et la séparation basale (cf. section 1.2.3). En suivant l'approche de Anderson et al. (2004) (Figure 1.6), nous utilisons les séries temporelles N/E/U pour tracer les trajectoires des stations SERA et ARGG et identifier la pente du lit rocheux sous les stations GPS. L'évolution du mouvement vertical en fonction du mouvement horizontal permet d'identifier une pente récurrente. Nous nous concentrons sur les intervalles de mesures situés en saison froide, c'est-à-dire de novembre à février, pour être sûr que le déplacement vertical du glacier ne reflète que la composante due à l'inclinaison du lit rocheux. Les segments de mesures situés dans les intervalles de temps où la température moyenne journalière est positive peuvent contenir une composante de déplacement vertical due à la séparation basale provoquée par l'infiltration d'eau de fonte, ainsi qu'une composante liée à la déformation horizontale de la glace.

Les figures 4.17 et 4.18 représentent la trajectoire de la station ARGG brute, ainsi que la trajectoire corrigée d'une pente de 3.7° et d'une pente de 4.9° . Nous trouvons qu'une valeur de pente de 3.7° ajuste au mieux nos résultats, nous permettant d'obtenir un déplacement constant sur les intervalles de mesures situés en saison froide. Ces intervalles sont indiqués en vert sur les différents graphiques. En prenant une autre valeur de pente, 4.9° par exemple (Figure 4.18), le segment de janvier à mars 2011 remonte, ce qui est peu probable à cette époque de l'année. Cette observation est bien visible sur la figure 4.19, qui représente les trajectoires de la station ARGG corrigées d'une pente de 3.7° et d'une pente de 4.9° et dont tous les segments de mesures commencent à 0. La même approche est réalisée avec les séries temporelles de la station SERA et nous obtenons une pente de 0.4° (Figure 4.20).

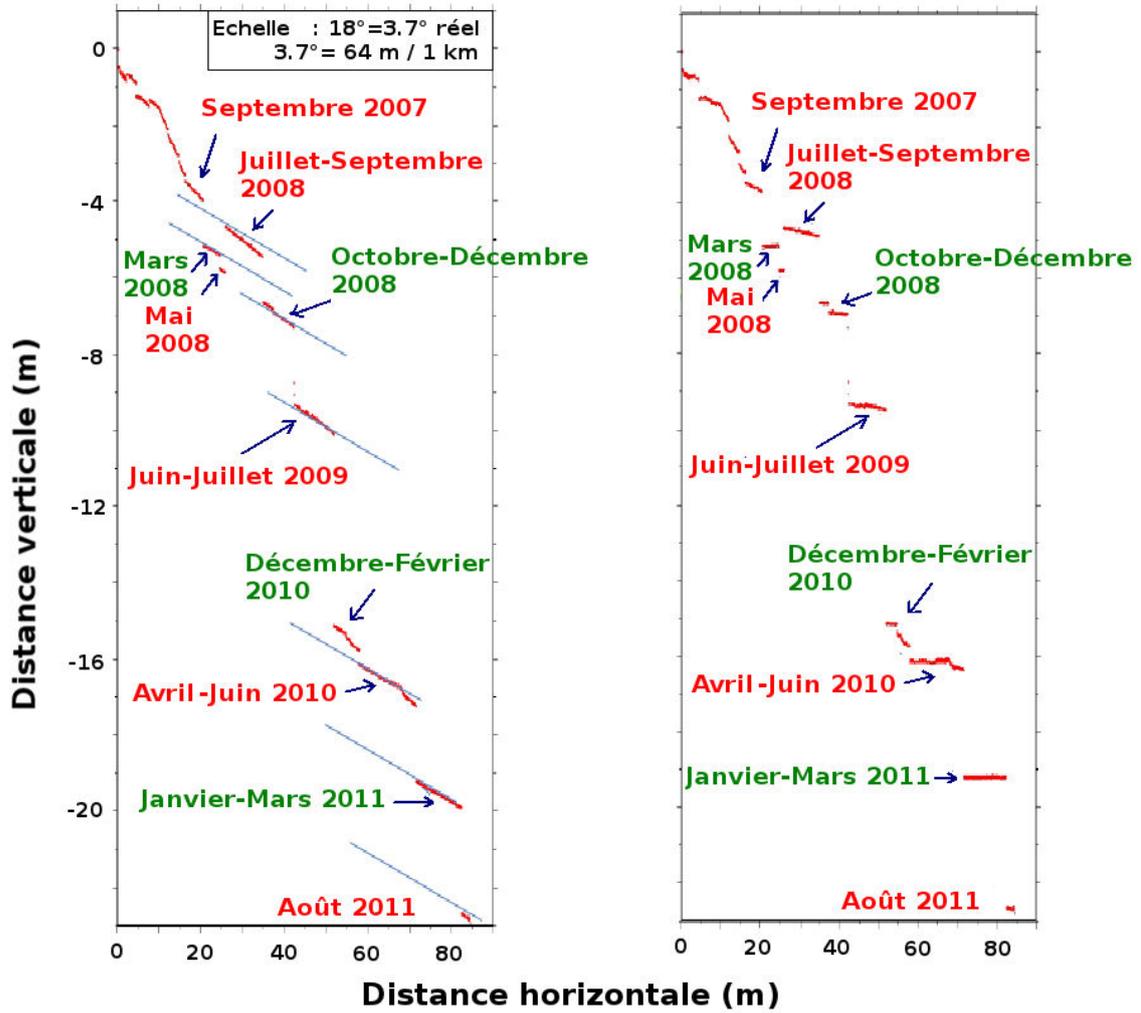


FIG. 4.17 – Trajectoire de la station ARGG. Le graphique de gauche représente la trajectoire brute et celui de droite la trajectoire en ayant enlevé une pente de 3.7° . L'axe vertical est exagéré pour avoir une meilleure visibilité. Les intervalles de temps en rouge se situent lorsque la température moyenne journalière est positive et ceux en vert en hiver.

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

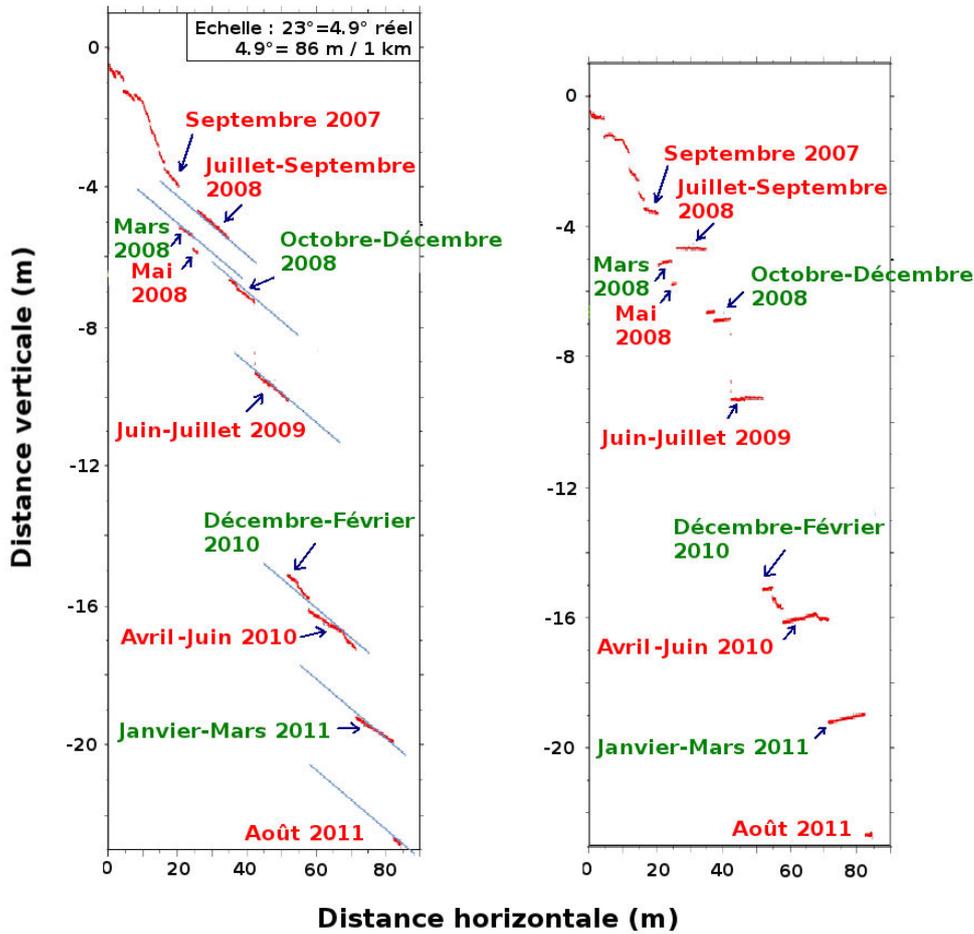


FIG. 4.18 – Trajectoire de la station ARGG. Le graphique de gauche représente la trajectoire brute et celui de droite la trajectoire en ayant enlevé une pente de 4.9° . L'axe vertical est exagéré pour avoir une meilleure visibilité. Les intervalles de temps en rouge se situent lorsque la température moyenne journalière est positive et ceux en vert en hiver.

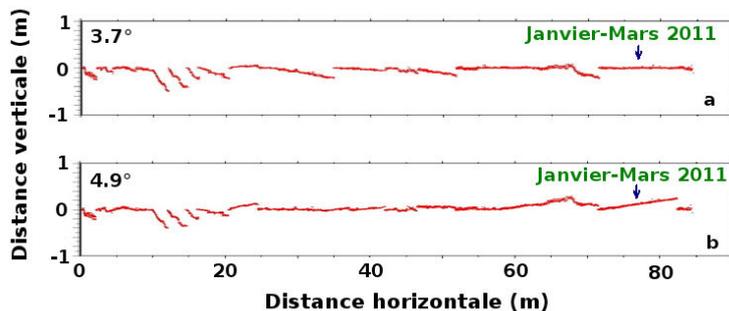
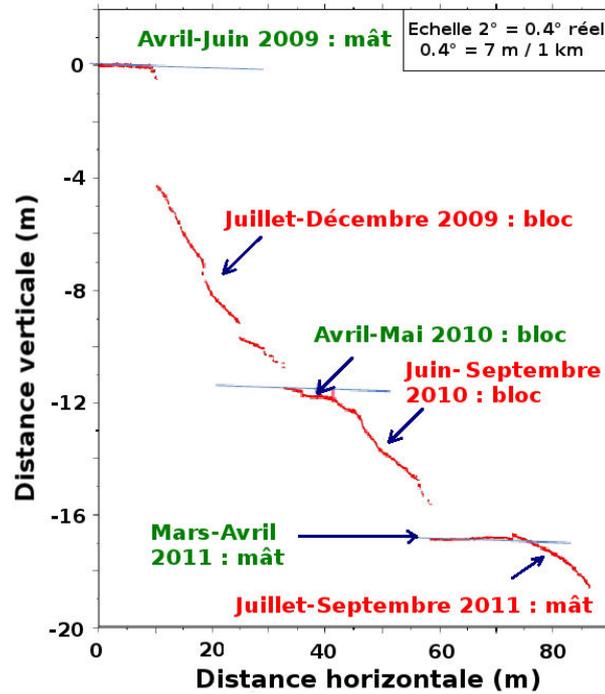


FIG. 4.19 – Trajectoire de la station ARGG en commençant chaque segment de mesure à 0. Le graphique a) représente la trajectoire corrigée d'une pente de 3.7° et le b) une trajectoire corrigée d'une pente de 4.9° .



(a) Trajectoire de SERA brute

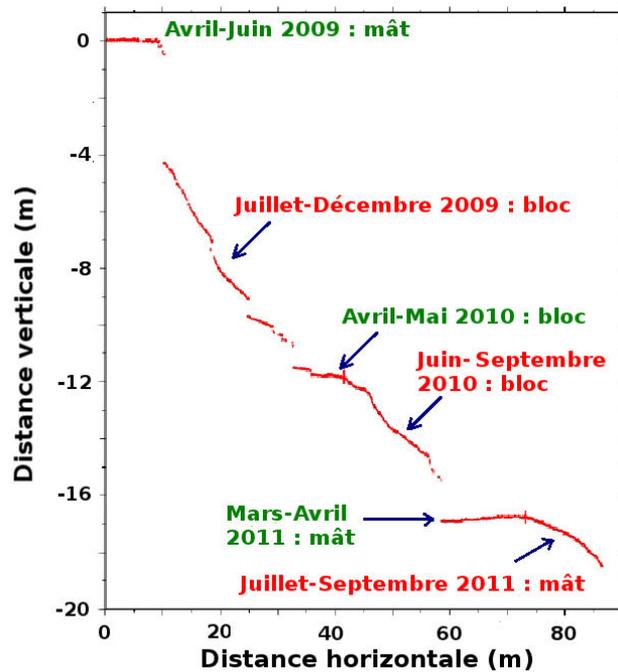
(b) Trajectoire de SERA en enlevant une pente de 0.4°

FIG. 4.20 – Trajectoire de la station SERA brute (Figure 4.20(a)) et en enlevant une pente de 0.4° (Figure 4.20(b)). L'axe vertical est exagéré pour avoir une meilleure visibilité. Les intervalles de temps en rouge se situent lorsque la température moyenne journalière est positive et ceux en vert en hiver. Le type d'installation de la station est indiqué à chaque intervalle de temps.

Nous pouvons à présent comparer les séries temporelles de vitesses horizontales avec le déplacement vertical corrigé de l'effet de la pente du lit rocheux. De nombreux auteurs montrent que le maximum de vitesse horizontale est corrélé avec le maximum de surélévement de surface du glacier (Iken and Bindschadler, 1986; Hooke et al., 1989; Anderson et al., 2004; Bartholomew et al., 2011a). Ils interprètent ce résultat comme de la séparation basale, après avoir démontré que l'épaississement et l'amincissement du glacier dus aux contraintes horizontales est négligeable. Avec la figure 4.21, nous comparons les vitesses horizontales des deux stations GPS avec les déplacements verticaux corrigés de la pente du lit rocheux et avec la température mesurée par la station météorologique du service d'observation français : GLACIOCLIM, située près de la station SERA. La station ARGG se trouvant à une altitude plus haute d'à peu près 300 m, les températures sont plus froides d'environ 2° que celles enregistrées par la station météorologique. Les intervalles de temps où la température moyenne journalière est positive sont mis en évidence par un fond gris. Nous pouvons remarquer que seule une petite partie des données a été enregistrée pendant la saison froide. Ceci est particulièrement vrai pour la station SERA et est dû aux difficultés d'accessibilité du glacier pendant l'hiver. Les lignes horizontales vertes et rouges, représentées sur le graphique des vitesses horizontales, indiquent la vitesse de fond hivernale. Cette vitesse est évaluée à 12.3 cm/jour pour la station ARGG et 17.7 cm/jour pour la station SERA. Pendant les intervalles de temps où la température moyenne journalière est positive, c'est-à-dire de la fin du printemps au début de l'automne, plusieurs accélérations du déplacement sont observées. Ces accélérations durent entre 3 à 10 jours. Les vitesses, moyennées dans une fenêtre glissante de 2 jours, peuvent atteindre au maximum 23 cm/jour pour la station ARGG et 24 cm/jour pour la station SERA. Ces valeurs représentent respectivement 87% et 36% de la vitesse de fond hivernale. La valeur correspondant à la station SERA est calculée sur les périodes où l'antenne est installée sur un mât, afin d'éviter de prendre en compte une composante liée au mouvement propre du rocher. Pour les mêmes raisons, les résultats de la période où l'antenne de la station ARGG était installée sur le coin réflecteur n'ont pas été utilisés. La durée et l'amplitude de ces accélérations sont comparables aux observations des autres glaciers alpins (cf. Glacier de Findelen (Iken and Bindschadler, 1986) Glacier de Gorner (Sugiyama et al., 2010)) et des autres glaciers situés hors des Alpes (cf. Glacier de Bench (Anderson et al., 2004), Glacier de Kennicott (Bartholomew et al., 2008)). Dans le massif du Mont-Blanc, un événement d'accélération semblable a déjà été détecté par imagerie satellitaire en août 2003 sur le glacier Mer de glace par Berthier et al. (2005). En général, sur les autres glaciers (dans les Alpes et hors des Alpes), toutes ces accélérations sont corrélées avec du surélévement vertical et sont le résultat d'une séparation basale.

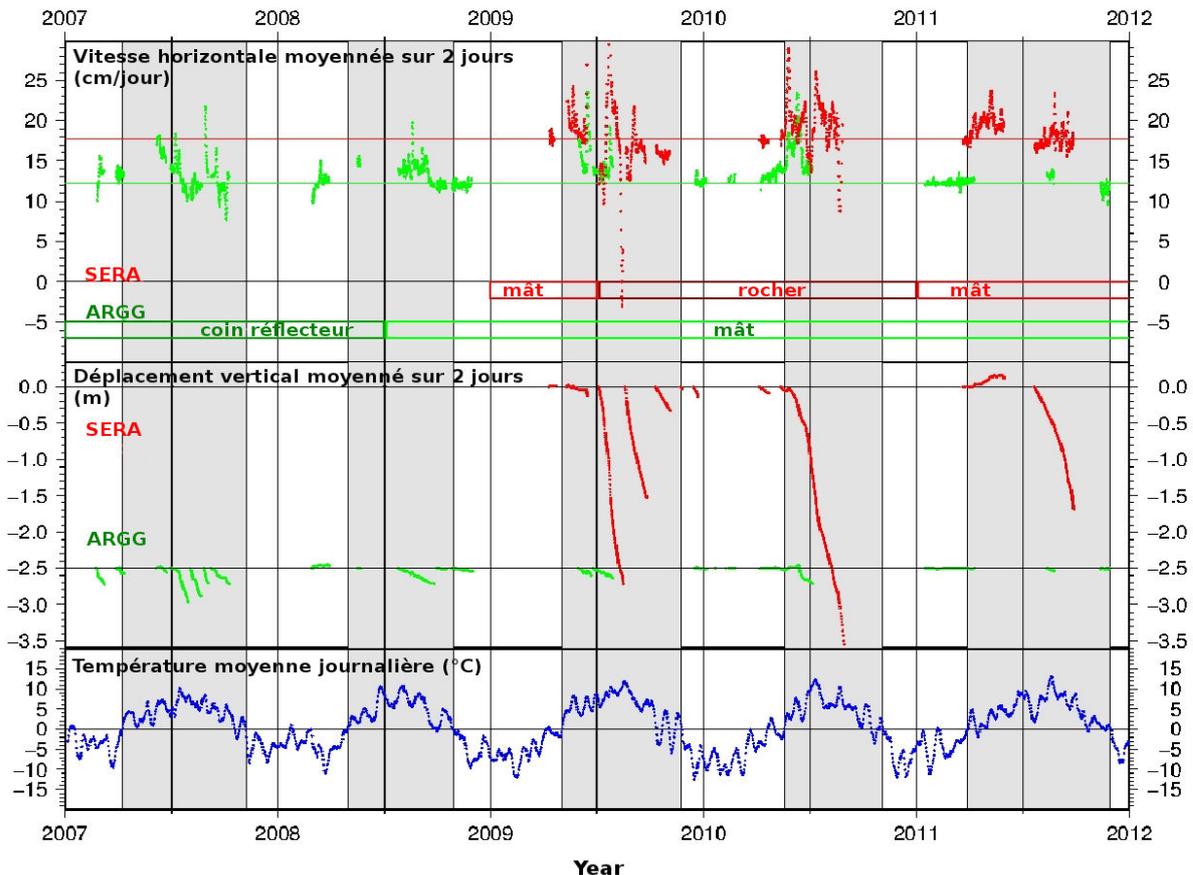


FIG. 4.21 – Vitesses horizontales, déplacements verticaux corrigés de la pente du lit rocheux et température journalière moyennée sur 10 jours. Le graphique du haut représente les vitesses horizontales des stations ARGG (en vert) et SERA (en rouge), calculées en utilisant une fenêtre glissante de 2 jours à travers les positions horizontales moyennées sur 1 jour. Le graphique du milieu représente les déplacements verticaux corrigés de l'effet de la pente du lit rocheux moyennés sur 1 jour.

Au cours des 5 années d'observation, les périodes où la station ARGG se déplace avec une vitesse horizontale correspondant à la vitesse de fond hivernale sont corrélées avec les périodes où le déplacement vertical corrigé de la pente du glacier est constant. Ces périodes se situent pendant la saison froide, le déplacement vertical du glacier est alors stable et suit la pente de son lit rocheux. L'accélération de la vitesse horizontale commence au printemps où elle est toujours associée à un déplacement vertical stable. A partir de l'été (fin juin/début juillet) la vitesse horizontale de la station est toujours en phase d'accélération, mais est cette fois corrélée avec un déplacement vertical vers le bas. Cette observation est bien visible pendant l'année 2010 sur la figure 4.21, où les données couvrent quasiment l'ensemble du printemps et du début de l'été. En regardant les résultats de la station SERA en 2009 et 2011, des observations similaires sont obtenues. Nous n'obtenons aucune information de juillet 2009 à décembre 2010, lorsque l'antenne GPS de SERA était montée sur le bloc rocheux. Les résultats contiennent alors le mouvement

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

propre du rocher qui semble être en constante subsidence, même pendant l'hiver.

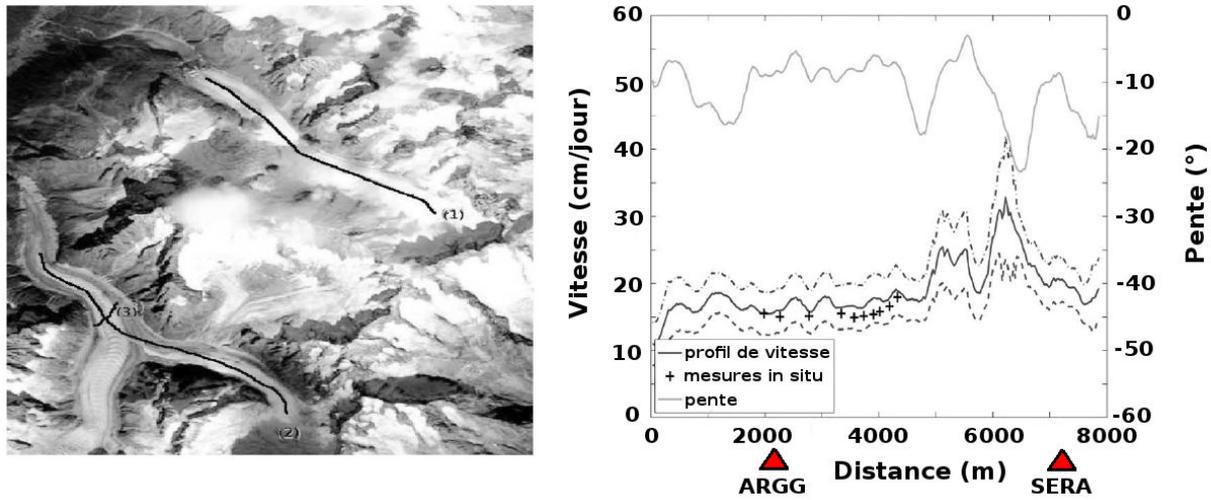


FIG. 4.22 – Profil longitudinal de vitesse obtenu à partir de l'interférogramme entre les images ERS-1/2 du 10 et du 11 mars 1996. L'image de gauche indique l'emplacement du profil le long du glacier d'Argentière (1) sur une image SPOT. Le graphique de droite représente les vitesses le long du profil et les incertitudes associées, la pente locale dérivée d'un MNT et quelques points de mesures GPS. L'axe des abscisses représente la distance depuis le point le plus haut du profil, les emplacements des deux stations ARGG et SERA sont représentés par les triangles rouges ; d'après Trouvé et al. (2007).

Le déplacement vertical aux deux sites GPS par rapport à la direction parallèle au lit du glacier est toujours vers le bas. Ce constant mouvement vers le bas peut être interprété comme de l'amincissement de l'épaisseur de glace dû à de l'extension horizontale. Bartholomew et al. (2011a) expliquent l'absence de surélévation verticale pendant les courts événements de fortes accélérations par le fait que les parties basses du glacier bougent plus vite que les parties plus hautes entraînant une extension et donc un amincissement de la glace entre les deux parties. Trouvé et al. (2007) réalisent un profil longitudinal de vitesse le long du glacier d'Argentière par interférométrie radar entre le 10 et le 11 mars 1996 (Figure 4.22). Le mois de mars se situant en saison froide, c'est la vitesse de fond hivernale qui est enregistrée. Cependant même à cette période de l'année, une accélération est visible dans la région des séracs. Cette région se localise sur le graphique de droite de la figure 4.22 à peu près 6000 m du haut du profil. Elle est caractérisée par de fortes pentes, ainsi qu'une forte topographie. En regardant l'image SPOT à gauche de la figure 4.22, nous pouvons voir un virage sur le glacier d'Argentière. Cette zone, ainsi que la partie supérieure des chutes de séracs se situent entre les stations ARGG et SERA et atteignent des vitesses de 25 à 30 cm/jour. La station ARGG est à environ 3 km de la première zone d'accélération et la station SERA seulement à 1 km de la zone de chute de séracs située dans la partie la plus basse du glacier d'Argentière, qui n'est pas contenue dans le profil longitudinal. Les deux stations présentent un déplacement constant vers le bas, l'extension due à l'accélération longitudinale doit donc exister à l'emplacement des deux stations. Bartholomew et al. (2010) montrent que les déforma-

tions dans un glacier peuvent se propager jusqu'à 10 km en pente ascendante. Les deux stations GPS peuvent donc être influencées par les accélérations des zones de chutes de séracs ; leur mouvement vers le bas peut ainsi être relié à l'amincissement permanent du glacier. Lors de notre correction du déplacement vertical en saison froide, nous avons donc ajusté la pente moyenne du lit du glacier à l'emplacement des stations mais aussi une composante due au taux d'amincissement de la glace pendant la saison froide. Nous pouvons remarquer que dans cette section les pentes sont sous-estimées par rapport à celles évaluées en section 4.4.1.2. Dans les deux cas nous n'avons pas distingué au préalable que le glacier d'Argentière subit un amincissement constant. Cette sous-estimation est due au fait que pour déduire une valeur de pente dans cette section, nous n'avons utilisé que les segments de données enregistrés en hiver dont la pente était similaire. La composante due à l'amincissement de la glace pendant la saison froide est faible dans ce cas. Dans la section 4.4.1.2, nous avons utilisé toutes les données dont celles en été. La composante due à l'amincissement de la glace est alors bien plus grande ; la pente déduite est alors surestimée.

Pendant les 5 années d'observations, le mouvement vertical des deux stations GPS est soit parallèle au lit, soit vers le bas. En été, l'important déplacement vers le bas peut être relié à l'augmentation de l'extension provoquée par l'accélération des zones de séracs. Le mécanisme d'amincissement étant dominant dans le cas du glacier d'Argentière, il nous empêche d'identifier des surélèvements de la surface du glacier causés par l'augmentation de pression d'eau sous-glaciaire en saison de fonte. Le seul déplacement significatif vers le haut corrélé à une accélération de la vitesse horizontale est observé sur la station SERA au printemps 2011, lorsque l'antenne est installée sur le mât. Nous avons donc réalisé un zoom sur cet intervalle de temps.

La figure 4.23 représente les vitesses horizontales et les déplacements verticaux de la station SERA, ainsi que les températures moyennes journalières pendant le surélévement du printemps 2011. Cet intervalle de temps correspond aux premières températures positives observées cette année. Les vitesses horizontales de la station SERA sont fortement corrélées avec la température. Un délai de quelques jours est observé au début de la saison chaude entre le pic de température et le pic de vitesse horizontale (zone jaune). A partir de la fin du mois d'avril, ce délai disparaît et les deux courbes suivent exactement la même tendance aux mêmes moments (zone bleue). Le début du surélévement continu de la position verticale est observé à une température de 7° , après plusieurs jours de températures moyennes positives (première ligne verticale de la figure 4.23). Lorsque la température redescend en dessous de 0° , la vitesse horizontale chute brusquement et le surélévement de la position verticale s'arrête (seconde ligne verticale), puis le surélévement recommence dès que la température redevient positive. A partir du jour 115 de l'année, il n'y a plus de délai entre les variations de températures et de vitesses horizontales. A partir du jour 145, la surface du glacier s'abaisse malgré un nouveau pic de température et la réponse de la vitesse horizontale est faible. Ces observations sont caractéristiques de la mise en place du système de drainage sous-glaciaire (Iken and Bindenschadler, 1986). En début de saison chaude, le système de drainage n'est pas opérationnel et ne peut pas évacuer l'eau qui s'infiltre depuis la surface. La pression d'eau

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

sous glaciaire augmente et provoque une séparation basale. Après le jour 145, le système de drainage semble être suffisamment développé pour absorber et évacuer toute l'eau de fonte de surface, terminant ainsi la période d'accélération due à la séparation basale.

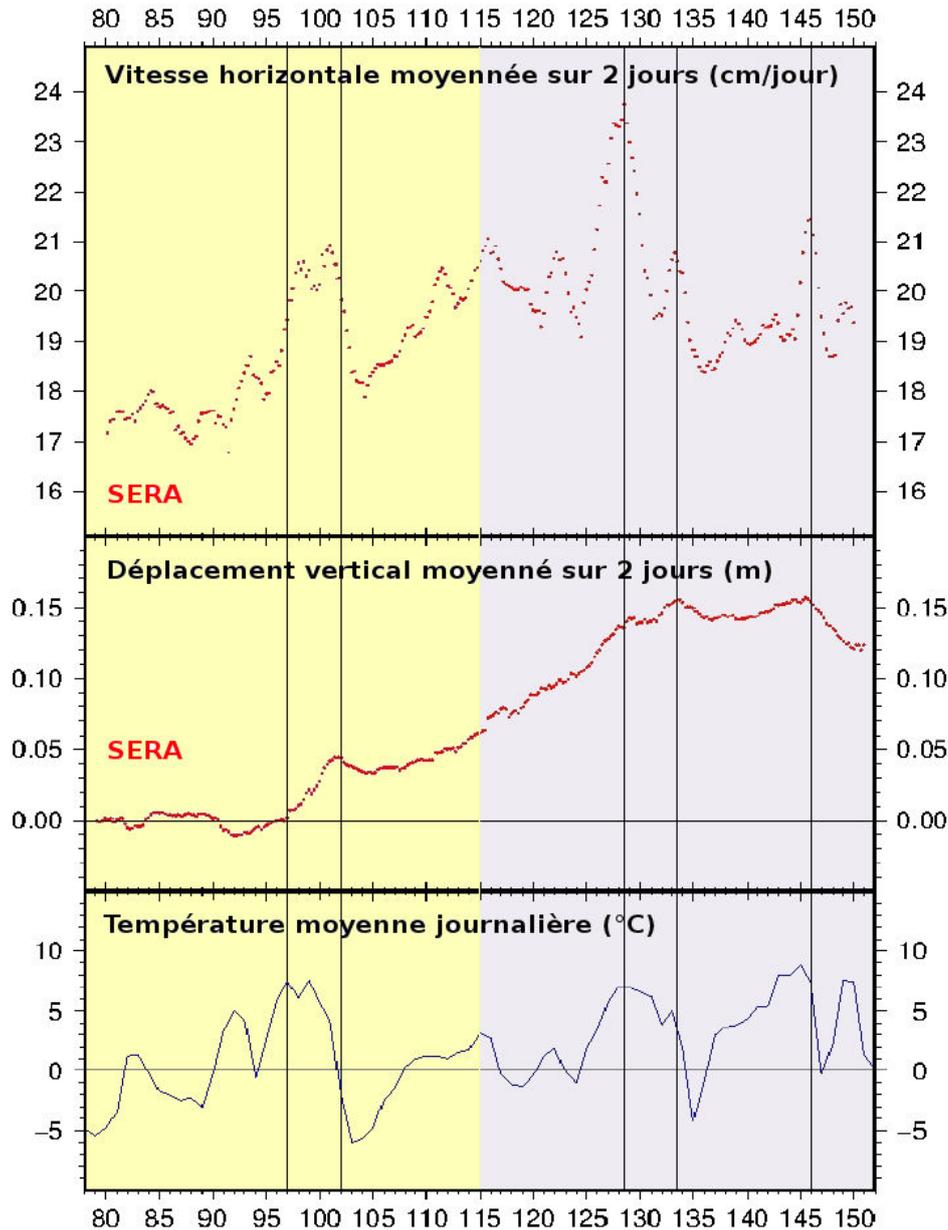


FIG. 4.23 – Vitesses horizontales et déplacements verticaux de la station SERA et température moyenne journalière pendant la période de surélévation de la surface du glacier d'Argentière au printemps 2011. Le jour julien 79 correspond au 20 mars 2011. La zone jaune correspond à la période où il y a un délai entre la température et la vitesse horizontale et la bleue à la période où ce délai a disparu. Les lignes verticales servent à mettre en évidence certains aspects discutés dans le texte.

Les observations des résultats en termes de vitesses horizontales et de déplacement vertical nous ont permis de mettre en évidence un comportement en *stick-slip* du déplacement journalier du glacier d'Argentière en août 2011. Sur de plus grandes échelles de temps, le glacier semble en constant amincissement, nous empêchant d'identifier le phénomène de séparation basale caractéristique des glaciers tempérés en saison de fonte. L'étude approfondie du déplacement de la station SERA au printemps 2011 nous a cependant permis de mettre en évidence ce phénomène et de suivre la mise en place d'un système de drainage à la base du glacier.

4.5 Conclusion

Les données GPS du glacier d'Argentière nous ont permis de valider l'utilisation d'une approche par positionnement statique pour suivre l'évolution d'un objet se déplaçant rapidement. En suivant les travaux de King (2004), nous avons examiné le taux de résolution d'ambiguïtés d'un positionnement statique par sessions de 6h et d'1h. Nous trouvons une dégradation de la résolution d'ambiguïtés lors du traitement par sessions d'1h. Dans ce cas le pourcentage de résolution se situe entre 0 et 100%, alors qu'il se situe entre 80 et 100% dans l'analyse par sessions de 6h. La différence entre les solutions à 1h et à 6h est au maximum de 7.1 cm/jour pour les vitesses horizontales et 3.1 cm pour les déplacements verticaux. A partir de l'analyse GPS haute fréquence, il est donc possible d'étudier les variations sub-diurnes de déplacement. Les variations de vitesses horizontales sont de l'ordre de 10 à 30 cm/jour et celles du déplacement vertical de l'ordre de 2 à 8 cm. Il est cependant nécessaire de prendre des précautions et de diminuer le poids des mauvaises solutions dans les résultats.

Le glacier d'Argentière est affecté par plusieurs régimes dynamiques se déroulant sur des échelles de temps différentes. Les résultats hautes fréquences des sessions d'1h nous ont permis de mettre en évidence un cycle journalier du déplacement pendant le mois d'août 2011. Nos résultats indiquent une corrélation entre le minimum de vitesse horizontale et le maximum de surélévation du déplacement vertical. Pour expliquer ces observations nous émettons l'hypothèse d'un mécanisme de *stick-slip* comme l'ont déjà suggéré Fischer (1997) pendant leur étude du glacier de Trapridge. L'accumulation et la relâche successives de contrainte horizontale locale provoquent un épaissement puis un amincissement de l'épaisseur de la glace, nous empêchant d'identifier un signal indiquant une séparation basale caractéristique des glaciers tempérés en période de fonte.

L'analyse des données par sessions de 6h des 5 années d'observations nous a permis d'obtenir la vitesse de fond hivernale qui est de 12.3 cm/jour pour la station ARGG et 17.7 cm/jour pour la station SERA. En été, des accélérations augmentant respectivement de 87% et 36% la vitesse de fond hivernale sont observées, sur des échelles de temps allant de 3 à 10 jours. Le tracé des trajectoires des stations a permis de mettre en évidence une constante subsidence de la surface du glacier, que nous interprétons comme de l'amincissement dû aux différentiels de vitesses entre les différentes parties du glacier. Il est possible qu'en été l'augmentation de cette subsidence soit liée à l'accélération de

4. Déplacement du glacier d'Argentière observé par GPS

la zone contenant les chutes de séracs. Le seul épisode de surélévation de la surface est observé au printemps 2011 à la station SERA. Un zoom sur cette période nous a permis de suivre l'évolution caractéristique de la mise en place d'un système de drainage sous-glaciaire.

Chapitre 5

Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar

5.1 Introduction

Les enjeux liés au suivi des glaciers tempérés sont multiples. Une meilleure connaissance des paramètres contrôlant les processus physiques des glaciers permet de contraindre et donc d'améliorer les modèles dynamiques de flux des glaciers (Bartholomew et al., 2010). Les glaciers étant des indicateurs locaux de l'état global du climat, suivre leur évolution permet de suivre les changements climatiques (Haeberli et al., 2007) et d'anticiper les impacts économiques de leur évolution, comme l'accès aux ressources en eau par exemple (Piao et al., 2010). Cependant, les conditions climatiques ainsi que les difficultés d'accessibilité des régions glaciaires limitent considérablement l'installation de matériels in situ stables. De nos jours, peu de glaciers sont équipés d'une instrumentation in situ (Redpath et al., 2013) et il y est difficile d'obtenir des jeux de données continus sur une longue durée (cf. section 4.2.2).

Les méthodes d'imagerie satellitaire sont une alternative à l'utilisation d'une instrumentation in situ (Gao and Liu, 2001; Paul et al., 2002). Elles ne demandent pas de maintenance de matériels dans des conditions difficiles et permettent en plus d'obtenir une couverture spatiale bien plus large. L'imagerie optique est une source d'informations permettant de déterminer un grand nombre de paramètres en glaciologie. Elle permet d'identifier la surface couverte par le glacier, la position du front glaciaire, la ligne d'équilibre d'un glacier tempéré, les changements d'élévation de surface, ainsi que le champ de déplacement de surface (Racoviteanu et al., 2008; Berthier et al., 2010). Ces paramètres permettent d'estimer l'évolution des glaciers en déduisant leur bilan de masse (Kääb, 2002; Berthier et al., 2004; Kääb, 2005). Cependant, plusieurs facteurs limitent l'utilisation de l'imagerie optique dans les conditions de haute montagne. Le traitement des données optiques ne fournit pas de résultat lorsqu'une couverture nuageuse est présente ou lorsque l'illumination solaire est insuffisante; or ces deux limitations sont souvent présentes dans les régions montagneuses ou polaires.

Pour estimer le déplacement de surface, qui est le paramètre qui nous intéresse dans le cadre de cette thèse, l'imagerie radar est la source d'informations la plus adéquate. En effet, elle n'est pas affectée par les facteurs météorologiques et permet dans les meilleures conditions d'obtenir des résultats d'une résolution inférieure à 1 m. Les deux méthodes d'imagerie radar sont l'InSAR et la corrélation d'amplitude. Les images utilisées dans ces travaux sont issues du satellite TerraSAR-X (TSX), possédant une répétitivité temporelle de 11 jours. Pendant cet intervalle de temps, le changement de l'état de surface du glacier d'Argentière est trop important pour conserver une cohérence assez haute pour utiliser l'InSAR. La méthode de corrélation d'amplitude est donc choisie pour le traitement des images TSX. Les résultats sont ensuite comparés aux résultats issus du traitement des données GPS des deux stations présentes sur le glacier (cf. section 4.1).

5.2 Jeux de données disponibles

5.2.1 Images TerraSAR-X

Pour mesurer le déplacement de surface du glacier d'Argentière par imagerie radar, 44 images TSX ont été acquises en 2009 et en 2011, en mode stripmap (SM). L'acquisition en mode SM, simple polarisation, permet d'obtenir des images couvrant une grande surface de 30 km en range (la direction perpendiculaire à l'orbite du satellite) et de 50 km en azimuth (la direction parallèle à l'orbite du satellite), tout en gardant une résolution inférieure à 3 m. La figure 5.1 montre la surface couverte par les images acquises en orbite ascendante (cadre violet) et descendante (cadre rouge). Seules les 8 premières images de 2009 sont acquises en double polarisation (HH,HV); toutes les autres sont en simple polarisation (HH) (tableau 5.1).

En 2009, nous disposons de 13 images en orbite ascendante et 15 en orbite descendante et en 2011 de 13 images en orbite ascendante et 3 images en orbite descendante (figure 5.2 et tableau 5.1). Respectivement cela revient à 11 et 12 paires d'images à 11 jours d'intervalle en 2009 et 11 et 2 paires d'images à 11 jours d'intervalle en 2011. L'inversion 3D est possible en 2009 à partir de 5 paires d'images descendantes à 11 jours, chacune suivie 2 jours plus tard par une paire d'images à 11 jours ascendantes. En 2011, l'inversion 3D est possible à partir d'une paire d'images à 22 jours descendantes, suivie 2 jours plus tard par une paire d'images à 22 jours ascendantes.

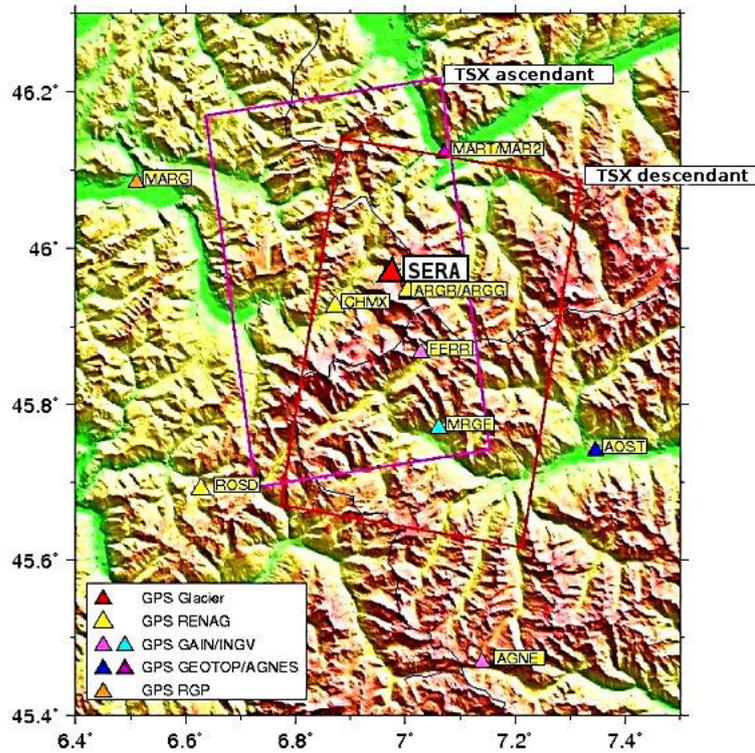


FIG. 5.1 – Surface couverte par les images TSX en ascendant (cadre violet) et en descendant (cadre rouge). Les triangles représentent les stations GPS les plus proches de la zone étudiée, utilisées lors du traitement des données. Le triangle rouge montre l'emplacement de la station SERA, servant de vérité terrain dans cette étude.

Periodes	Nb image	Nb paire	Orbite	Résolution (m)	
				Range	Azimut
2009/01/06-2009/03/29	8	7	desc.	0.91	2.44
2009/05/29-2009/08/25	7	5	desc.	1.36	2.05
2009/05/31-2009/10/21	13	11	asc.	1.36	1.95
2011/05/05-2011/09/25	13	12	asc.	1.36	1.95
2011/09/01-2011/09/23	3	3	desc.	1.36	2.05

TAB. 5.1 – Disponibilité des images TSX, nombre de paires traitées et caractéristiques des images.

La chaîne de traitement des images TSX, utilisée dans ces travaux, est décrite en section 3.4. Les résultats sont des déplacements sur des intervalles de temps de 11 ou 22 jours. Pour avoir le déplacement correspondant sur 1 jour, nous les avons normalisés, c'est pourquoi dans la suite de cette thèse l'unité utilisée est le cm/jour.

5.2.2 Résultats GPS en géométrie radar

Les données GPS utilisées sont celles des stations ancrées sur le glacier, présentées en section 4.1. Seule la station SERA installée dans la partie basse du glacier à 2440 m d'altitude est utilisée dans cette étude. Dans la partie haute du glacier où la station ARGG est implantée, le manque de texture de surface du glacier empêche la corrélation d'amplitude des images SAR et ainsi d'effectuer des calculs de déplacement. Aucune comparaison entre les deux jeux de données GPS et SAR n'a été possible. La validation des résultats TSX est donc effectuée à l'emplacement de SERA, lorsque les données ascendantes et descendantes du satellite et les données GPS sont disponibles aux mêmes dates, en 2009 et 2011 (figure 5.2).

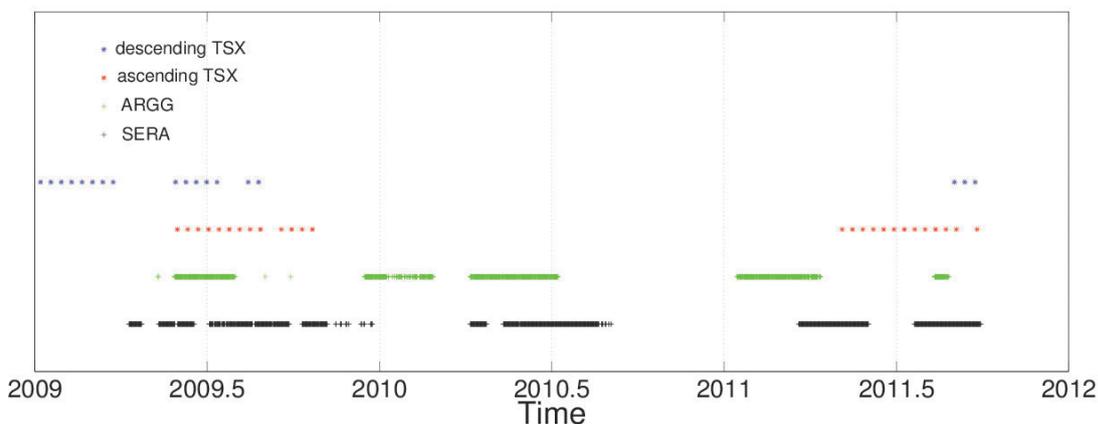


FIG. 5.2 – Disponibilité des données GPS des stations SERA (croix noires) et ARGG (croix vertes) et des images TSX ascendantes (étoiles rouges) et descendantes (étoiles bleues).

Le traitement GPS est celui décrit en section 2.3.4, par sessions de 6 heures. Afin d'être comparable aux résultats SAR, les déplacements sont calculés sur 11 jours. Une position moyenne est calculée sur les 4 sessions d'une journée, puis une autre position moyenne 11 jours plus tard. La différence entre les deux moyennes est ensuite normalisée par 11 jours afin d'obtenir des cm/jour. Pour avoir un déplacement tous les jours, ce calcul est effectué dans une fenêtre glissante de 11 jours incrémentée chaque fois de 1 jour. Comme nous l'avons vu précédemment (cf. section 4.2), les séries temporelles de positions sont segmentées et des décalages dus aux manipulations des stations GPS existent. L'identification de ces décalages a permis de ne pas calculer de déplacement entre deux segments séparés par un saut contenant un artefact lié à la ré-installation des stations.

Pour déterminer l'erreur commise lors du calcul du déplacement GPS sur 11 jours en moyennant les positions de 4 sessions, les valeurs moyennes des écarts types des déplacements vers le nord (V_n), l'est (V_e) et la verticale (V_u) sont déterminées. La moyenne de l'écart type de V_n vaut 2.2 mm, 2.9 mm pour V_e et 1.1 mm pour V_u . Pour le déplacement

total par jour :

$$V_{tot} = \frac{\sqrt{V_n^2 + V_e^2 + V_u^2}}{11} \quad (5.1)$$

alors, l'erreur maximale commise est de 1 mm/jour. Cette erreur étant très petite, elle ne sera pas représentée sur les graphiques des séries temporelles de déplacement par la suite.

Pour comparer les résultats GPS avec les résultats SAR en 2 dimensions, les déplacements GPS sont projetés dans les géométries radar 2D. Les équations 5.2 et 5.3 représentent les projections à appliquer pour obtenir les déplacements GPS selon les 2 directions SAR, LOS (range) et azimuth, en configuration ascendante. Les équations 5.4 et 5.5 représentent la même chose pour la configuration descendante.

$$V_{GPS \rightarrow SAR}^{Asc, LOS} = \sin(\theta_1) \cos(\alpha) V_e + \sin(\theta_1) \sin(\alpha) V_n - \cos(\theta_1) V_u \quad (5.2)$$

$$V_{GPS \rightarrow SAR}^{Asc, Az.} = -\sin(\alpha) V_e + \cos(\alpha) V_n \quad (5.3)$$

$$V_{GPS \rightarrow SAR}^{Des, LOS} = -\sin(\theta_2) \cos(\alpha) V_e + \sin(\theta_2) \sin(\alpha) V_n - \cos(\theta_2) V_u \quad (5.4)$$

$$V_{GPS \rightarrow SAR}^{Des, Az.} = -\sin(\alpha) V_e - \cos(\alpha) V_n \quad (5.5)$$

où θ_1 et θ_2 sont les angles d'incidence du satellite TSX dans le cas ascendant et descendant et sont respectivement égaux à 45° et 37° . V_n , V_e et V_u sont les composantes du déplacement des mesures GPS. Les équations sont écrites de telle sorte à utiliser l'angle azimuthal : $\alpha = 9^\circ$, dans le cas ascendant et descendant.

Les données traitées et rendues comparables sont à présent prêtes à être exploitées.

5.3 Mesures de déplacement 2D

Dans cette section, les résultats de mesure de déplacement 2D issus de l'analyse des images TSX sont présentés et comparés avec ceux de l'analyse GPS projetés dans la géométrie 2D SAR ascendante et descendante.

5.3.1 Résolution spatiale

Les images TSX couvrent une large surface et permettent d'obtenir des résultats d'une grande résolution spatiale. Les figures 5.3 et 5.4 sont les images d'amplitudes en géométrie ascendante et descendante extraites des images SAR complexes du 25 septembre 2011 et du 12 septembre 2011. En faisant un zoom sur le glacier d'Argentière (figures 5.5 et 5.6), nous constatons visuellement que l'amplitude varie en fonction de l'état de surface du glacier, c'est la raison pour laquelle nous pouvons voir les différences entre les zones lisses et les zones texturées. Les crevasses et les zones de chutes de seracs apparaissent clairement dans la partie basse du glacier. Le glacier d'Argentière est plus visible sur la

5. Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar

figure 5.6 car sa direction moyenne d'écoulement est quasiment dans la ligne de visée du satellite lorsque celui-ci est en passe descendante.

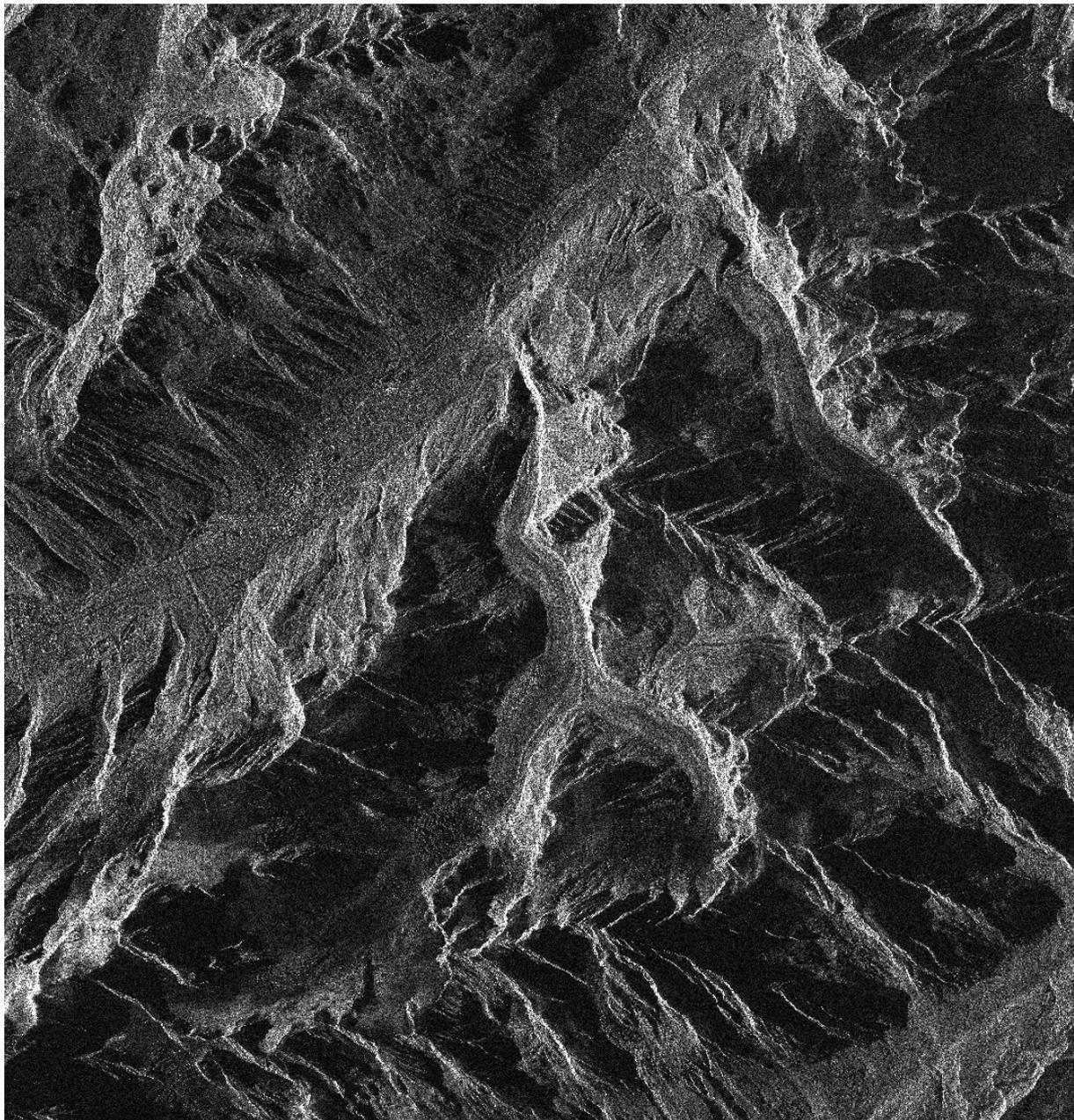


FIG. 5.3 – Amplitude de l'image TSX acquise en passe ascendante le 25/09/2011 (10477×9559 pixels).

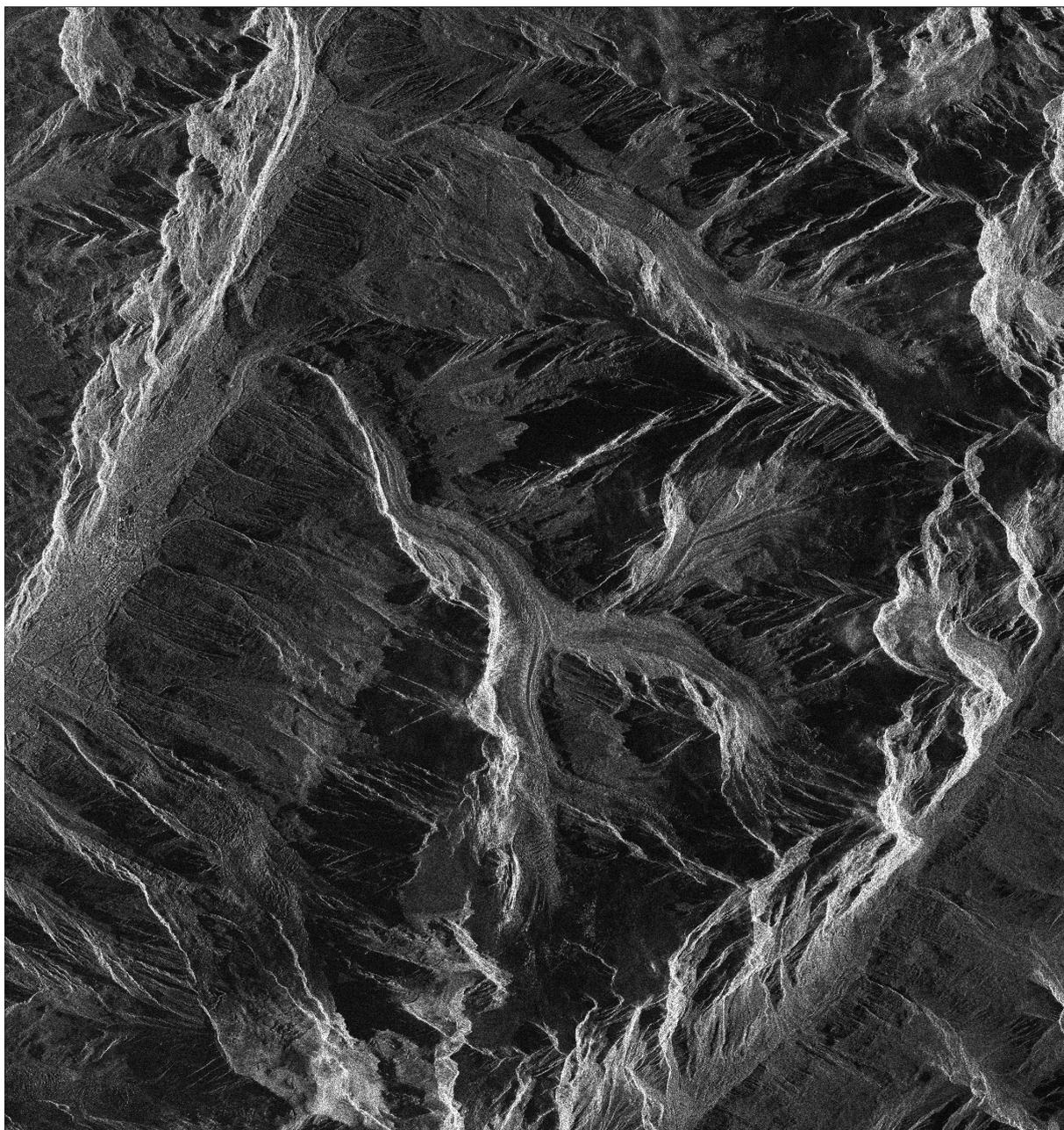


FIG. 5.4 – Amplitude de l'image TSX acquise en passe descendante le 12/09/2011 (8604×9182 pixels).



FIG. 5.5 – Zoom sur le glacier d'Argentière, image TSX ascendante du 25/09/2011.

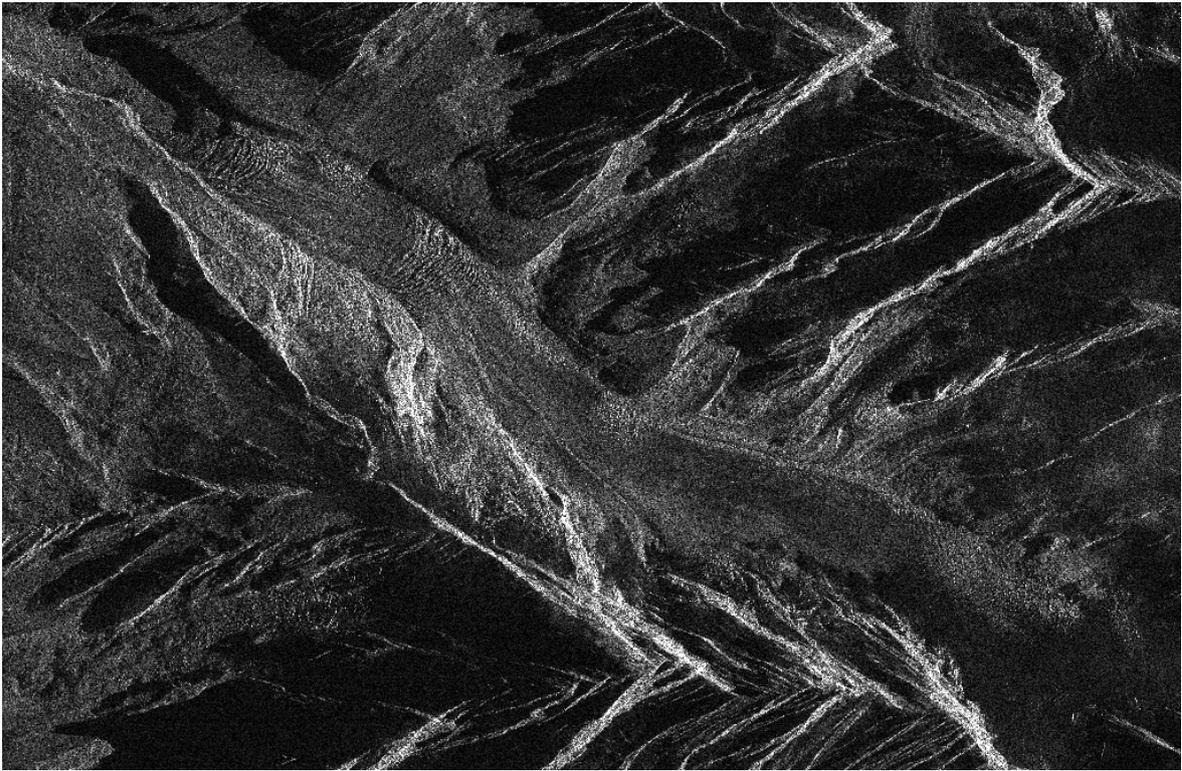


FIG. 5.6 – Zoom sur le glacier d’Argentière, image TSX descendante du 12/09/2011.

La réussite de la méthode de corrélation d’amplitude repose sur deux critères dépendant de l’état de surface du glacier :

1. la surface doit être texturée, c’est à dire posséder des structures telles que des crevasses, des séracs ou un couvert détritique suffisant pour que l’amplitude ne soit pas constante.
2. si la surface est lisse, un objet stable doit servir de point brillant (bloc rocheux, coin réflecteur).

La figure 5.7 présente le champ de déplacement 2D obtenu entre les images du 01/09/2011 et du 12/09/2011, acquises en géométrie descendante. Les résultats indiquent des déplacements compris entre 0 et 2.80 m/jour. Ces énormes valeurs le plus souvent situées dans la partie haute du glacier sont en réalité aberrantes. Elles peuvent être écartées grâce aux faibles valeurs (inférieures à 0.2) du pic de similarité associé (figure 5.8) (cf. section 3.4.1). Ces erreurs sont provoquées par un mauvais appariement des pixels lors du traitement, dû à la faible quantité voire à l’absence de texture. Les zones crevassees ou présentant des chutes de séracs dans la partie basse du glacier fournissent des résultats cohérents.

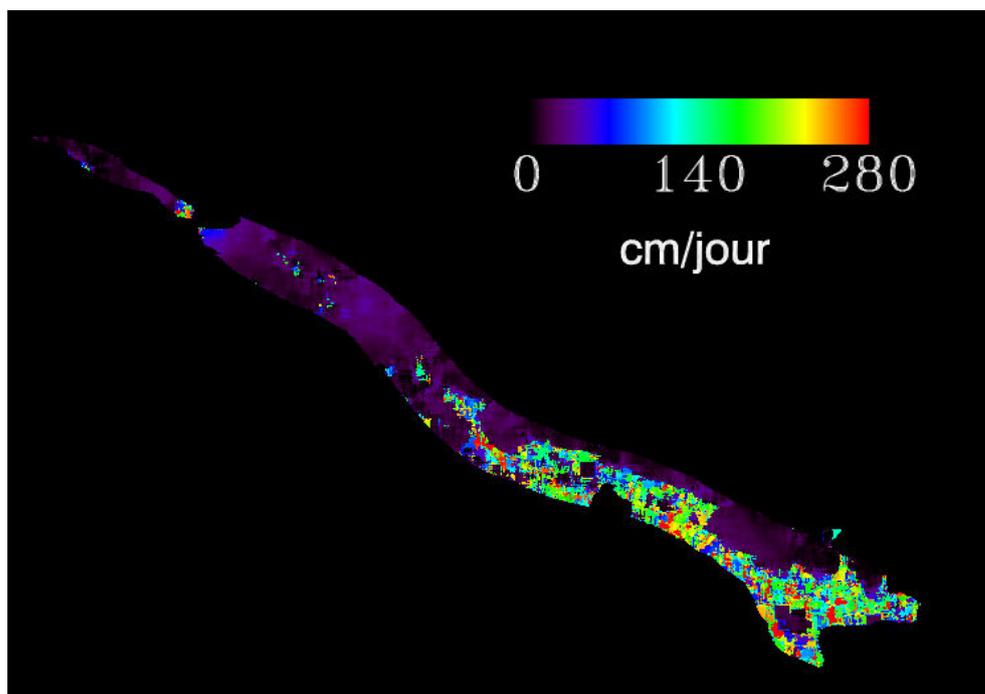


FIG. 5.7 – Champ de déplacement 2D entre les images du 01/09/2011 et du 12/09/2011.

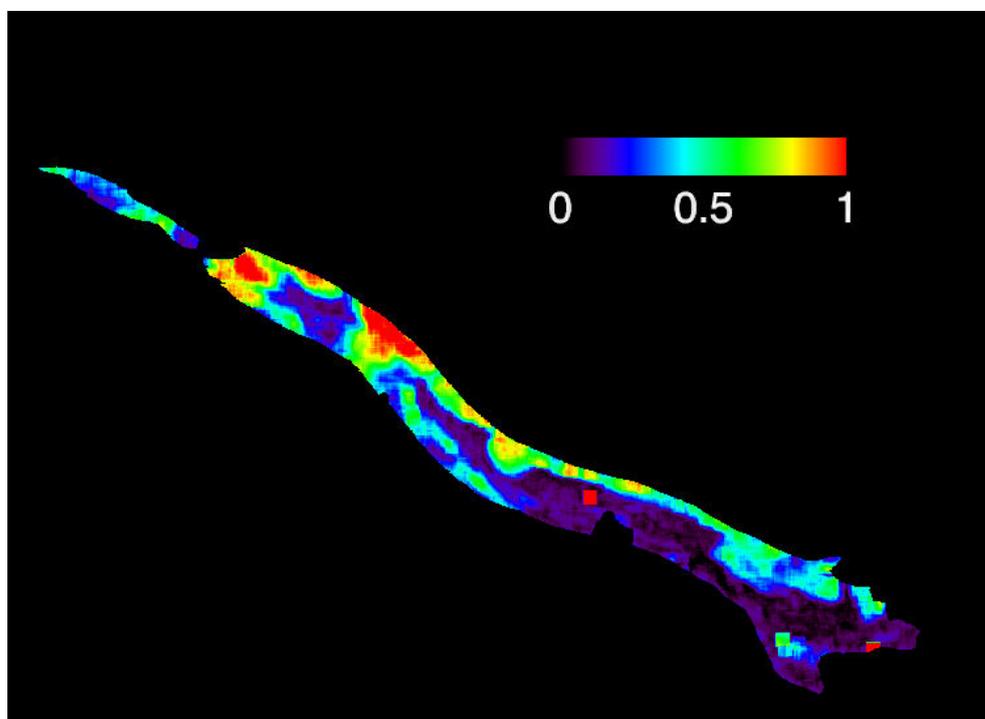


FIG. 5.8 – Pic de similarité associé au champ de déplacement 2D du 01/09/2011-12/09/2011.

5.3.2 Variabilité spatiale

La partie haute du glacier ne permettant pas à la corrélation d'amplitude de fournir de bons résultats, nous nous concentrons sur la partie basse du glacier d'Argentière. La figure 5.10 représente un zoom sur la partie concernée. Elle présente les images en amplitude, les champs de déplacement 2D ainsi que leur pic de similarité pour deux paires d'images acquises en août 2009. Les figures 5.10(a), 5.10(c) et 5.10(e) représentent la configuration ascendante et montrent les résultats entre les images du 16/08/2009 et du 27/08/2009, alors que les figures 5.10(b), 5.10(d) et 5.10(f) montrent les résultats des images du 14/08/2009 et du 25/08/2009, acquises en passe descendante. Les déplacements trouvés se situent entre 0 et 1.50 m/jour. Les grandes valeurs sont aberrantes et associées à de faibles valeurs du pic de similarité.

Afin de déterminer la variabilité spatiale du glacier d'Argentière, des profils longitudinaux sont extraits des champs de déplacement 2D. Ces profils sont représentés sur les figures 5.10(a) et 5.10(b). Ils sont réalisés dans les zones où la confiance dans le résultat est maximum, c'est-à-dire où le pic de similarité possède les plus grandes valeurs (zones rouges des figures 5.10(e) et 5.10(f)).

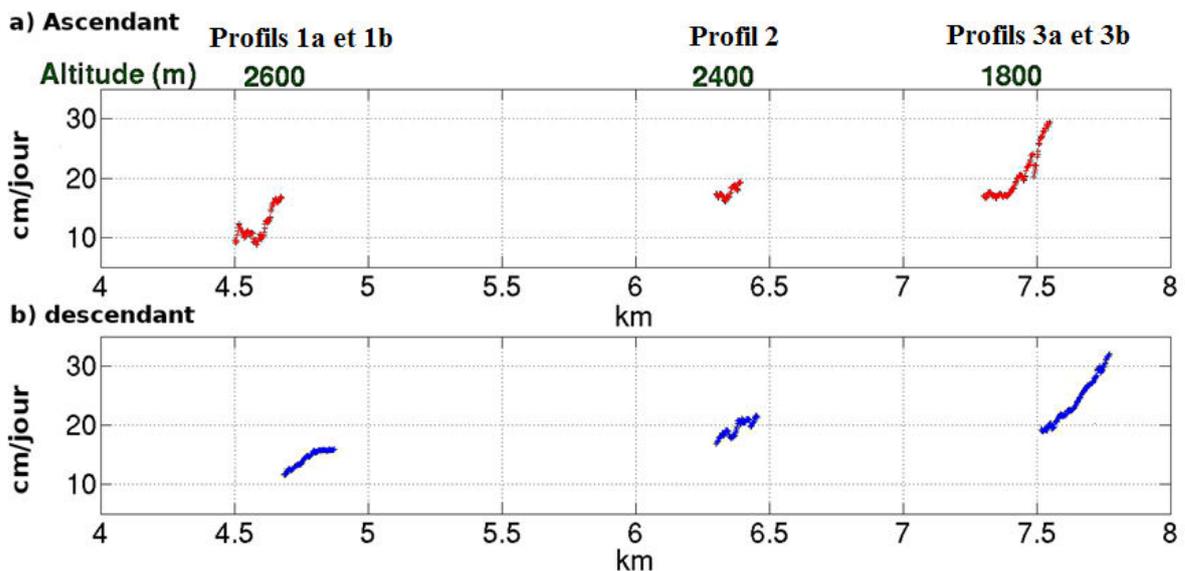


FIG. 5.9 – Profils longitudinaux le long du glacier d'Argentière extraits des champs de déplacement 2D des paires d'images du 16/08/2009-27/08/2009 et du 14/08/2009-25/08/2009. L'axe des abscisses représente la distance à partir de la partie la plus haute du glacier.

A partir des profils, l'accélération spatiale du glacier peut être observée, la partie haute présente de faibles déplacements d'environ 10 cm/jour, le mouvement s'accélère au fur et à mesure que l'altitude baisse et atteint 30 cm/jour dans les parties les plus basses.

5. Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar

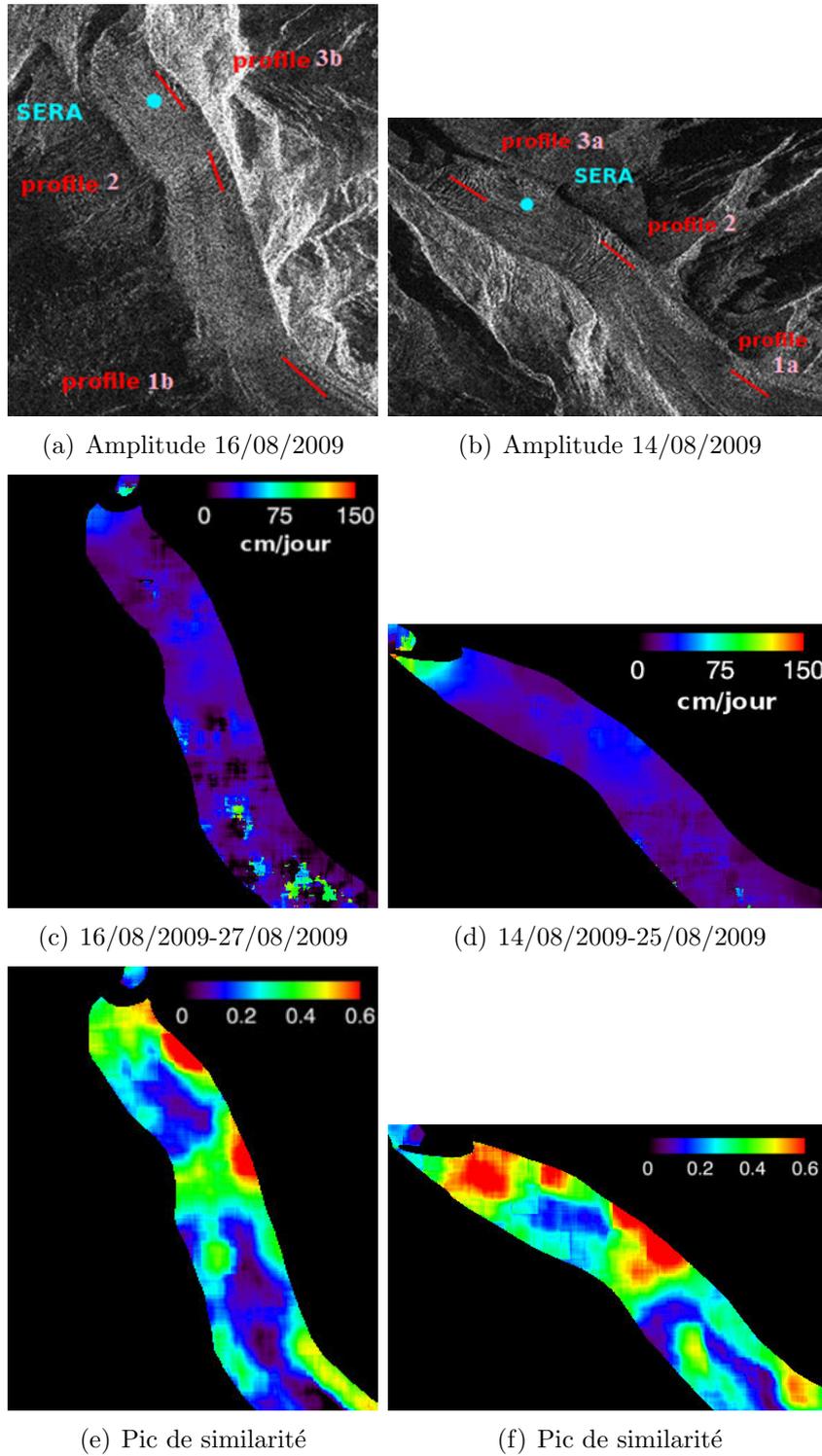


FIG. 5.10 – Image d’amplitude du glacier d’Argentière dans les passes ascendantes (figure 5.10(a)) et descendantes (figure 5.10(b)); champs de déplacement 2D issu de la corrélation d’amplitude (figures 5.10(c) et 5.10(d)) et leur pic de similarité (figures 5.10(e) et 5.10(f)).

5.3.3 Variabilité temporelle et comparaison avec le GPS

Pour identifier la variabilité temporelle du déplacement du glacier et comparer les résultats issus du traitement SAR et les résultats GPS, les valeurs de déplacement sont extraites de chaque champ de déplacement SAR à proximité de la station. Les résultats n'étant pas toujours disponibles au pixel correspondant à la localisation de la station SERA, la valeur modale du déplacement d'une petite région autour de la station GPS est utilisée. Cette étape est réalisée sous le logiciel ENVI. Un ROI (region of interest) est défini autour de la station SERA, puis les statistiques sur les valeurs de déplacement contenues dans le ROI sont calculées. Les valeurs de déplacement utilisées dans cette thèse correspondent donc aux valeurs modales des histogrammes représentant la distribution du déplacement dans le ROI. Les barres d'incertitude associées à chaque déplacement et représentées sur les figures 5.11(a), 5.11(b) et 5.18 sont les écarts-types des valeurs de déplacement contenues dans les ROI par rapport à la moyenne.

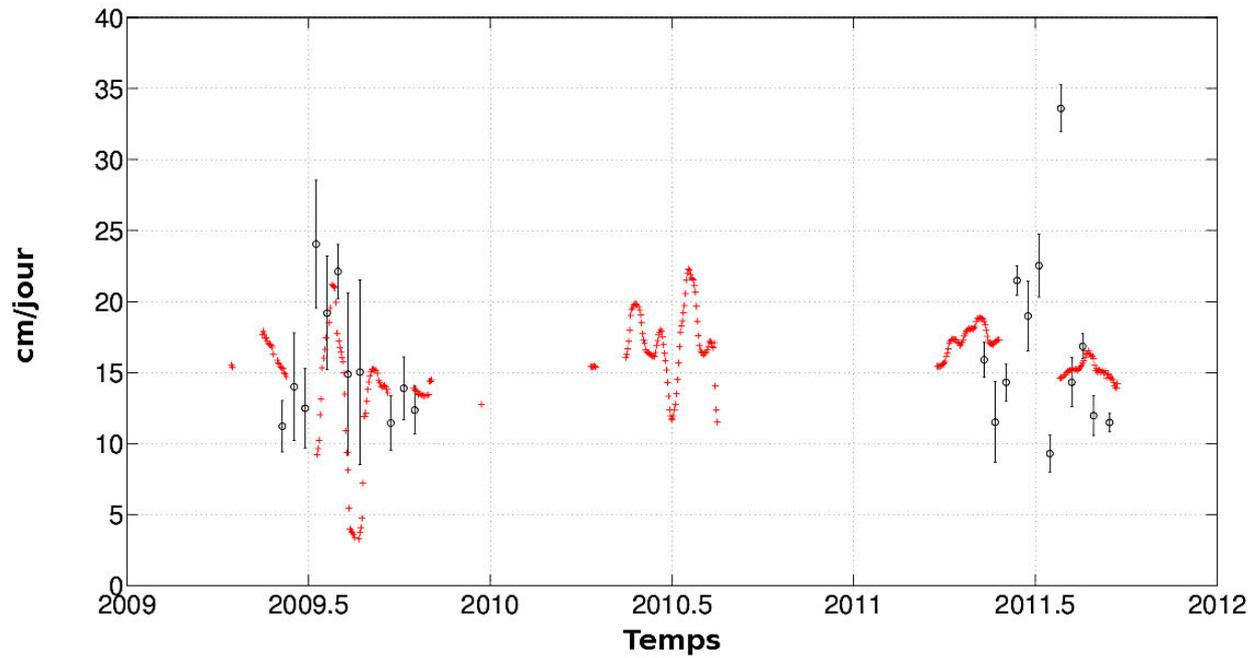
En 2D, ces résultats sont représentés par les cercles noirs sur la figure 5.11. Les croix rouges représentent les résultats GPS projetés en géométrie radar ascendante et descendante. Au niveau de l'évolution temporelle, une variabilité saisonnière était attendue, avec des déplacements faibles en hiver, lorsque la température est froide et que les précipitations tombent sous forme de neige et avec des accélérations aux printemps et en été lorsque la température augmente et que la glace fond. Les résultats SAR suivent plus ou moins cette interprétation. Cependant, les résultats GPS montrent une forte variabilité intra-saisonnière pouvant atteindre jusqu'à 15 cm/jour d'amplitude (été 2009) sur moins d'un mois, les variations de déplacement les plus rapides ayant lieu en août. Pendant la saison estivale, la température moyenne est positive et les précipitations tombent sous forme de pluie. Ces deux facteurs contribuent fortement à la fonte de la glace (Anderson et al., 2010). Pour expliquer ces fortes variations du déplacement sur des intervalles courts, une hypothèse possible est que pendant les épisodes de fonte importante dues à une période de forte chaleur ou de forte précipitation, un volume suffisamment grand d'eau est créé pour être drainé jusqu'à l'interface glace/lit rocheux. Sous l'effet lubrifiant de l'eau à cette interface, le glissement basal augmente entraînant des accélérations du déplacement de surface du glacier (Nienow et al., 2005; Shepherd et al., 2009; Andersen et al., 2010).

Au niveau de la comparaison entre les deux jeux de données, nous mesurons l'écart en calculant la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMS) entre la magnitude des résultats GPS et celle des résultats issus des champs de déplacement 2D SAR (équation 5.6) :

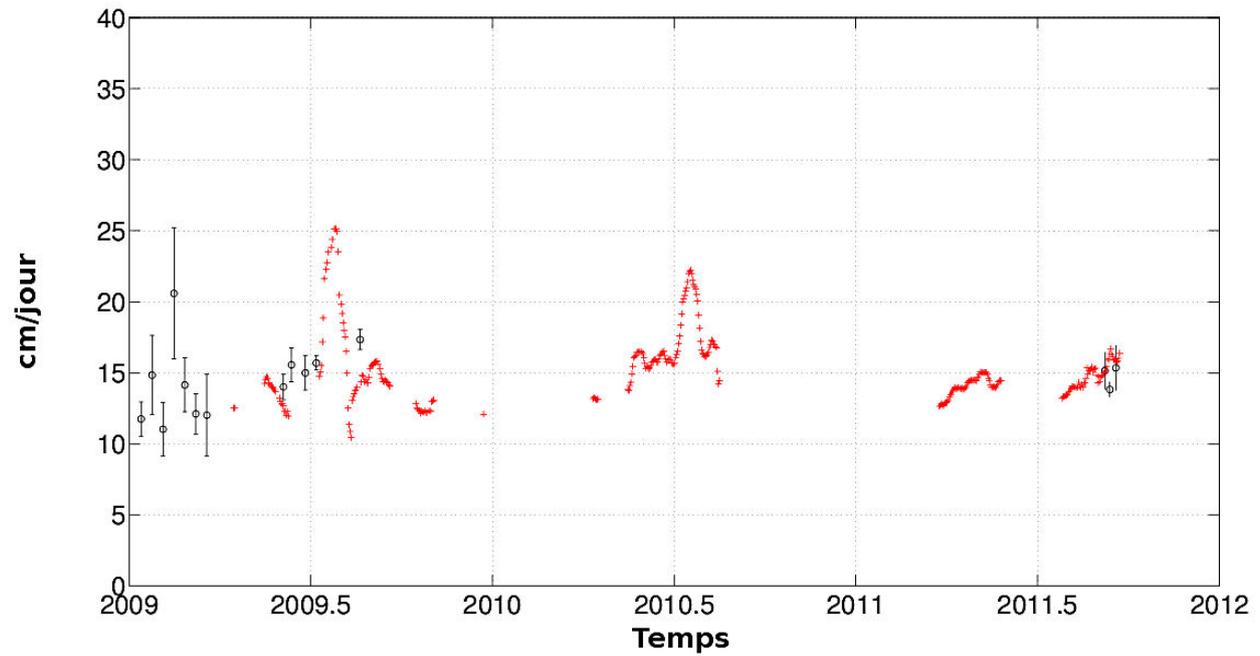
$$RMS_1 = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_{GPS}^i - V_{SAR}^i)^2} \quad (5.6)$$

où N est le nombre de résultats à comparer, V_{GPS}^i le module du déplacement GPS et V_{SAR}^i celui extrait du champ de déplacement SAR sur le couple i . Les erreurs obtenues sont de 6.7cm/jour pour les résultats en géométrie ascendante, 2.1 cm/jour pour les résultats en géométrie descendante et 5.8 cm/jour sur l'ensemble des données.

5. Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar



(a) Géométrie ascendante



(b) Géométrie descendante

FIG. 5.11 – Séries temporelles de déplacement 2D obtenues par corrélation d'amplitude de paires d'images acquises à 11 jours d'intervalle et barres d'incertitude associées (cercles noirs) dans le cas ascendant et descendant ; séries temporelles de déplacements GPS projetés dans les géométries SAR 2D (croix rouges).

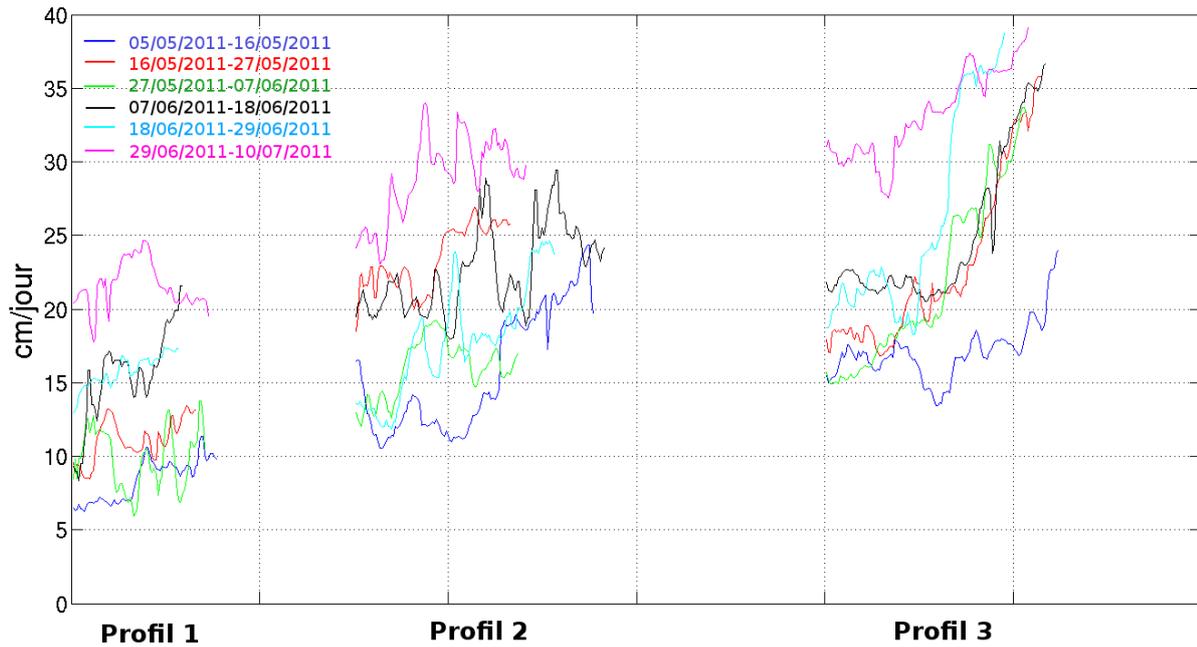
Une analyse semblable avait été réalisée dans les travaux de Fallourd (2012). Il avait comparé les résultats de valeur de champ de déplacement 2D SAR avec 5 résultats GPS de la station SERA en 2009. Le RMS obtenu était de 7.2 cm/jour pour l'ensemble des données et de 6 cm/jour pour la géométrie descendante. Les 5 résultats GPS proviennent de la période où la station SERA était installée sur un rocher. La station devenait instable en été lorsque la glace sous le rocher fondait. Elle enregistrait en plus du mouvement du glacier, une composante due au mouvement propre au rocher. Dans notre analyse nous prenons en compte un nombre de données plus important ainsi que les périodes où la station SERA est installée sur un mât, donc lorsqu'elle est plus stable. Ces différences sont sans doute à l'origine de l'amélioration de nos résultats.

Afin d'estimer l'évolution du champ de déplacement 2D au cours de la saison estivale le long du glacier, nous avons réalisé une série de profils longitudinaux à travers les champs de déplacement des paires d'images TSX acquises en passe ascendante en 2011 (figures 5.12(a) et 5.12(b)). Les profils sont situés aux mêmes endroits que ceux représentés sur la figures 5.10(a). Par souci de visibilité, la position des profils suivant l'axe des abscisses représentant la distance à partir du haut du glacier n'est pas respectée.

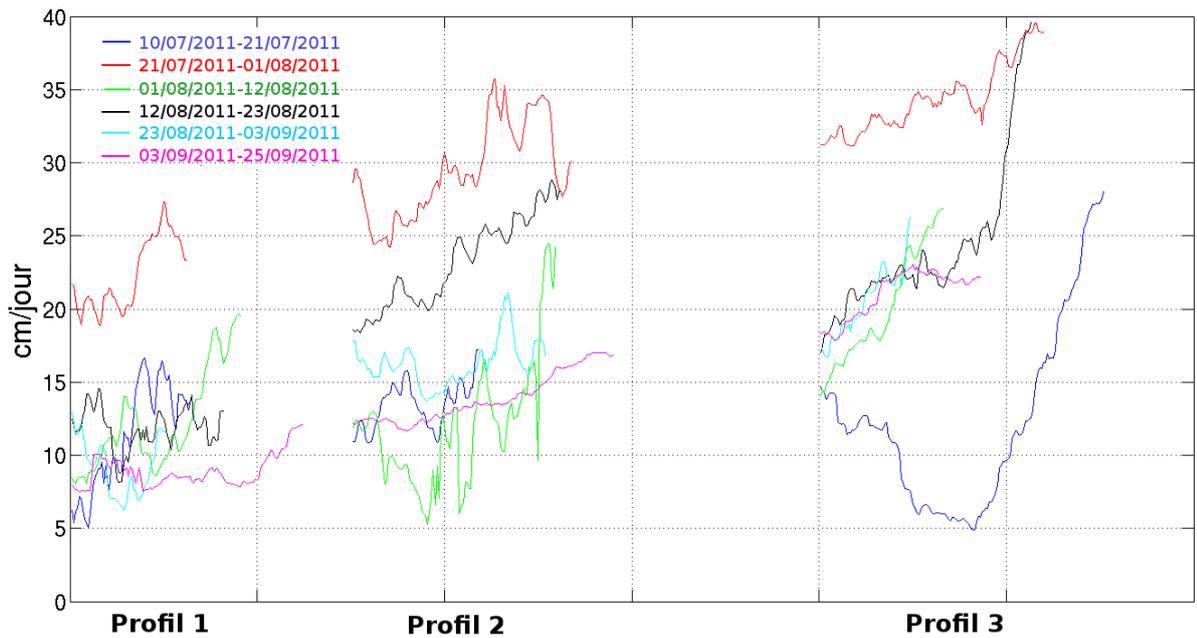
Comme sur la figure 5.11(a), les résultats indiquent que le déplacement n'augmente pas de façon continue au cours de l'été. La forte variabilité du déplacement en juillet 2011 (2011.5 en année décimale de la figure 5.11(a)) à proximité de la station SERA affecte l'ensemble du glacier. En effet, les profils extraits du champ de déplacement du 29/06/2011-10/07/2011 de la figure 5.12(a) ont des valeurs de déplacement variant de 18 cm/jour à 38 cm/jour. Ces valeurs diminuent ensuite et varient de 5 cm/jour à 27 cm/jour de haut en bas du glacier (profils du 10/07/2011-21/07/2011 de la figure 5.12(b)). Enfin, le déplacement accélère rapidement pour atteindre des valeurs comprises entre 20 cm/jour et 40 cm/jour pendant la période du 21/07/2011-01/08/2011. La variabilité du déplacement issu des résultats SAR à l'emplacement de SERA correspond au GPS, la variabilité sur l'ensemble des profils ne semble donc pas aberrante et peut correspondre à des surges glaciaires.

Nous pouvons conclure de cette partie qu'une bonne corrélation est observée entre les jeux de données GPS et SAR en 2 dimensions. Les champs de déplacement SAR permettent d'obtenir une bonne résolution spatiale et de suivre l'évolution du déplacement de surface le long du glacier. Au niveau temporel, les variations globales du déplacement peuvent être suivies et sont comparables à celles du GPS. Le désavantage du radar est que les variations à court terme ne sont pas visibles. Pour mettre en évidence la variabilité intra-saisonnière, les résultats GPS sont nécessaires. Ils nous permettent aussi de valider la cohérence des résultats de notre traitement en imagerie radar lorsque les deux sources de données sont disponibles en même temps. Un travail similaire est à présent nécessaire, pour valider nos résultats en 3 dimensions.

5. Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar



(a)



(b)

FIG. 5.12 – Evolution des profils longitudinaux le long du glacier d'Argentière, extraits des champs de déplacement 2D des paires d'images acquises en passe ascendante.

5.4 Mesures de déplacement 3D

5.4.1 Variabilité spatiale

L'obtention d'un champ de déplacement 3D est possible lorsqu'une paire d'images en ascendant et une paire d'images en descendant sont acquises sur le même intervalle de temps. Cependant, les paires d'images utilisées dans ces travaux ne sont pas acquises exactement en même temps. Les images en descendant sont acquises 2 jours avant celles en ascendant. Les paires d'images ne possèdent donc que 9 jours en commun. Pour justifier notre inversion sur 11 jours, l'incertitude entre un déplacement sur 11 jours et ce même déplacement décalé de 2 jours est estimée grâce aux données GPS. Le RMS obtenu de 0.4 cm/jour étant une valeur négligeable, l'inversion 3D sur 11 jours est appliquée pour 5 couples de paires d'images en 2009 et 1 couple de paires d'images en 2011.

Les figures 5.13 et 5.14 sont deux exemples de champ de déplacement 3D en 2009 et 2011, des principaux glaciers du massif Mont-Blanc couverts par les images TSX. Le champ de déplacement de 2009 provient des travaux de Fallourd (2012), il résulte des 2 paires d'images 14/08/2009-25/08/2009 et 16/08/2009-27/08/2009 (paires étudiées en 2D dans la section 5.3.2). Les déplacements varient entre 0 et 1.80 m/jour. Le champ de déplacement 3D de 2011 a été obtenu dans le cadre de cette thèse, il résulte des paires d'images traitées sur un intervalle de 22 jours : 01/09/2011-23/09/2011 et 03/09/2011-25/09/2011. Les déplacements varient entre 0 et 1.50 m/jour. Les deux paires d'images de 2009 et les deux paires d'images de 2011 ont suivi exactement la même chaîne de traitement ; la corrélation d'amplitude a été réalisée en utilisant une taille de fenêtre de recherche Ω_m de 101×101 pixels.

Les déplacements les plus rapides ont lieu sur la Mer de glace et les Bossons. Ces régions d'accélération ont déjà été observées par le passé et correspondent à des zones de rupture de pente abrupte du glacier (Berthier et al., 2005; Fallourd et al., 2011). Les zones où la corrélation d'amplitude ne fonctionne pas étant masquées, ces figures illustrent la couverture spatiale obtenue par cette méthode de corrélation d'amplitude en imagerie radar sur ces glaciers du massif du Mont-Blanc. Les parties les plus hautes des glaciers ne possédant pas de texture n'ont pas de résultats. La Mer de glace et les Bossons possédant beaucoup de crevasses, de séracs et des parties couvertes de débris rocheux fournissent un large champ de déplacement 3D. Le glacier d'Argentière étant assez lisse et dénué de débris, ne permet d'obtenir des résultats que dans la partie basse dans les zones crevassées et sur les chutes de séracs.

5. Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar

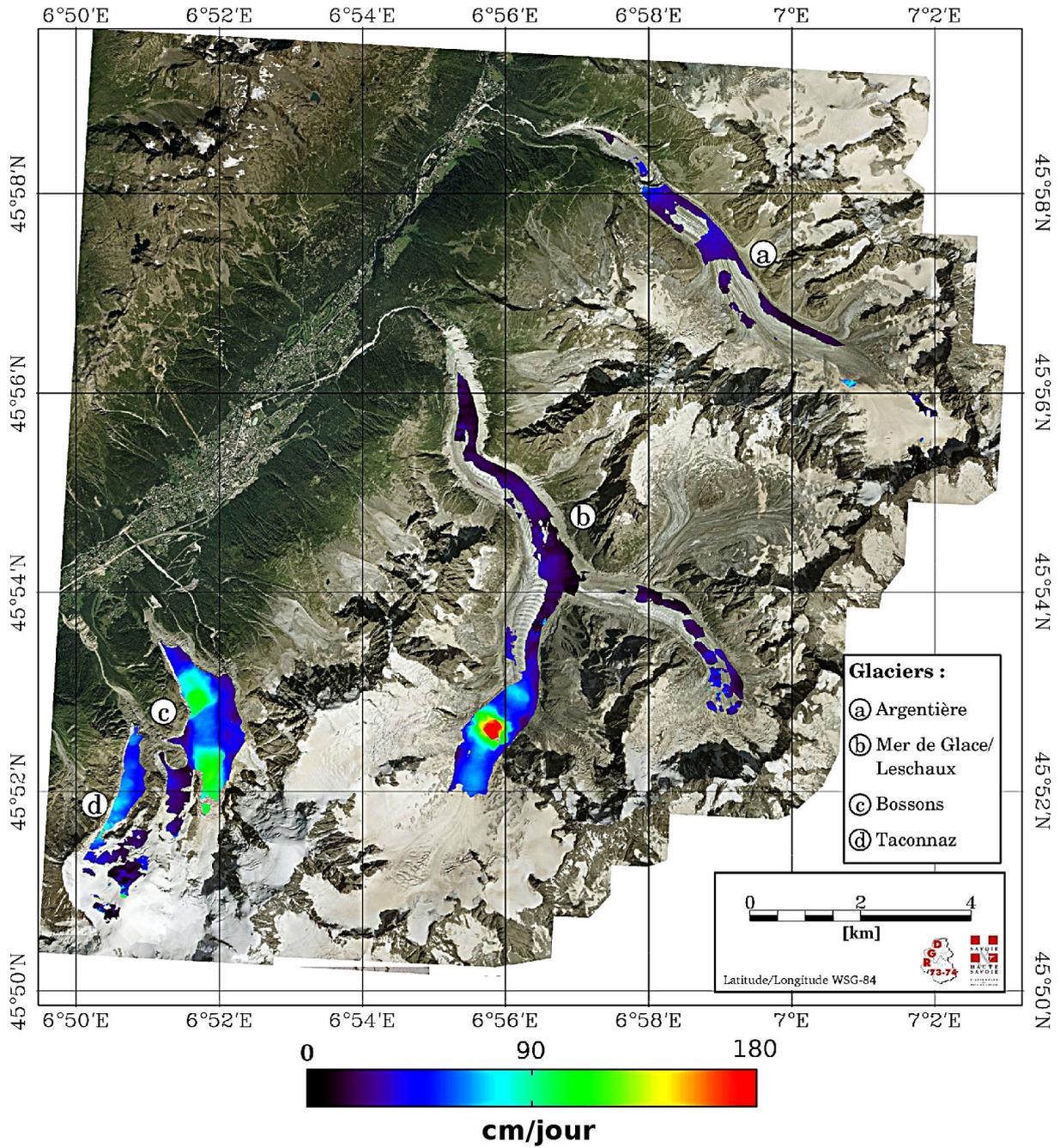


FIG. 5.13 – Magnitude du champ de déplacement 3D entre le 14/08/2009 et le 27/08/2009, d'après Fallourd (2012).

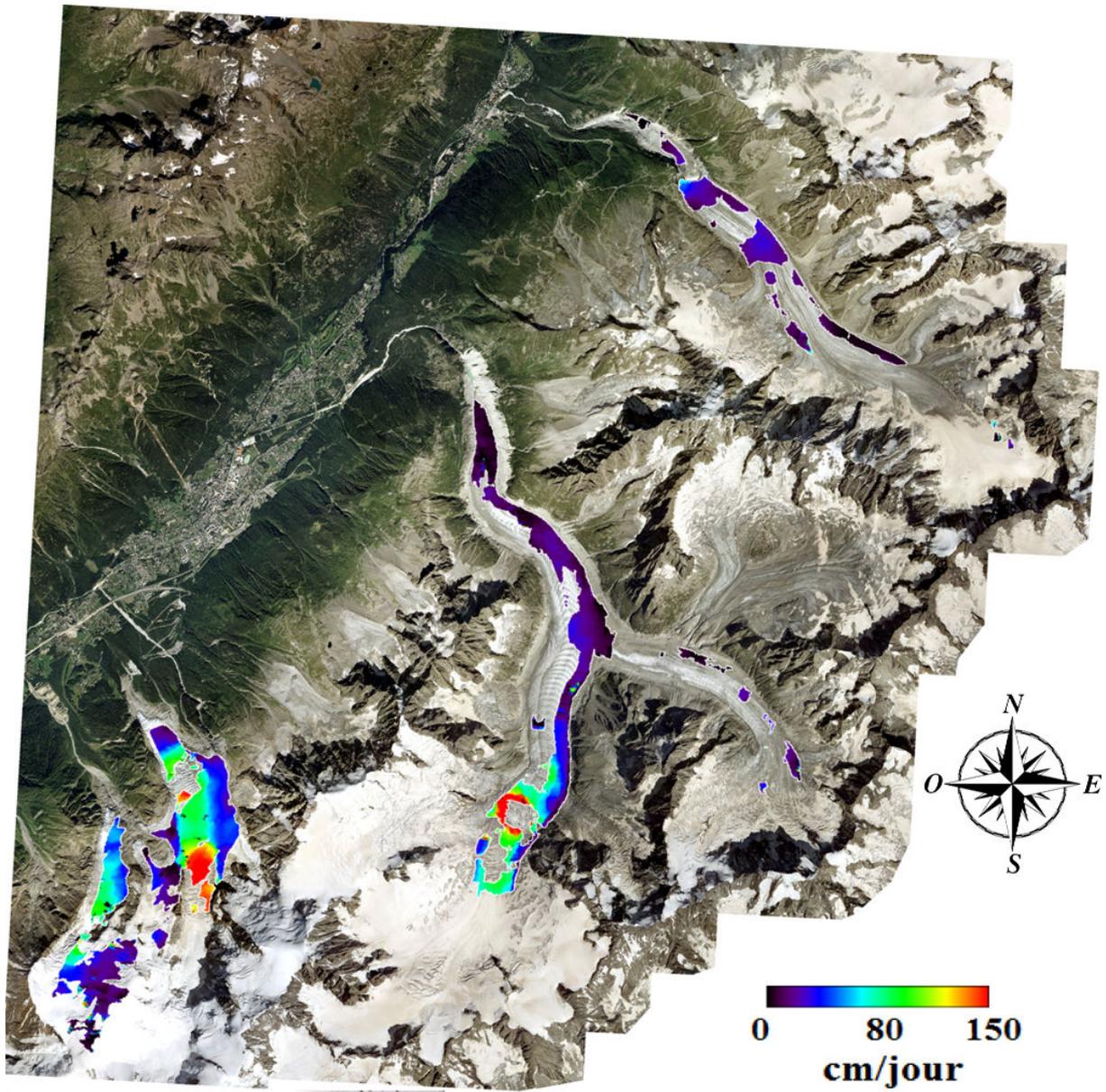


FIG. 5.14 – Magnitude du champ de déplacement 3D entre le 01/09/2011 et le 25/09/2011.

Afin de déterminer l'évolution du déplacement entre 2009 et 2011, nous avons fait la différence entre la magnitude du champ de déplacement 3D de 2011 et la magnitude de celui de 2009 (figure 5.15).

5. Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar

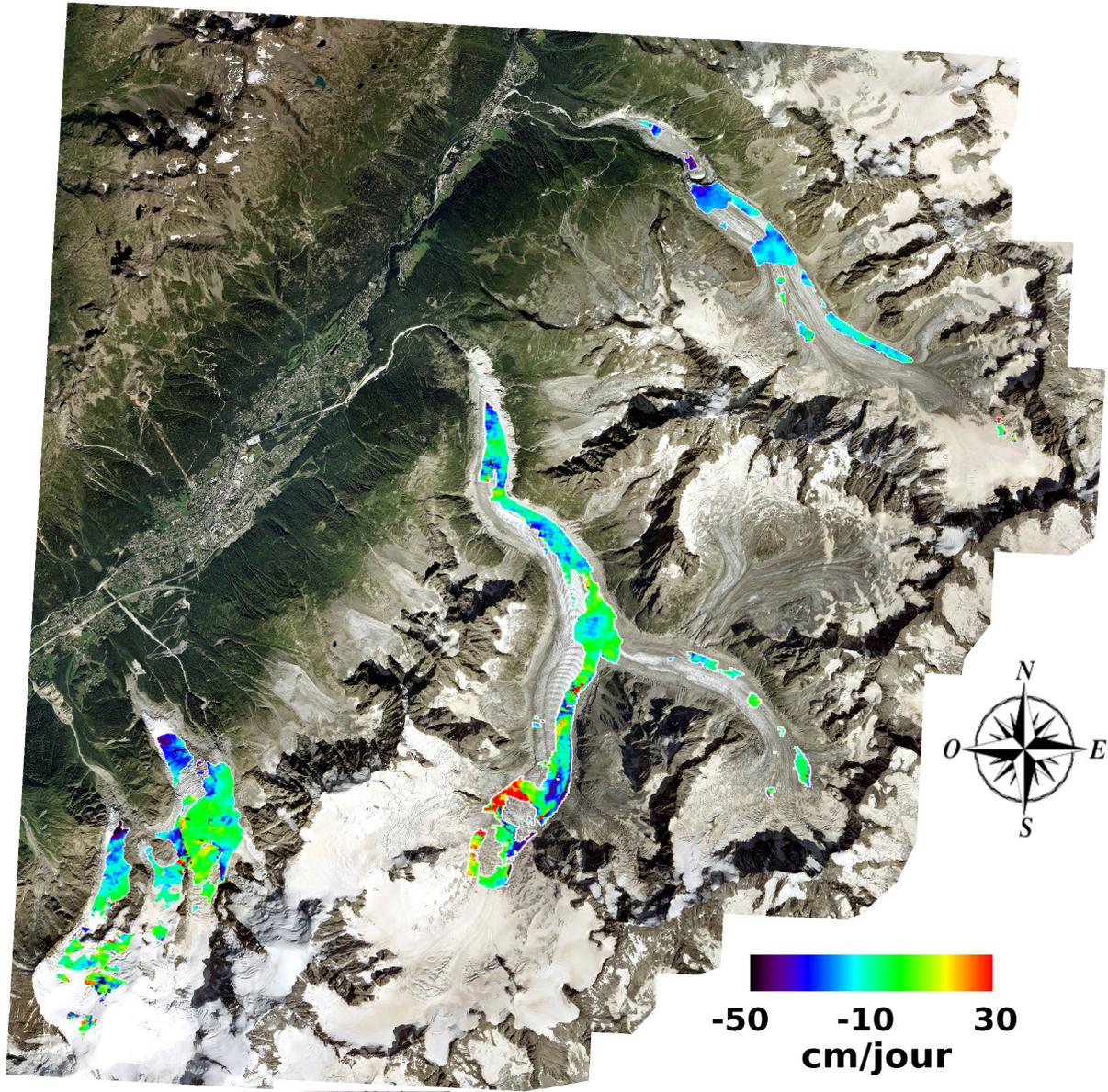


FIG. 5.15 – Différence de magnitude entre le champ de déplacement 3D du 01/09/2011-25/09/2011 et le champ de déplacement 3D du 14/08/2009-27/08/2009.

Visuellement, nous pouvons constater que la majorité des régions ont des valeurs négatives, ce qui indique que le champ de déplacement de 2009 est globalement plus rapide que celui de 2011. La zone rapide de Mer de glace est l'exception possédant des valeurs positives. Pour confirmer ce constat, nous calculons les statistiques des valeurs de différence et nous traçons l'histogramme représentant le nombre de pixels en fonction des valeurs de différence de magnitude (figure 5.16). Nous trouvons une moyenne de -4 cm/jour, correspondant à la valeur modale de l'histogramme.

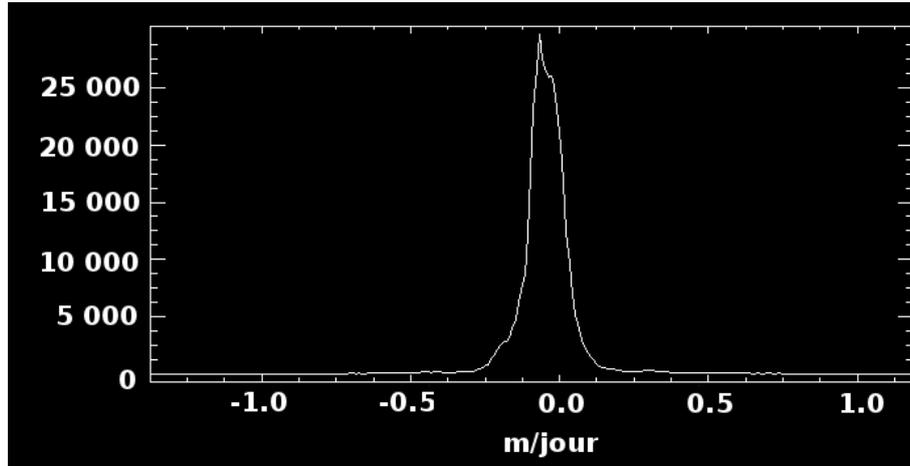


FIG. 5.16 – Histogramme des différences de magnitude entre le champ de déplacement 3D du 01/09/2011-25/09/2011 et le champ de déplacement 3D du 14/08/2009-27/08/2009.

Le champ de déplacement de 2009 est donc globalement plus rapide que celui de 2011. Une hypothèse pouvant expliquer ce résultat est la différence de température. En effet, le champ de 2011 est obtenu à partir d'images TSX acquises en septembre ; à cette époque les températures sont en général plus basses qu'en août, qui est le mois d'acquisition des images servant à obtenir le champ de déplacement de 2009.

5.4.2 Estimation de l'ablation et comparaison avec le GPS

Afin de comparer les champs de déplacement 3D avec les résultats GPS de la station SERA, les valeurs des champs de déplacement 3D à proximité de cette station sont extraites. Pour rendre les deux jeux de données comparables, une correction est à effectuer sur la composante verticale résultant du traitement radar. Le GPS étant ancré dans la glace, il mesure le déplacement lié au mouvement de la glace. La composante verticale issue du traitement radar contient non seulement le déplacement vertical, mais aussi une partie liée à l'ablation. Spécialement en été, lorsque la glace fond rapidement, l'ablation peut créer une erreur systématique en imagerie radar (Berthier et al., 2005). Nous estimons donc le taux d'ablation sur chaque intervalle de mesure radar à partir de la température.

Pour estimer l'ablation, nous utilisons la formule des degré-jour proposée dans Vincent (2002) suite à l'étude de l'évolution des bilans de masse estivaux de glaciers du massif du Mont-Blanc en fonction de la cumulation de degrés positifs. Il estime des facteurs pour chaque glacier entre l'ablation et la moyenne des degrés positifs d'une journée en fonction de l'altitude. Ce facteur est estimé à $0.55 \text{ cm w.e } C^{-1}$ à 2440 m d'altitude sur le glacier d'Argentière, où w.e est la quantité en eau équivalente. Comme la hauteur d'eau équivalente est égale au produit de la densité par l'épaisseur de la couche de glace, le facteur de $0.55 \text{ cm w.e } C^{-1}$ est donc divisé par la densité de la glace et multiplié par le

5. Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar

nombre de degré positif, pour estimer l'épaisseur de glace perdue chaque jour de l'intervalle sur lequel le champ de déplacement 3D est mesuré. La moyenne des épaisseurs de glace perdues chaque jour, correspond donc au taux d'ablation en cm/jour sur l'intervalle de temps séparant les acquisitions des images SAR. Ces taux sont présentés dans le tableau 5.3.

Le tableau 5.2 présente les composantes verticales et horizontales de déplacements, extraites des champs de déplacement 3D à l'emplacement de la station SERA. De ces mesures, nous avons calculé la magnitude totale du déplacement, ainsi que l'azimut et la pente du flux du glacier. Nous rappelons ici que :

$$azimut = \cos^{-1} \left(\frac{V_n}{\sqrt{(V_n + V_e)^2}} \right) \quad (5.7)$$

et

$$pente = \tan^{-1} \left(\frac{V_u}{\sqrt{(V_n + V_e)^2}} \right) \quad (5.8)$$

où V_n , V_e et V_u sont les composantes du déplacement extraites des champs 3D. La moyenne de l'azimut est d'environ 50°N , ce qui correspond à la direction du flux du glacier par rapport au Nord à l'emplacement de SERA. En ce qui concerne les valeurs de la pente, elles semblent largement surestimées. La formule de la pente prend en compte la composante verticale du déplacement, qui intègre donc la partie due à l'ablation. Le tableau 5.3 présente la composante verticale, la magnitude et la pente, corrigées de l'ablation. Nous y retrouvons la magnitude, la pente et la composante verticale des résultats GPS lorsque ceux-ci sont disponibles aux mêmes intervalles de mesure que les champs de déplacement 3D. Dans ce tableau, les déplacements GPS ont été calculés sur 13 jours en 2009 et sur 25 jours en 2011, afin de respecter les intervalles de temps couverts par les couples de paires d'images TSX.

date	horizontal (cm/jour)	vertical (cm/jour)	magnitude (cm/jour)	azimut ($^\circ$)	pente ($^\circ$)
2009/05/29 - 06/11	15.8	-5.2	16.6	54.3	-18.2
2009/06/09 - 06/22	16.5	-5.7	17.5	54.9	-19.0
2009/06/20 - 07/03	21.0	-4.8	21.5	48.2	-12.8
2009/07/01 - 07/14	20.8	-7.6	22.1	47.7	-20.1
2009/08/14 - 08/27	17.8	-6.7	19.0	51.0	-20.6
2011/09/01 - 09/25	15.8	-6.7	17.2	52.1	-22.9

TAB. 5.2 – Mesures de déplacements horizontaux et verticaux, des champs 3D TSX, extraites à l'endroit où SERA est implantée ; magnitude, azimut et pente estimées à partir de ces mesures.

date	Ablation (cm/jour)	vertical corrigée (cm/jour)	magnitude corrigée (cm/jour)	pente corrigée (°)	magnitude GPS (cm/jour)	vertical GPS (cm/jour)	pente GPS (°)
2009/05/29 - 06/11	-2.1	-3.1	16.1	-11.1	18.3	-3.4	-10.4
2009/06/09 - 06/22	-3.5	-2.2	16.6	-7.5	-	-	-
2009/06/20 - 07/03	-3.6	-1.2	21.0	-3.2	-	-	-
2009/07/01 - 07/14	-4.1	-3.5	21.1	-9.5	17.5	-4.6	-15.1
2009/08/14 - 08/27	-6.3	-0.4	17.8	-1.3	16.2	-1.2	-4.2
2011/09/01 - 09/25	-4.1	-2.6	16.0	-9.3	20.2	-3.5	-9.8

TAB. 5.3 – Résultats SAR corrigés de l’ablation et résultats GPS sur 13 jours en 2009 et 25 jours en 2011.

Pour comparer les deux sources de données, nous calculons le RMS entre les magnitudes des résultats SAR et GPS (équation 5.6), ainsi que le RMS de la norme du vecteur différence des deux vecteurs déplacements SAR et GPS :

$$RMS_2 = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_{n_{GPS}}^i - V_{n_{SAR}}^i)^2 + (V_{e_{GPS}}^i - V_{e_{SAR}}^i)^2 + (V_{u_{GPS}}^i - V_{u_{SAR}}^i)^2} \quad (5.9)$$

où N est le nombre de comparaisons réalisées, $V_{n_{GPS}}$, $V_{e_{GPS}}$ et $V_{u_{GPS}}$ sont les composantes des vecteurs déplacement issues du traitement GPS et $V_{n_{SAR}}$, $V_{e_{SAR}}$ et $V_{u_{SAR}}$ les composantes des vecteurs déplacement issues du traitement radar.

Avant correction de l’ablation, $rms_1 = 3.3$ cm/jour et $rms_2 = 7.0$ cm/jour. Après correction, $rms_1 = 3.2$ cm/jour et $rms_2 = 6$ cm/jour. La comparaison 3D des deux différents jeux de données n’étant réalisable qu’à 4 occasions, une diminution de l’erreur totale n’est pas observée. Néanmoins, après correction de l’ablation, l’erreur est minimisée entre les résultats des 2 couples de paires d’images TSX (du 01/07/2009-14/07/2009 et du 14/08/2009-27/08/2009) et les résultats GPS. De plus, les composantes verticales et les pentes issues des champs de déplacement 3D SAR, se rapprochent nettement des valeurs obtenues par le GPS (Figure 5.17).

5. Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar

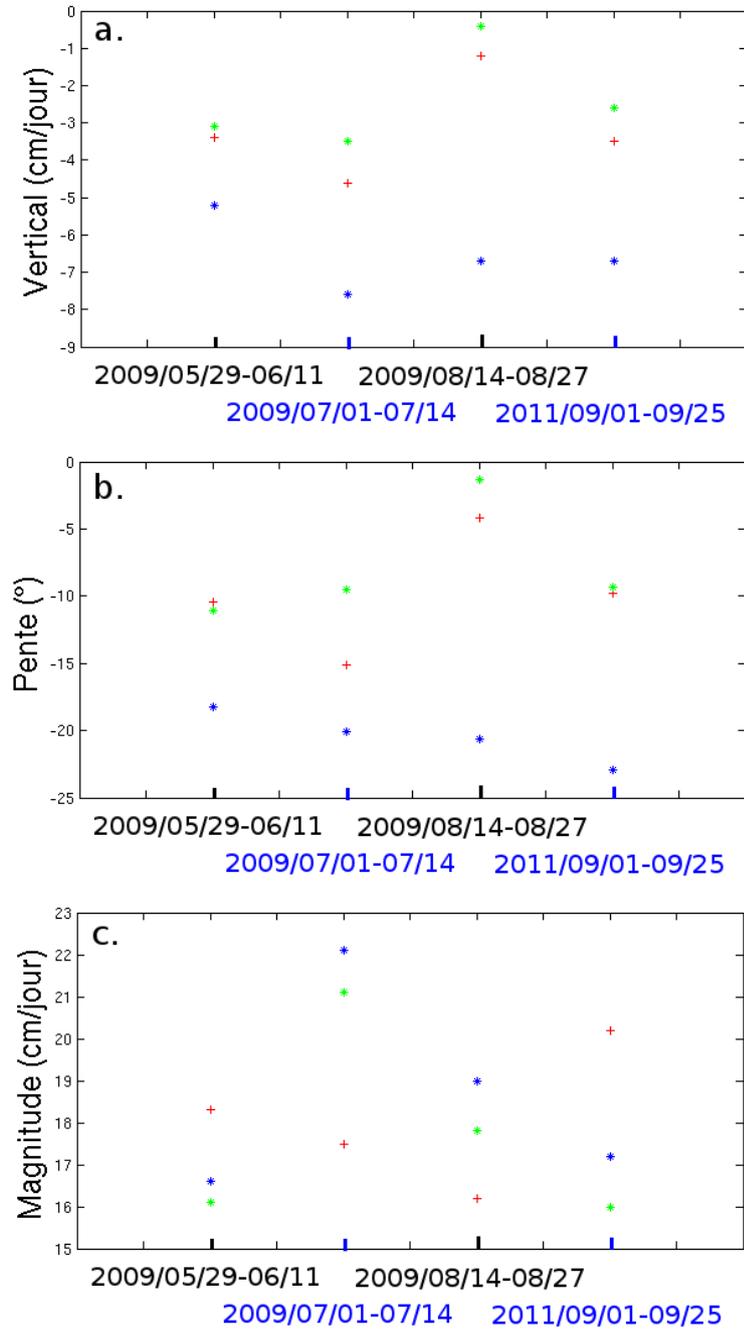


FIG. 5.17 – Composantes verticales (a), pentes (b) et magnitudes (c) issues des résultats SAR non corrigés de l'ablation (étoiles bleues) et corrigés de l'ablation (étoiles vertes) et des résultats GPS (croix rouges).

5.4.3 Variabilité temporelle.

La figure 5.18 présente les séries temporelles des résultats en 3 dimensions SAR et GPS. Les déplacements SAR représentés sont les mesures brutes, sans correction de l'ablation et les déplacements GPS sont calculés dans une fenêtre glissante de 11 jours comme en section 5.3.3.

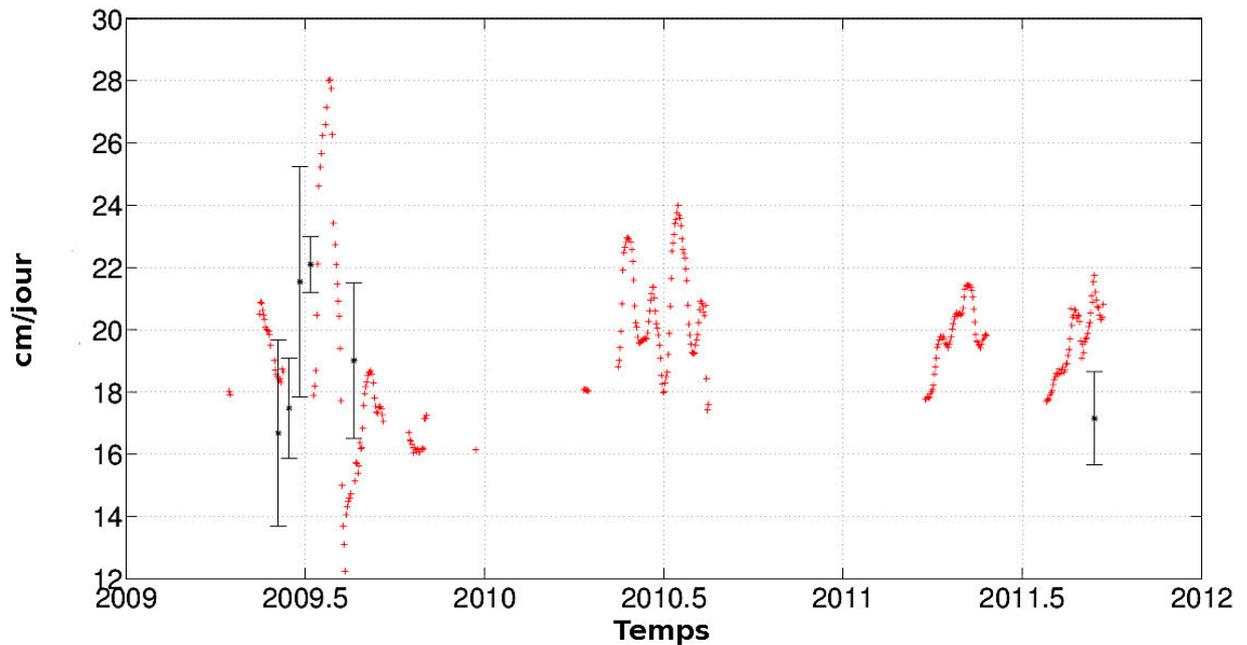


FIG. 5.18 – Série temporelle de déplacements issue des champs 3D à proximité de SERA (cercles noirs) et leur incertitude associée (barres noires). Série temporelle de déplacements 3D sur 11 jours de la station GPS SERA (croix rouges).

Des conclusions similaires à celles de l'analyse 2D peuvent être tirées (cf. section 5.3.3). Les résultats SAR permettent de suivre l'évolution globale du déplacement et de mettre en évidence une variabilité saisonnière. La variabilité intra-saisonnière n'est visible qu'à partir des données GPS. Le fort avantage des champs de déplacement SAR est de permettre de mesurer l'évolution du déplacement sur une partie importante de la surface de glaciers du massif du Mont-Blanc.

5.5 Conclusion.

La comparaison entre les résultats SAR et GPS obtenus dans ce chapitre nous permet non seulement de valider notre traitement radar, mais aussi de mettre en avant la complémentarité des deux méthodes. Le radar offre une résolution et une couverture spatiale inégalable, permettant de suivre l'évolution du déplacement sur l'ensemble d'un massif.

5. Déplacement du glacier d'Argentière observé par imagerie radar

Il permet aussi de suivre la tendance générale de la variabilité du déplacement au cours du temps. Le GPS sert de vérité terrain. En plus de nous permettre de valider notre analyse radar, il permet aussi de justifier notre inversion 3D sur un intervalle de 11 jours d'images TSX se recouvrant sur 9 jours communs. Enfin, sans le GPS, il nous aurait été impossible de mettre en évidence une variabilité intra-saisonnière du déplacement de surface du glacier d'Argentière.

Conclusions et perspectives

Les travaux menés au cours de ces 3 années de thèse ont été consacrés à l'étude de la variabilité de déplacement de glaciers tempérés du massif du Mont-Blanc et plus particulièrement du glacier d'Argentière. Ce dernier, situé dans le massif du Mont-Blanc, est la cible idéale pour l'étude de la dynamique des glaciers tempérés. Sélectionné comme site test du projet EFIDIR, nous avons à disposition 44 images SAR haute résolution provenant du satellite TerraSAR-X. Le réseau GPS local installé sur le glacier et actif depuis 2007 nous a permis d'avoir la vérité terrain nécessaire à la validation de nos mesures par télédétection. Les difficultés d'accès au site d'étude et de maintenance du matériel font que le suivi de l'évolution d'un glacier tempéré à travers 5 années de mesures GPS quasi-continues, reste à l'heure actuelle un résultat rare. Les résultats obtenus au cours des analyses, notamment celles des données GPS, nous ont de plus permis d'identifier certains comportements du déplacement de surface du glacier d'Argentière pouvant être par la suite utiles à la compréhension de sa dynamique d'écoulement.

Le premier objectif de cette thèse fut d'identifier la méthode d'analyse des données GPS la plus appropriée à l'étude d'un objet pouvant se déplacer de plusieurs dizaines de centimètres par jour et entouré d'une haute topographie. La méthode par positionnement statique a été retenue. Cette stratégie d'analyse peut introduire un biais systématique dans les résultats lorsqu'elle est appliquée sur un objet en mouvement et que les ambiguïtés de phase ne sont pas résolues. Pour valider notre choix d'analyse, plusieurs tests ont été réalisés. Nous avons traité l'ensemble des données GPS entre 2007 et 2012 par sessions de 6 heures à l'aide du logiciel GAMIT/GLOBK. Pour quantifier l'incertitude de positionnement, deux périodes ont été traitées par sessions d'1 heure en 2011. Après analyse du pourcentage d'ambiguïtés résolues, il en résulte que les sessions de 6 h présentent un pourcentage de résolution entre 80% et 100%, alors que celles d'1 h présentent des taux beaucoup plus variables. La fiabilité de l'analyse par sessions de 6 h prouve que sur le glacier d'Argentière qui est une région de haute topographie et qui présente de nombreuses zones masquées, il est nécessaire d'enregistrer les données GPS sur une période

assez longue afin de bénéficier des informations d'un maximum de satellites et pouvoir résoudre les ambiguïtés de phase. Ces résultats prouvent aussi que le déplacement de 30 à 60 mm se produisant pendant une session de 6 h, n'affecte pas les capacités de résolution d'ambiguïté du logiciel GAMIT/GLOBK. Les séries temporelles obtenues après l'analyse par session d'1 h présentent un signal journalier non visible sur celles obtenues après analyse par sessions de 6 h. Plusieurs tests sont donc réalisés afin de valider la robustesse des sessions d'1 h, malgré leur manque périodique de résolution d'ambiguïté. La comparaison entre les solutions à 6 h et les solutions à 1 h lissées sur 6 h, montrent que les erreurs entre les deux types de solutions sont petites face aux variations sub-diurnes des positions verticales et des vitesses horizontales de la session test d'août 2011. Les solutions à 6 h étant robustes, les variations sub-diurnes des solutions à 1 h sont jugées cohérentes.

Sur le glacier d'Argentière, nos résultats indiquent des soulèvements de la surface du glacier associés à des minima de vitesses horizontales et corrélés avec les maxima de température journalières. Cette observation semble indiquer que les variations sub-diurnes sont causées par de la déformation interne de la glace, qui entraîne un comportement de *stick-slip* du déplacement du glacier. Le minimum de vitesse horizontale entraîne une compression horizontale, ce qui provoque un surélévation de la surface du glacier. Puis, la vitesse horizontale augmente et l'extension engendrée provoque un affaissement de la surface du glacier. L'analyse en solution de 6 h nous a permis de mettre en évidence une variabilité intra- et inter-annuelle. La vitesse de fond hivernale est de 17.7 cm/jour pour SERA et de 12.3 cm/jour pour ARGG. En été des accélérations, qui dépassent les vitesses de fond hivernales respectivement de 36% et 87%, ont lieu sur des intervalles de temps de 3 à 10 jours. Afin d'étudier l'évolution de la composante verticale du déplacement du glacier entre 2007 et 2011, nous avons identifié la contribution due à la pente locale sous-glaciaire et l'avons soustraite au déplacement vertical total. Nous trouvons que les deux stations GPS ancrées dans le glacier ont un déplacement quasiment toujours vers le bas. Ce résultat montre que le déplacement vertical qui prédomine est produit par l'amincissement constant du glacier, masquant le signal dû au décollement du glacier par rapport à son lit rocheux lors des premières fontes. Au printemps 2011, nous pouvons tout de même identifier une séparation basale. Nous trouvons qu'une accélération de la vitesse horizontale est associée à une élévation de la surface du glacier. Ce signal indique qu'aux premières augmentations de températures printanières, l'eau de fonte s'infiltré et s'accumule sous le glacier. L'eau augmente la pression et provoque un décollement de la colonne de glace située au dessus dans un délai d'environ 2 semaines suivant le

réchauffement. Ce phénomène disparaît lorsque le système de drainage sous-glaciaire est créé, permettant à l'eau de s'évacuer.

Dans le futur, le système de navigation européen GALILEO devrait permettre de faire des analyses hautes fréquences avec plus de robustesse. Le système GALILEO reposera sur une constellation de 30 satellites dont 27 opérationnels et 3 en réserve, répartis sur 3 orbites circulaires à une altitude de 23 616 km avec un angle d'inclinaison des plans orbitaux de 56° par rapport au plan équatorial. A l'heure actuelle, seulement 4 satellites ont été lancés mais ils devraient être rejoints par les 26 autres dans les prochaines années. GALILEO est compatible avec le GPS américain et le Glonass russe, cela permettra d'utiliser les satellites des 3 systèmes de navigation avec un unique récepteur. La couverture satellitaire visible par une station au sol sera plus dense qu'à l'heure actuelle. Pour l'étude d'objet en mouvement comme les glaciers, cette couverture satellitaire permettra de bénéficier des informations d'un grand nombre de satellites et d'augmenter la précision des résultats de positionnement, tout en diminuant la durée des sessions d'analyse. Une bonne résolution d'ambiguïté sera donc possible dans des sessions plus courtes, ce qui permettra de mieux prendre en compte l'aspect cinématique des glaciers.

Le deuxième objectif de cette thèse fut d'obtenir des champs de déplacement 2D et 3D à partir des images radar haute résolution. 44 images TerraSAR-X ont été acquises sur le site du Mont-Blanc. Dans la continuité des travaux de R. Fallourd, qui a exploité les scènes de 2008 et 2009, 16 images acquises en 2011 ont été traitées dans cette thèse, permettant d'obtenir 15 champs de déplacement 2D et 1 champ de déplacement 3D. La corrélation d'amplitude fut la méthode de traitement choisie. Les images TerraSAR-X possédant une baseline temporelle minimale de 11 jours, le changement de l'état de surface du glacier d'Argentière est trop important pendant cet intervalle de temps pour maintenir une cohérence et pouvoir utiliser l'interférométrie radar. Nous avons utilisé la chaîne de traitement développée dans le cadre du projet EFIDIR, dont ces travaux de thèse font partie. Les avantages principaux de l'analyse du déplacement de surface par imagerie radar sont la couverture et la résolution spatiale. L'imagerie SAR permet aussi de mesurer le déplacement des glaciers inaccessibles ou trop dangereux pour y effectuer des mesures in situ. Les résultats SAR ont permis de visualiser l'évolution spatiale du déplacement de surface sur le glacier d'Argentière, ainsi que sur l'ensemble des glaciers du massif du Mont-Blanc. Les résultats indiquent que le taux de déplacement de surface est fonction de l'altitude du glacier, ainsi que de la géomorphologie locale. Les profils longitudinaux tracés à travers les champs de déplacement 2D sur le glacier d'Argentière montrent que le déplacement augmente continuellement de l'amont à l'aval

du glacier. Ce résultat semble confirmer l'hypothèse selon laquelle le mouvement constant des stations GPS vers le bas serait dû à l'amincissement de l'épaisseur de glace causé par de l'extension horizontale. Les cartes de déplacements 3D établies sur l'ensemble du Mont-Blanc montrent des zones locales de fortes accélérations, atteignant 1.80 m/jour sur la Mer de glace et le glacier des Bossons, indiquant l'emplacement de ruptures de pente abruptes. Au niveau temporel, les résultats permettent de suivre la variabilité saisonnière du déplacement du glacier. La résolution n'étant que de 11 jours, les variations plus fines ne sont pas visibles.

La maintenance de matériel in situ étant très difficile sur les glaciers tempérés, avoir une bonne résolution temporelle du déplacement par imagerie radar en plus de la résolution spatiale déjà présente, se révélerait être très utile. Cette limite pourrait être repoussée dans le futur par le lancement de la paire de satellites Sentinel-1. Sentinel-1A devrait être lancé en 2013, suivi par Sentinel-1B quelques années après. Ces satellites en bande C permettront d'avoir des paires d'images dont la baseline temporelle sera de 12 jours avec 1 satellite et de 6 jours lorsque les deux satellites seront opérationnels. La meilleure résolution spatiale suivant le mode d'acquisition Strip Map sera de $5\text{m} \times 5\text{m}$, ce qui est bien inférieur à la résolution offerte par les images TerraSAR-X. Il faudra donc être attentif à ce que cette baisse de résolution spatiale, conjuguée avec l'augmentation de résolution temporelle, induira dans les futurs résultats.

Le troisième objectif des travaux de cette thèse, fut de valider les déplacements obtenus par imagerie radar en se servant des mesures GPS comme vérité terrain. La corrélation d'amplitude n'ayant pas fourni de résultats à l'emplacement de la station ARGG, seuls les résultats à l'emplacement de la station SERA ont pu être comparés. Nous avons utilisé les solutions de positions GPS à 6 h pour dériver des déplacements sur 11 jours, tous les jours et ainsi les rendre comparables aux déplacements vus par l'analyse radar. Pour comparer les deux sources d'informations en 2D, les mesures GPS ont été projetées en géométries radar ascendante et descendante. Sur 11 jours, les mesures GPS mettent en évidence une variabilité intra-saisonnière, pouvant atteindre une amplitude de 16 cm sur un intervalle de temps d'1 mois. En 2D, la moyenne quadratique des erreurs entre les deux sources de données est de 5.8 cm/jour sur l'ensemble des résultats, de 6.7 cm/jour en ne considérant que les résultats ascendants et de 2.1 cm/jour en ne considérant que les résultats descendants. En 3D, après avoir corrigé l'ablation de la composante verticale du déplacement issue de l'imagerie radar, nous trouvons que la moyenne de l'erreur quadratique est de 3.2 cm/jour et que la moyenne de la norme du vecteur différence entre le vecteur déplacement GPS et le vecteur déplacement SAR est de 6 cm/jour. Ces

erreurs relativement faibles permettent de conclure que nos mesures SAR sur un objet géophysique se déplaçant rapidement sont cohérentes. En 2D, sur le glacier d'Argentière, il est donc recommandé d'utiliser des images TerraSAR-X acquises en descendant car l'orientation principale du flux de surface du glacier est quasiment dans la ligne de vue du satellite. En 3D, ces résultats pourraient encore être améliorés si des mesures in situ de l'ablation étaient disponibles. Elles seraient plus précises que les valeurs empiriques utilisées au sein de nos travaux. En comparant les deux sources de données, les résultats GPS ont donc permis de valider nos champs de déplacement SAR. La moyenne de la norme du vecteur différence (GPS-SAR) de 6 cm/jour est une valeur relativement faible. Une bonne corrélation entre les résultats des deux sources d'informations est un avantage lors des modélisations des flux de glaciers. Les résultats radar permettent d'avoir un aperçu du déplacement de surface moyen sur un intervalle de temps relativement court de quelques jours et peuvent donc être utilisés comme contraintes lors de l'inversion de paramètres tels que la variabilité du glissement basal. Les données GPS peuvent ensuite être utilisés pour contraindre l'évolution du modèle sur de courtes échelles de temps à l'emplacement des stations. Si les résultats SAR fournissent des informations d'une grande résolution spatiale, au niveau temporel ce sont les données quasi-continues GPS qui nous ont permis de mettre en évidence la dynamique du déplacement de surface du glacier. Les deux jeux de données se révèlent être très complémentaires.

Pour renforcer cette complémentarité, un travail futur consistera à utiliser les résultats météorologiques de nos mesures GPS, c'est-à-dire les délais troposphériques, pour corriger les erreurs dues aux variations de la troposphère entre l'acquisition de deux images SAR, sur les interférogrammes. En parallèle de la mise en place de la chaîne de traitement pour la corrélation d'amplitude, une chaîne de traitement pour l'interférométrie radar a été développée dans le cadre du projet EFIDIR. Lors de notre analyse GPS, nous avons pris soin d'estimer un délai troposphérique zénithal toutes les 2 heures ainsi qu'un gradient horizontal par session de 6h. Il sera donc possible d'établir des cartes de délais troposphériques en interpolant nos données météorologiques GPS au dessus du massif du Mont-Blanc. Il sera ensuite possible d'estimer les variations de délais troposphériques entre deux acquisitions d'images radar et d'estimer le nombre de franges engendrées par ces variations de troposphère sur un interférogramme. La chaîne de traitement InSAR pourra être améliorée en y ajoutant une application permettant de corriger les effets troposphériques des interférogrammes à partir de données météorologiques GPS.

Bibliographie

- Altamimi, Z., Collilieux, X., and Métivier, L. (2011). Itrf2008 : an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, 85(8) :457–473.
- Andersen, M. L., Larsen, T., Nettles, M., Elosegui, P., van As, D., Hamilton, G. S., Stearns, L. A., Davis, J., Ahlstrom, A., de Juan, J., et al. (2010). Spatial and temporal melt variability at helheim glacier, east greenland, and its effect on ice dynamics. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 115(F4).
- Anderson, B., Mackintosh, A., Stumm, D., George, L., Kerr, T., Winter-Billington, A., and Fitzsimons, S. (2010). Climate sensitivity of a high-precipitation glacier in new zealand. *Journal of Glaciology*, 56(195) :114–128.
- Anderson, R. S., Anderson, S. P., MacGregor, K. R., Waddington, E. D., O’Neel, S., Riihimaki, C. A., and Loso, M. G. (2004). Strong feedbacks between hydrology and sliding of a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research*, 109(F3) :F03005.
- Barboux, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Collet, C., and Raetzo, H. (2012). Monitoring active rock glaciers in the western swiss alps : Challenges of differential sar interferometry and solutions to estimate annual and seasonal displacement rates. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, pages 5210–5213. IEEE.
- Bartholomaeus, T. C., Anderson, R. S., and Anderson, S. P. (2008). Response of glacier basal motion to transient water storage. *Nature Geoscience*, 1(1) :33–37.
- Bartholomew, I., Nienow, P., Mair, D., Hubbard, A., King, M. A., and Sole, A. (2010). Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a greenland outlet glacier. *Nature Geoscience*, 3(6) :408–411.

BIBLIOGRAPHIE

- Bartholomew, I., Nienow, P., Sole, A., Mair, D., Cowton, T., King, M., and Palmer, S. (2011a). Seasonal variations in greenland ice sheet motion : Inland extent and behaviour at higher elevations. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3) :271–278.
- Bartholomew, I., Nienow, P., Sole, A., Mair, D., Cowton, T., Palmer, S., and Wadham, J. (2011b). Supraglacial forcing of subglacial drainage in the ablation zone of the greenland ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 38(8).
- Berthier, E., Arnaud, Y., Baratoux, D., Vincent, C., and Rémy, F. (2004). Recent rapid thinning of the “mer de glace” glacier derived from satellite optical images. *Geophysical Research Letters*, 31(17).
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., and Chevallier, P. (2007). Remote sensing estimates of glacier mass balances in the himachal pradesh (western himalaya, india). *Remote Sensing of Environment*, 108(3) :327–338.
- Berthier, E., Schiefer, E., Clarke, G. K., Menounos, B., and Rémy, F. (2010). Contribution of alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery. *Nature Geoscience*, 3(2) :92–95.
- Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, Y., Vincent, C., Feigl, K., Remy, F., and Legresy, B. (2005). Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Remote Sensing of Environment*, 95(1) :14–28.
- Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T. A., Anthes, R. A., Rocken, C., and Ware, R. H. (1994). Gps meteorology : Mapping zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of applied meteorology*, 33(3) :379–386.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T. A., Rocken, C., Anthes, R. A., and Ware, R. H. (1992). Gps meteorology : Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 97(D14) :15787–15801.
- Bindschadler, R. A., Vornberger, P. L., King, M. A., and Padman, L. (2003). Tidally driven stickslip motion in the mouth of whillans ice stream, antarctica. *Annals of Glaciology*, 36(1) :263–272.
- Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P., and Schuh, H. (2006a). Global mapping function (gmf) : A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33(7) :L07304.

- Boehm, J. and Schuh, H. (2004). Vienna mapping functions in vlbi analyses. *Geophysical Research Letters*, 31(1).
- Boehm, J., Werl, B., and Schuh, H. (2006b). Troposphere mapping functions for gps and very long baseline interferometry from european centre for medium-range weather forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978-2012)*, 111(B2).
- Bolch, T., Pieczonka, T., and Benn, D. (2011). Multi-decadal mass loss of glaciers in the everest area (nepal himalaya) derived from stereo imagery. *The Cryosphere*, 5(2) :349–358.
- Bonforte, A., Ferretti, A., Prati, C., Puglisi, G., and Rocca, F. (2001). Calibration of atmospheric effects on sar interferograms by gps and local atmosphere models : first results. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63(12) :1343–1357.
- Cheng, X. and Xu, G. (2006). The integration of jers-1 and ers sar in differential interferometry for measurement of complex glacier motion. *Journal of Glaciology*, 52(176) :80–88.
- Davis, J., Herring, T., Shapiro, I., Rogers, A., and Elgered, G. (1985). Geodesy by radio interferometry : Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science*, 20(6) :1593–1607.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Kääh, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., et al. (2008). Recent interannual variations of rock glacier creep in the european alps. In *Ninth International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 343–348.
- Doin, M.-P., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O., and Doubre, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in sar interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1) :35–50.
- Dunse, T., Schuler, T., Hagen, J., and Reijmer, C. (2012). Seasonal speed-up of two outlet glaciers of austfonna, svalbard, inferred from continuous gps measurements. *The Cryosphere*, 6(2) :453–466.
- Elosegui, P., Davis, J., Gradinarsky, L., Elgered, G., Johansson, J., Tahmoush, D., and Rius, A. (1999). Sensing atmospheric structure using small-scale space geodetic networks. *Geophysical research letters*, 26(16) :2445–2448.

BIBLIOGRAPHIE

- Erten, E., Reigber, A., Hellwich, O., and Prats, P. (2009). Glacier velocity monitoring by maximum likelihood texture tracking. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 47(2) :394–405.
- Fallourd, R. (2012). *Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR Haute Résolution et mesures terrain*. PhD thesis, Université de Grenoble.
- Fallourd, R., Harant, O., Trouvé, E., Nicolas, J.-M., Gay, M., Walpersdorf, A., Mugnier, J.-L., Serafini, J., Rosu, D., Bombrun, L., et al. (2011). Monitoring temperate glacier displacement by multi-temporal terrasars-x images and continuous gps measurements. *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of*, 4(2) :372–386.
- Fatland, D. R., Lingle, C. S., and Truffer, M. (2003). A surface motion survey of black rapids glacier, alaska, usa. *Annals of Glaciology*, 36(1) :29–36.
- Fischer, A. (2010). Glaciers and climate change : Interpretation of 50years of direct mass balance of hintereisferner. *Global and Planetary Change*, 71(1) :13–26.
- Fischer, Urs H et Clarke, G. (1997). Stick slip sliding behaviour at the base of a glacier. *Annals of Glaciology*, 24 :390–396.
- Frezzotti, M., Capra, A., and Vittuari, L. (1998). Comparison between glacier ice velocities inferred from gps and sequential satellite images. *Annals of Glaciology*, 27 :54–60.
- Gao, J. and Liu, Y. (2001). Applications of remote sensing, gis and gps in glaciology : a review. *Progress in Physical Geography*, 25(4) :520–540.
- Gardelle, J., Berthier, E., and Arnaud, Y. (2012). Slight mass gain of karakoram glaciers in the early twenty-first century. *Nature geoscience*, 5(5) :322–325.
- Haase, J., Ge, M., Vedel, H., and Calais, E. (2003). Accuracy and variability of gps tropospheric delay measurements of water vapor in the western mediterranean. *Journal of Applied Meteorology*, 42(11) :1547–1568.
- Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F., and Zemp, M. (2007). Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change : the european alps. *Annals of Glaciology*, 46(1) :150–160.

- Han, H. and Lee, H. (2011). Motion of campbell glacier, east antarctica, observed by satellite and ground-based interferometric synthetic aperture radar. In *Synthetic Aperture Radar (AP SAR), 2011 3rd International Asia-Pacific Conference on*, pages 1–4. IEEE.
- Headley, R. M., Roe, G., and Hallet, B. (2012). Glacier longitudinal profiles in regions of active uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, 317 :354–362.
- Herring, T. (1992). Modeling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data. *Proceedings of Refraction of Transatmospheric signals in Geodesy*, eds. JC De Munck and TA Spoelstra, Netherlands Geodetic Commission Publications on Geodesy, 36.
- Herring, T., King, R., and McClusky, S. (2010). Introduction to gamit/globk introduction to gamit/globk.
- Hewitt, K. (2005). The karakoram anomaly? glacier expansion and the elevation effect, karakoram himalaya. *Mountain Research and Development*, 25(4) :332–340.
- Hooke, R. L., Calla, P., Holmlund, P., Nilsson, M., and Stroeven, A. (1989). A 3 year record of seasonal variations in surface velocity, storglaciären, sweden. *Journal of Glaciology*, 35(120) :235–247.
- Iken, A. and Bindschadler, R. A. (1986). Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of findelengletscher, switzerland : conclusions about drainage system and sliding mechanism. *Journal of Glaciology*, 32(110) :101–119.
- Janssen, V., Ge, L., and Rizos, C. (2004). Tropospheric corrections to sar interferometry from gps observations. *GPS Solutions*, 8(3) :140–151.
- Joughin, I., Das, S. B., King, M. A., Smith, B. E., Howat, I. M., and Moon, T. (2008). Seasonal speedup along the western flank of the greenland ice sheet. *Science*, 320(5877) :781–783.
- Kääb, A. (2002). Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air-and spaceborne optical data : examples using digital aerial imagery and aster data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and remote sensing*, 57(1) :39–52.
- Kääb, A. (2005). Combination of srtm3 and repeat aster data for deriving alpine glacier flow velocities in the bhutan himalaya. *Remote Sensing of Environment*, 94(4) :463–474.

- Kaab, A. (2008). Glacier volume changes using aster satellite stereo and icesat glas laser altimetry. a test study on edgeøya, eastern svalbard. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 46(10) :2823–2830.
- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., and Arnaud, Y. (2012). Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the himalayyas. *Nature*, 488(7412) :495–498.
- Kääb, A. and Vollmer, M. (2000). Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost : automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4) :315–326.
- Kaufman, V. and Ladstädter, R. (2003). Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs : Two case studies in the austrian alps.
- Kellerer-Pirklbauer, A. and Kaufmann, V. (2012). About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2) :94–112.
- King, M. (2004). Rigorous gps data-processing strategies for glaciological applications. *Journal of Glaciology*, 50(171) :601–607.
- King, M. and Aoki, S. (2003). Tidal observations on floating ice using a single gps receiver. *Geophysical research letters*, 30(3) :1138.
- Krainer, K. and He, X. (2006). Flow velocities of active rock glaciers in the austrian alps. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, 88(4) :267–280.
- Lanoe, B. V. V. (2013). Cryosphère histoire et environnement de notre ère glaciaire- m1&2-cours et exercices.
- Li, Z., Ding, X.-L., and Liu, G. (2004). Modeling atmospheric effects on insar with meteorological and continuous gps observations : algorithms and some test results. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66(11) :907–917.
- Li, Z., Muller, J.-P., Cross, P., and Fielding, E. J. (2005). Interferometric synthetic aperture radar (insar) atmospheric correction : Gps, moderate resolution imaging spectro-radiometer (modis), and insar integration. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 110(B3).

- Liu, L., Millar, C. I., Westfall, R. D., and Zebker, H. A. (2012). Surface motion of active rock glaciers in the sierra nevada, california, usa : inventory and a case study using insar. *The Cryosphere Discuss*, 7 :343–371.
- Luckman, A., Murray, T., and Strozzi, T. (2002). Surface flow evolution throughout a glacier surge measured by satellite radar interferometry. *Geophysical research letters*, 29(23) :10–1.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., and Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides : modern insights from fes2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6) :394–415.
- MacDonell, S. A., Fitzsimons, S. J., and Mölg, T. (2012). Seasonal sediment fluxes forcing supraglacial melting on the wright lower glacier, mcmurdo dry valleys, antarctica. *Hydrological Processes*.
- MacDougall, A. H. and Flowers, G. E. (2011). Spatial and temporal transferability of a distributed energy-balance glacier melt model. *Journal of Climate*, 24(5) :1480–1498.
- Manson, R., Coleman, R., Morgan, P., and King, M. (2000). Ice velocities of the lambert glacier from static gps observations. *Earth, planets and space*, 52(11) :1031–1036.
- Marini, J. W. (1972). Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile. *Radio Science*, 7(2) :223–231.
- Marshall, S. J. (2005). Recent advances in understanding ice sheet dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(2) :191–204.
- Nagler, T., Rott, H., Hetzenecker, M., Scharrer, K., Magnusson, E., Floricioiu, D., and Notarnicola, C. (2012). Retrieval of 3d-glacier movement by high resolution x-band sar data. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, pages 3233–3236. IEEE.
- Nakamura, K., Doi, K., and Shibuya, K. (2007). Estimation of seasonal changes in the flow of shirase glacier using jers-1/sar image correlation. *Polar Science*, 1(2) :73–83.
- Neckel, N., Braun, A., Kropáček, J., and Hochschild, V. (2013). Recent mass balance of purogangri ice cap, central tibetan plateau, by means of differential x-band sar interferometry. *The Cryosphere Discussions*, 7(2) :1119–1139.
- Niell, A. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 101(B1) :3227–3246.

BIBLIOGRAPHIE

- Niell, A., Coster, A., Solheim, F., Mendes, V., Toor, P., Langley, R., and Upham, C. (2001). Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapor radiometer, gps, and vlbi. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(6) :830–850.
- Nienow, P., Hubbard, A., Hubbard, B., Chandler, D., Mair, D., Sharp, M., and Willis, I. (2005). Hydrological controls on diurnal ice flow variability in valley glaciers. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 110(F4).
- Palmer, S., Shepherd, A., Nienow, P., and Joughin, I. (2011). Seasonal speedup of the greenland ice sheet linked to routing of surface water. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3) :423–428.
- Papke, J., Strozzi, T., Wiesmann, A., Wegmueller, U., and Tate, N. J. (2012). Rock glacier monitoring with spaceborne sar in graechen, valais, switzerland. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, pages 3911–3914. IEEE.
- Paul, F., Kaab, A., Maisch, M., Kellenberger, T., and Haeberli, W. (2002). The new remote-sensing-derived swiss glacier inventory : I. methods. *Annals of Glaciology*, 34(1) :355–361.
- Pétillot, I. (2008). *Combinaison d'informations hétérogènes : Intégration d'images RSO pour la surveillance des glaciers alpins*. PhD thesis, Université de Savoie.
- Pétillot, I., Trouvé, E., Bolon, P., Julea, A., Yan, Y., Gay, M., and Vanpé, J.-M. (2010). Radar-coding and geocoding lookup tables for the fusion of gis and sar data in mountain areas. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 7(2) :309–313.
- Pettit, E. C., Waddington, E. D., Harrison, W. D., Thorsteinsson, T., Elsberg, D., Morack, J., and Zumbege, M. A. (2011). The crossover stress, anisotropy and the ice flow law at siple dome, west antarctica. *Journal of Glaciology*, 57(201) :39–52.
- Piao, S., Ciais, P., Huang, Y., Shen, Z., Peng, S., Li, J., Zhou, L., Liu, H., Ma, Y., Ding, Y., et al. (2010). The impacts of climate change on water resources and agriculture in china. *Nature*, 467(7311) :43–51.
- Quincey, D. J., Copland, L., Mayer, C., Bishop, M., Luckman, A., and Belo, M. (2009). Ice velocity and climate variations for baltoro glacier, pakistan. *Journal of Glaciology*, 55(194) :1061–1071.

- Racoviteanu, A. E., Williams, M. W., and Barry, R. G. (2008). Optical remote sensing of glacier characteristics : a review with focus on the himalaya. *Sensors*, 8(5) :3355–3383.
- Redpath, T., Sirguey, P., Fitzsimons, S., and Kaab, A. (2013). Accuracy assessment for mapping glacier flow velocity and detecting flow dynamics from aster satellite imagery : Tasman glacier, new zealand. *Remote Sensing of Environment*, 133 :90–101.
- Rémy, F. and Testut, L. (2006). Mais comment s'écoule donc un glacier ? aperçu historique. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(5) :368–385.
- Rignot, E. (1998). Fast recession of a west antarctic glacier. *Science*, 281(5376) :549–551.
- Rignot, E., Bamber, J. L., Van Den Broeke, M. R., Davis, C., Li, Y., Van De Berg, W. J., and Van Meijgaard, E. (2008). Recent antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, 1(2) :106–110.
- Rignot, E., Hallet, B., and Fountain, A. (2002). Rock glacier surface motion in beacon valley, antarctica, from synthetic-aperture radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 29(12) :48–1.
- Royer, A. (2009). *Acquisition et Analyse de données GPS haute fréquence*. Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Grenoble.
- Scherler, D., Bookhagen, B., and Strecker, M. R. (2011). Spatially variable response of himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature geoscience*, 4(3) :156–159.
- Schoof, C. (2010). Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability. *Nature*, 468(7325) :803–806.
- Schoof, C. and Hewitt, I. (2013). Ice-sheet dynamics. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 45 :217–239.
- Shepherd, A., Hubbard, A., Nienow, P., King, M., McMillan, M., and Joughin, I. (2009). Greenland ice sheet motion coupled with daily melting in late summer. *Geophysical Research Letters*, 36(1).
- Strozzi, T., Luckman, A., Murray, T., Wegmuller, U., and Werner, C. L. (2002). Glacier motion estimation using sar offset-tracking procedures. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 40(11) :2384–2391.

BIBLIOGRAPHIE

- Sugiyama, S., Bauder, A., Riesen, P., and Funk, M. (2010). Surface ice motion deviating toward the margins during speed-up events at gornergletscher, switzerland. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 115(F3).
- Sugiyama, S. and Hilmar Gudmundsson, G. (2004). Short-term variations in glacier flow controlled by subglacial water pressure at lauteraargletscher, bernese alps, switzerland. *Journal of Glaciology*, 50(170) :353–362.
- Sugiyama, S., Skvarca, P., Naito, N., Enomoto, H., Tsutaki, S., Tone, K., Marinsek, S., and Aniya, M. (2011). Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. *Nature Geoscience*, 4(9) :597–600.
- Sundal, A. V., Shepherd, A., Nienow, P., Hanna, E., Palmer, S., and Huybrechts, P. (2011). Melt-induced speed-up of greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage. *Nature*, 469(7331) :521–524.
- Thayer, G. D. (1974). An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Science*, 9(10) :803–807.
- Tregoning, P. and van Dam, T. (2005). Atmospheric pressure loading corrections applied to gps data at the observation level. *Geophysical Research Letters*, 32(22).
- Tregoning, P. and Watson, C. (2009). Atmospheric effects and spurious signals in gps analyses. *Journal of Geophysical Research*, 114(B9) :B09403.
- Trouvé, E., Vasile, G., Gay, M., Bombrun, L., Grussenmeyer, P., Landes, T., Nicolas, J.-M., Bolon, P., Petillot, I., Julea, A., et al. (2007). Combining airborne photographs and spaceborne sar data to monitor temperate glaciers : Potentials and limits. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 45(4) :905–924.
- Vey, S., Calais, E., Llubes, M., Florsch, N., Woppelmann, G., Hinderer, J., Amalvict, M., Lalancette, M., Simon, B., Duquenne, F., et al. (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.
- Vincent, C. (2002). Influence of climate change over the 20th century on four french glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 107(D19) :ACL–4.

- Vincent, C., Soruco, A., Six, D., and Le Meur, E. (2009). Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on glacier d'argentière, mont blanc area, france. *Annals of glaciology*, 50(50) :73–79.
- Wagnon, P., Linda, A., Arnaud, Y., Kumar, R., Sharma, P., Vincent, C., Pottakkal, J. G., Berthier, E., Ramanathan, A., Hasnain, S. I., et al. (2007). Four years of mass balance on chhota shigri glacier, himachal pradesh, india, a new benchmark glacier in the western himalaya. *Journal of Glaciology*, 53(183) :603–611.
- Walpersdorf, A., Bouin, M.-N., Bock, O., and Doerflinger, E. (2007). Assessment of gps data for meteorological applications over africa : Study of error sources and analysis of positioning accuracy. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, 69(12) :1312–1330.
- Webley, P., Bingley, R., Dodson, A., Wadge, G., Waugh, S., and James, I. (2002). Atmospheric water vapour correction to insar surface motion measurements on mountains : results from a dense gps network on mount etna. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 27(4) :363–370.
- Yan, Y. (2012). *Fusion de mesures de déplacement issues d'imagerie SAR : Application aux modélisations séismo-volcaniques*. PhD thesis, Université de Savoie.
- Yao, T., Thompson, L., Yang, W., Yu, W., Gao, Y., Guo, X., Yang, X., Duan, K., Zhao, H., Xu, B., et al. (2012). Different glacier status with atmospheric circulations in tibetan plateau and surroundings. *Nature Climate Change*, 2(9) :663–667.
- Yasuda, T. and Furuya, M. (2013). Short-term glacier velocity changes at west kunlun shan, northwest tibet, detected by synthetic aperture radar data. *Remote Sensing of Environment*, 128 :87–106.
- Zhang, X. and Andersen, O. B. (2006). Surface ice flow velocity and tide retrieval of the amery ice shelf using precise point positioning. *Journal of Geodesy*, 80(4) :171–176.
- Zwally, H. J., Abdalati, W., Herring, T., Larson, K., Saba, J., and Steffen, K. (2002). Surface melt-induced acceleration of greenland ice-sheet flow. *Science*, 297(5579) :218–222.