

Interférométrie radar satellitaire et mesures GPS à la surface du glacier d'Argentière : comparaisons et validations

SAR interferometry and GPS measurements on Argentière's glacier : comparisons and validation

**Mathieu Koehl¹, Lionel Bombrun², Michel Gay²,
Emmanuel Trouvé³, Philippe Bolon³, Jean-Marie Nicolas⁴,
Gabriel Vasile², Ivan Pétilot³, Tania Landes¹
et Pierre Grussenmeyer¹**

¹ Equipe Photogrammétrie et Géomatique, MAP-PAGE UMR 694 – INSA de Strasbourg 24, Boulevard de la Victoire –
67084 Strasbourg Cedex - France

{mathieu.koehl|tania.landes|pierre.grussenmeyer}@insa-strasbourg.fr

² Grenoble Image Parole Signal et Automatique (GIPSA-lab), CNRS INPG – 961, Rue de la Houille Blanche – BP 46 –
38402 Saint-Martin-d'Hères, France

{lionel.bombrun|michel.gay|gabriel.vasile}@gipsa-lab.inpg.fr

³ Laboratoire d'Informatique, Systèmes, Traitement de l'Information et de la Connaissance Université de Savoie, Polytech'Savoie, BP 80439 –
74944 Annecy-le-Vieux Cedex, France

{emmanuel.trouvel|philippe.bolon|ivan.petillot}@univ-savoie.fr

⁴ Institut TELECOM, TELECOM ParisTech, CNRS LTCl, 46 rue Barrault, 75634 Paris, France
jean-marie.nicolas@telecom-paristech.fr



Manuscrit reçu le 29 décembre 2007

Résumé et mots clés

Depuis plus d'une dizaine d'années, des mesures de vitesses d'écoulement sont effectuées sur le glacier d'Argentière. En complétant avec des mesures plus ponctuelles réalisées lors des expériences MEGATOR, nous avons pu déterminer une vitesse de référence en un point de la zone d'accumulation. La connaissance de cette vitesse d'écoulement permet alors de lever l'ambiguïté de champs de déplacement calculés à partir de couples d'images radar à synthèse d'ouverture (RSO) interférométriques acquis par les satellites ERS-1/2. Ces interférogrammes permettent de déterminer des vitesses d'écoulement sur l'ensemble du glacier, qui elles-mêmes peuvent finalement être comparées à des mesures géodésiques *in-situ*. Les résultats étant très proches, la méthode est ainsi validée.

Interférométrie Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO), Glacier Tempéré, Champs de Vitesses, Géodésie, GPS.

Abstract and key words

Measurements of glacier surface velocity have been performed on the French Alps Argentière's glacier for more than ten years. Completed by precise other measurements done during the MEGATOR experimentations, the surface velocity could be calculated on one reference point located on the glacial accumulation area. The knowledge of this particular surface velocity allows solving the ambiguity of displacement fields derived from pairs of interferometric synthetic aperture radar (SAR) images acquired by ERS-1/2 satellites. These interferograms provide the surface velocity over large

areas. The obtained values are then compared with in-situ precise geodetic measurements of local surface velocities. The similar obtained results permit to validate the described process.

Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR), Temperate Glacier, Velocity Field, Geodetic Surveying, GPS.

Remerciements

Les auteurs souhaitent remercier l'ACI Masse de données (financement du projet MEGATOR), l'ESA pour les images ERS (projet Cat-1 3525), la Régie de Gestion des Pays de Savoie (RGD-73/74) pour l'accès à la base de données RIS 73-74 sur le site du Mont-Blanc (MNT, ortho-image) et le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement.

1. Introduction

La première partie de cet article traite de l'interférométrie Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO ou SAR) dans le contexte des zones à très forts reliefs et particulièrement des glaciers alpins. Beaucoup de résultats publiés sont basés sur l'InSAR classique et obtenus sur des glaciers localisés près des régions polaires [5], [11]. Peu de résultats ont été publiés sur les glaciers tempérés, [7], [12] et seulement quelques communications ont apporté des résultats sur les glaciers alpins [16], [15].

Le contexte des glaciers tempérés et spécifiquement dans les Alpes, est radicalement différent du contexte des régions polaires et des glaciers aux hautes latitudes. Les forts reliefs réduisent la visibilité des glaciers dans les vallées. Ils sont rarement visibles en passes ascendante et descendante. Lorsque nous ne disposons que de la projection du déplacement dans la ligne de visée du satellite, le calcul en trois dimensions de la vitesse nécessite de fortes hypothèses sur l'écoulement du glacier. La petite taille des glaciers alpins (typiquement 10 km de long et 1 km de large) entraîne deux conséquences importantes au niveau des traitements : ils réduisent la taille des filtres des interférogrammes et ils augmentent les difficultés de déroulement de la phase quand les glaciers ont des parties non connectées (zones de crevasses, par exemple).

La température de la glace des glaciers des basses latitudes est proche de zéro degré, du lit rocheux à la surface. Cet état réduit fortement la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques [8]. Toutes ces différences ont un fort impact sur la faisabilité des mesures D-InSAR, sur la complémentarité des données nécessaires et sur les traitements adoptés.

Les traitements des images optiques aéroportées permettent d'obtenir un Modèle Numérique de Terrain (MNT) haute résolution à la surface des glaciers et sur les moraines environnantes, tandis que les images InSAR permettent de calculer la projection de la vitesse en surface dans la ligne de visée du satellite (Line Of Sight ou LOS). Le MNT est nécessaire également dans les traitements D-InSAR pour soustraire les franges

topographiques, ré-échantillonner les images en géométrie sol et reconstruire les trois composantes du vecteur déplacement.

La deuxième partie de cet article présente les grands principes des méthodes de mesures géodésiques permettant la détermination des positions et de l'évolution des positions de points repères. Ces repères sont positionnés à des endroits bien spécifiques sur le glacier d'Argentière. L'évolution des mesures des positions de ces repères permettra, dans la suite de l'article, de définir des valeurs de vitesses d'écoulement qui serviront à la calibration d'autres expériences et notamment au recalage d'interférogrammes.

Plusieurs campagnes de mesures ont été effectuées :

- depuis 1993 jusqu'à 2005, des repères ont été observés le long de quatre profils différents. Les mesures annuelles permettent de définir des vitesses d'écoulement annuelles et par extrapolation, des vitesses journalières.

- En 2006, puis en 2007, d'autres mesures plus ponctuelles et sur des périodes plus courtes ont été effectuées. Là encore, nous pouvons en déduire des vitesses d'écoulement rapportées à 24 heures. En comparant ces déterminations multiples de vitesses d'écoulement, nous pourrions tirer une valeur relativement stable de la vitesse d'écoulement journalière en un point précis. Cette valeur sert à lever l'ambiguïté des mesures issues d'interférogrammes après l'étape de déroulement de phase. En effet, la connaissance de la vitesse d'écoulement en un point permettra le calage du zéro absolu de vitesse. Ces mêmes interférogrammes donnent des indications sur les vitesses d'écoulement sur l'ensemble du glacier.

Pour conclure et valider le processus, les champs de déplacements déduits des données interférométriques sont comparés à des vitesses d'écoulement mesurées par des voies géodésiques très précises. Ils permettent ainsi de corroborer les hypothèses initiales.

La connaissance des vitesses d'écoulement sur l'ensemble du glacier constituera une base de connaissances fondamentale pour l'interprétation d'autres phénomènes observés sur le glacier comme, par exemple, les variations des bilans de masse ou pour valider les modèles d'écoulement.

Notons que les premières mesures ont été obtenues à partir de balises mises en place par le service d'observations de l'OSUG-LGGE, les deuxièmes mesures ont été effectuées sur le glacier dans le cadre du projet MEGATOR¹.

2. Interférométrie

À partir de deux images satellitaires SAR, nous pouvons déterminer par interférométrie une variation de distance au sol. L'analyse fine de la différence de phase entre deux images radar permet de restituer le relief du terrain, mais également de mesurer les mouvements du sol entre les deux dates d'acquisitions, et ceci avec une précision centimétrique. Des images ERS-1/2 en mode tandem ont été utilisées pour extraire la composante déterministe de la phase représentative du déplacement des glaciers, à un jour d'intervalle, et à différentes dates, dans la vallée de Chamonix.

Huit images des satellites ERS-1 et ERS-2 ont été sélectionnées pour étudier la faisabilité de l'interférométrie multi-dates sur les glaciers de la vallée. Les séries de données sont présentées dans la table 1.

A. Interférométrie différentielle SAR

Les données radar ont été traitées à l'aide du logiciel ROI-PAC² développé par le Jet Propulsion Laboratory (USA) [14]. Il utilise les données brutes radar et un modèle numérique de terrain (MNT) pour générer des cartes de déplacement [14]. Dans cette chaîne de traitement, le MNT est utilisé pour soustraire les franges topographiques, effectuer les corrections orbitales, et ré-échantillonner les images en géométrie sol. Notons que la focalisation des images SAR est réalisée avec une hypothèse d'altitude moyenne qui est valide dans le cas des images ERS et pour des faibles variations de hauteur.

Cette hypothèse tend à introduire des erreurs de focalisation dans les zones à fort relief. Il y a, par exemple, 4000 mètres de différence de hauteur entre la vallée de Chamonix et le sommet

du Mont-Blanc. En comparant cette dénivelée à la profondeur de champ des satellites ERS, qui est de plusieurs kilomètres, nous pouvons valider notre hypothèse. Pour des données de haute résolution spatiale, cet effet sera beaucoup plus marqué et l'utilisation d'un MNT sera indispensable lors de l'étape de la synthèse SAR.

Nous avons étudié le potentiel de l'interférométrie différentielle à partir des images ERS en mode tandem essentiellement pendant l'hiver 1995-1996 [18]. Nous constatons que durant la saison estivale, nous n'avons pas de cohérence sur les glaciers. Ceci est probablement dû à la fonte et aux changements d'état de surface trop importants qui ne permettent pas de préserver la cohérence interférométrique en bande C (5,6 cm de longueur d'onde).

Quatre paires d'interférogrammes d'octobre 1995 à avril 1996 ont été calculés (Fig. 2). Après avoir retiré les franges orbitales et topographiques à l'aide des algorithmes ROI-PAC, un filtre adaptatif *Intensity-Driven Adaptive-Neighbourhood (IDAN)* [20] a été appliqué pour ré-estimer la phase et la cohérence. Ce filtrage nécessaire, surtout pour les larges lignes de base, permet d'obtenir un nombre d'échantillons suffisant pour réduire le bruit de phase, le biais et le bruit de la cohérence.

1. Analyse de la cohérence

Nous avons calculé l'interférogramme de la paire d'images ERS-1 en mode descendant de l'été 1991 avec deux chaînes de traitement (ROI-PAC, DIAPASON) pour s'assurer que les résultats ne sont pas influencés par des artefacts de calcul. L'interférogramme obtenu présente une bonne qualité montrant un haut niveau de cohérence sur les montagnes et dans la vallée de Chamonix. Cependant la cohérence est très faible sur les glaciers. En dépit du manque de visibilité, les mêmes résultats sont obtenus en passe ascendante. Le manque de cohérence interférométrique peut être expliqué par un important changement d'état de surface du glacier ou un grand déplacement qui pourrait affecter l'algorithme de recalage des images.

Pour essayer de lever une des hypothèses nous avons introduit des déplacements contrôlés et nous avons calculé des interférogrammes en utilisant deux fois la même image (ROI-PAC SLC image from ERS-1 17-08-1991). Les images décalées sont obtenues.

Table 1. Données ERS acquises sur la vallée de Chamonix.

Dates	Δt	Satellites	Orbites	Frame	Passe	$B_{//}$ (m)	B_{\perp} (m)	e_a (m)
9.07.95/10.07.95	1 jour	ERS-1/2	20823/01157	2673	Desc.	24	52	162
22.10.95/23.10.95	1 jour	ERS-1/2	22326/02653	2673	Desc.	-44	-107	87
31.12.95/1.01.96	1 jour	ERS-1/2	23328/03655	2673	Desc.	79	208	45
10.03.96/11.03.96	1 jour	ERS-1/2	24330/04657	2673	Desc.	26	9	935
14.04.96/15.04.96	1 jour	ERS-1/2	24831/05158	2673	Desc.	39	93	100

1. Mesure de l'Évolution des Glaciers Alpins par Télédétection Optique et Radar.

2. Repeated Orbit Interferometric – PACKAGE.

nues par rééchantillonnage des *SLC* (convolution cubique avec 4 points) et par translation dans la direction d'écoulement des glaciers par des multiples de 0,25 pixel. Plusieurs interférogrammes sont construits entre l'image originale *SLC* et les images *SLC* ayant subies un déplacement. On montre sur la Fig. 1 la cohérence moyenne et la déviation standard calculées sur ces interférogrammes à l'intérieur d'un masque incluant seulement les glaciers de la Mer de Glace et de Leschaux. Ces résultats montrent qu'il est possible d'obtenir un niveau de cohérence satisfaisant pour des déplacements plus importants que ceux auxquels nous nous attendons (de l'ordre du mètre/jour) sur les glaciers étudiés à peu de jours d'intervalle : en l'absence de tout autre facteur de décorrélation, le niveau de cohérence est au dessus de 0.6 pour des déplacements de 15 m.

Avec les données réelles ERS d'août 1991 et l'interférogramme à 3 jours d'intervalle, les déplacements des glaciers de la Mer de Glace et de Leschaux sont approximativement de 1 m tandis que la cohérence moyenne est égale à 0.2. Cette perte totale de cohérence durant l'été ne peut être interprétée que par des changements d'état de surface des glaciers probablement dus à la fonte de la glace et par conséquent de la variation du nombre et de la position des diffuseurs élémentaires dans la cellule de résolution. Un modèle empirique dérivé des observations d'ablation confirme cette interprétation : chaque degré positif entraîne une ablation de 6.6 mm par jour [21]. Pendant l'été les températures sont souvent comptabilisées comme positives dans les études des glaciers, l'ablation étant trop importante comparée à la longueur d'onde en bande C (5,6 cm) pour préserver la cohérence. Cette conclusion est aussi en accord avec les travaux de [2] sur les « surges » des glaciers d'Islande : ils correspondent à des mesures de déplacements qui sont souvent supérieures au mètre par jour (jusqu'à 7 m / jour).

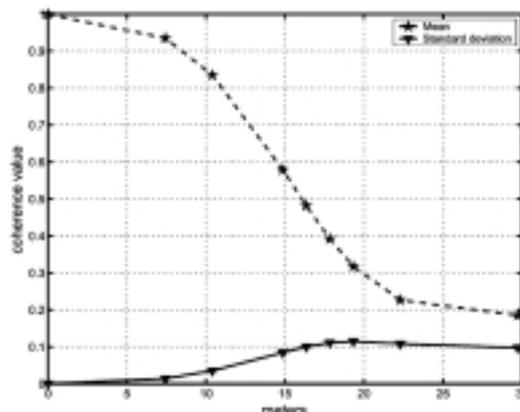


Figure 1. Valeur de la cohérence en fonction de déplacements simulés en utilisant deux fois la même image satellite (ERS-1 17-08-1991). La cohérence moyenne et la déviation standard sont calculées sur les glaciers de la Mer de Glace et de Leschaux.

Pendant les autres périodes, nous constatons (Fig. 2c), une forte cohérence à un jour d'intervalle en mars et avril 1996, par exemple. Celle-ci est due à la plus courte ligne de base perpendiculaire (9 mètres en mars) entre les deux satellites et une acquisition pendant la saison froide. La plus faible cohérence constatée en dates des 31 décembre 1995 et 1er janvier 1996 est due à la décorrélation volumique causée par une longue ligne de base (208 mètres). Cette figure montre une bonne préservation de la cohérence sur les glaciers de la Mer de Glace, de Leschaux et d'Argentière pendant l'hiver (décembre et mars) avec seulement une bonne cohérence dans la partie haute des glaciers en octobre et en avril. Les limitations dans l'utilisation de l'InSAR

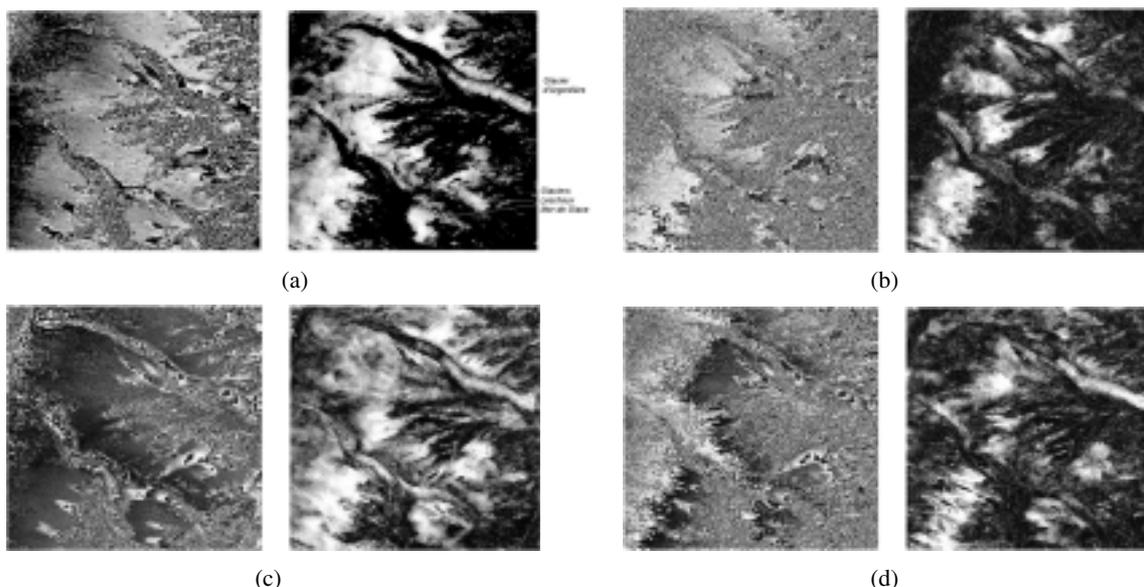


Figure 2. Interférogrammes ERS-1/2 sur les glaciers de la Mer de Glace, de Leschaux et d'Argentière de la vallée de Chamonix (600 x 700 pixel). Phase différentielle et cohérence filtrées par IDAN. (a) 22-23 octobre 1995. (b) 31 décembre 1995, 1^{er} janvier 1996. (c) 10-11 mars 1996. (d) 14-15 avril 1996.

pendant les saisons de printemps, d'été et d'automne sont dues aux conditions météorologiques et aux altitudes des glaciers étudiés.

2. Analyse de la phase

Les différentes contributions de la variation de la phase interférométrique entre deux images RSO sont liées à la géométrie des orbites, la topographie de surface, le déplacement de la surface, et les changements atmosphériques entre les deux acquisitions [6]. Du fait de la très petite surface des glaciers en comparaison à l'image satellite totale, seuls des changements atmosphériques locaux peuvent affecter les mesures interférométriques sur les glaciers étudiés. Étant donné que la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dépend localement de la pression, du contenu en vapeur d'eau et de la température [Formule de Smith et Weintraub] et que la pression de vapeur d'eau saturante est très faible à 273 °K (température de surface des glaciers), la variation à un jour d'intervalle est minimale en hiver.

Ceci peut être vérifié en comparant différentes paires d'interférogrammes de la même saison. La similarité du motif de franges de 4 interférogrammes tandem (Fig. 2) peut être observée dans la partie haute et médium des glaciers où les cohérences sont maximales. Ceci est confirmé par les différences des phases entre interférogrammes présentés sur la Fig. 3. La différence des interférogrammes (mars et avril 1996 – Fig. 3a est proche de zéro). Elle augmente légèrement sur certaines parties du glacier lorsque l'on effectue des différences entre des interférogrammes plus éloignés dans le temps (décembre 1995 – mars 1996 Fig. 3b) et (octobre 1995 – mars 1996 Fig. 3c). Ceci est en accord avec les différences observées par mesures *in situ* dans les travaux de [4]. Nous considérons alors les perturbations atmosphériques comme négligeables en hiver à l'échelle locale des glaciers des Alpes.

Les franges topographiques et orbitales peuvent être compensées en utilisant un MNT à grande échelle et les orbites précises de l'Université de Delft [13]. L'analyse visuelle des quatre interférogrammes, présentés en Fig. 2, montre la précision des calculs effectués : en dehors des glaciers, la phase est presque

constante selon l'axe des azimuts et moins d'une demi-frange apparaît le long de l'axe des distances, même avec des lignes de base différentes et des variations d'altitude de 3000 mètres entre la vallée de Chamonix et le sommet des montagnes.

Nous considérons, par la suite, que les franges comprises entre $[0, 2\pi]$ que nous observons sur les glaciers correspondent seulement aux déplacements à un jour du glacier projetés dans la ligne de visée du satellite (LOS).

3. Déroulement de phase et ortho-rectification

Pour extraire les vitesses à la surface des glaciers à partir des franges d'interférences montrées sur la Fig. 2, la phase doit être déroulée.

Nous rencontrons plusieurs obstacles spécifiques aux glaciers alpins entourés de forts reliefs :

- Cas 1 : Aux bords de ces glaciers, du fait des pentes importantes, le signal de phase lié au mouvement du glacier est discontinu avec le reste de l'interférogramme. Dans ce cas, nous ne pouvons pas extraire de « point zéro » où il n'y a pas de mouvement. Les franges d'interférences sur le glacier représentent alors une variation relative du déplacement. Ainsi devons-nous disposer d'un point de mesure de référence sur le glacier pour pouvoir en déduire le champ de vitesses du glacier.

- Cas 2 : Dans d'autres cas, nous pouvons supposer que dans la zone d'accumulation du glacier il n'y a pratiquement pas de mouvement. Nous pouvons alors définir le « point zéro » comme étant localisé dans cette zone.

En ce qui concerne le glacier d'Argentière, la zone d'accumulation est visible dans les images SAR en passe descendante (cas 2), mais la topographie de surface est très pentue (cas 1) ce qui ne nous permet aucune conclusion à ce stade.

Dans le cas des glaciers de la Mer de Glace et de Leschaux, la partie d'accumulation est le glacier du Mallet qui présente un dôme et pourrait nous permettre de faire l'hypothèse (cas 2) de « point zéro », mais malheureusement, l'angle d'incidence de 23° des satellites ERS ne permet pas de voir cette partie du glacier.

Nous allons utiliser des points de référence au sol, dont nous allons justifier l'utilisation dans la section suivante. Quand il

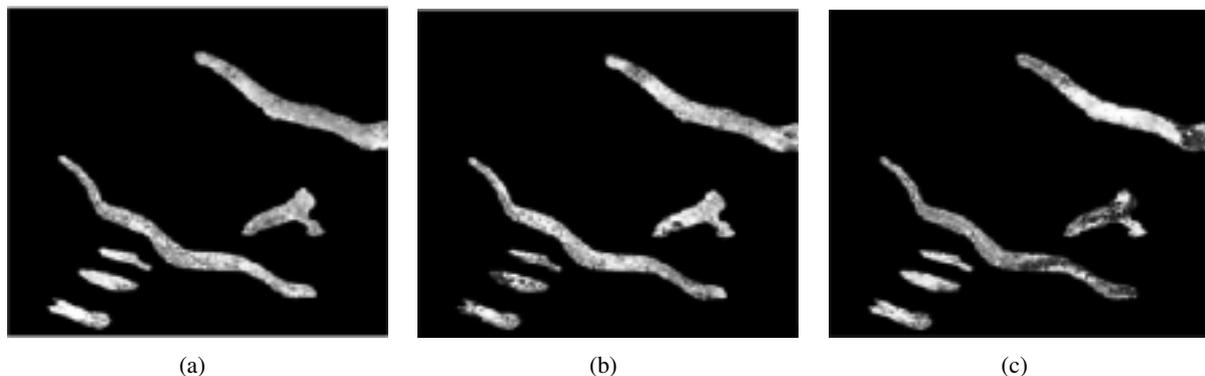


Figure 3. Différences des phases enroulées entre les interférogrammes présentés : (a) 10-11 mars 1996 et 14-15 avril 1996. (b) 31 décembre 1995-1^{er} janvier 1995 et 10-11 mars 1996. (c) 22-23 octobre 1995 et 10-11 mars 1996.

n'existe pas de « point de référence zéro » connecté aux glaciers dans les interférogrammes, les franges observées peuvent quand même être déroulées, mais le résultat obtenu sera connu à une constante près.

Cette constante peut être connue dès lors qu'un « point de déplacement » est connu (par exemple, par l'intermédiaire d'une mesure au sol).

Les difficultés augmentent lorsque la surface du glacier est séparée en différentes parties à cause de la géométrie des images SAR (ombres / layover) et la perte de cohérence ou le repliement de spectre lorsque le glacier accélère dans les zones de séracs, par exemple : le critère de Nyquist n'est alors plus respecté. Dans la partie basse du glacier d'Argentière, par exemple, un multiple de 2π est inconnu entre les différentes parties du glacier. Ce problème peut être résolu en utilisant des approches complémentaires comme le *speckle tracking* [16] ou en mesurant le déplacement d'une cible cohérente pour trouver le bon multiple de 2π .

Pour réduire le bruit de phase et obtenir un niveau de cohérence suffisant, l'interférogramme initial, moyenné 5×1 , obtenu avec ROI-PAC, est filtré en utilisant l'estimateur des fréquences locales [17] et les voisinages adaptatifs [20]. Une minimisation par les moindres carrés est enfin appliquée pour dérouler la phase sur les glaciers de la Mer de glace, de Leschaux et d'Argentière.

Finalement, l'image complète a été ortho-rectifiée et géoréférencée, permettant ainsi le passage de la « géométrie radar » (slant range) vers la « géométrie sol » (ground range) ainsi que le calcul des champs de vitesses en surface des glaciers. Cette étape est réalisée en utilisant le code de traitement ROI-PAC et le MNT (Fig. 4).

Deux autres aspects supplémentaires à prendre en compte sont les influences de l'altitude et de la pente sur la cohérence interférométrique dans les zones glaciaires.

B. Influence de l'altitude et de la pente sur la cohérence interférométrique

Dans cette partie nous étudions l'influence de l'altitude sur la cohérence interférométrique (Fig. 5). À partir d'un simulateur radar [9] et du MNT, nous avons déterminé les zones visibles et les zones non visibles par les satellites ERS-1/2. Nous masquons, dans les images, les zones d'ombres de recouvrement et de repliement en « géométrie sol ». L'utilisation des *look up table* de ROI-PAC permettent de passer de la « géométrie des images radar » à la « géométrie sol ». Cette influence est analysée sur trois glaciers de la vallée de Chamonix.

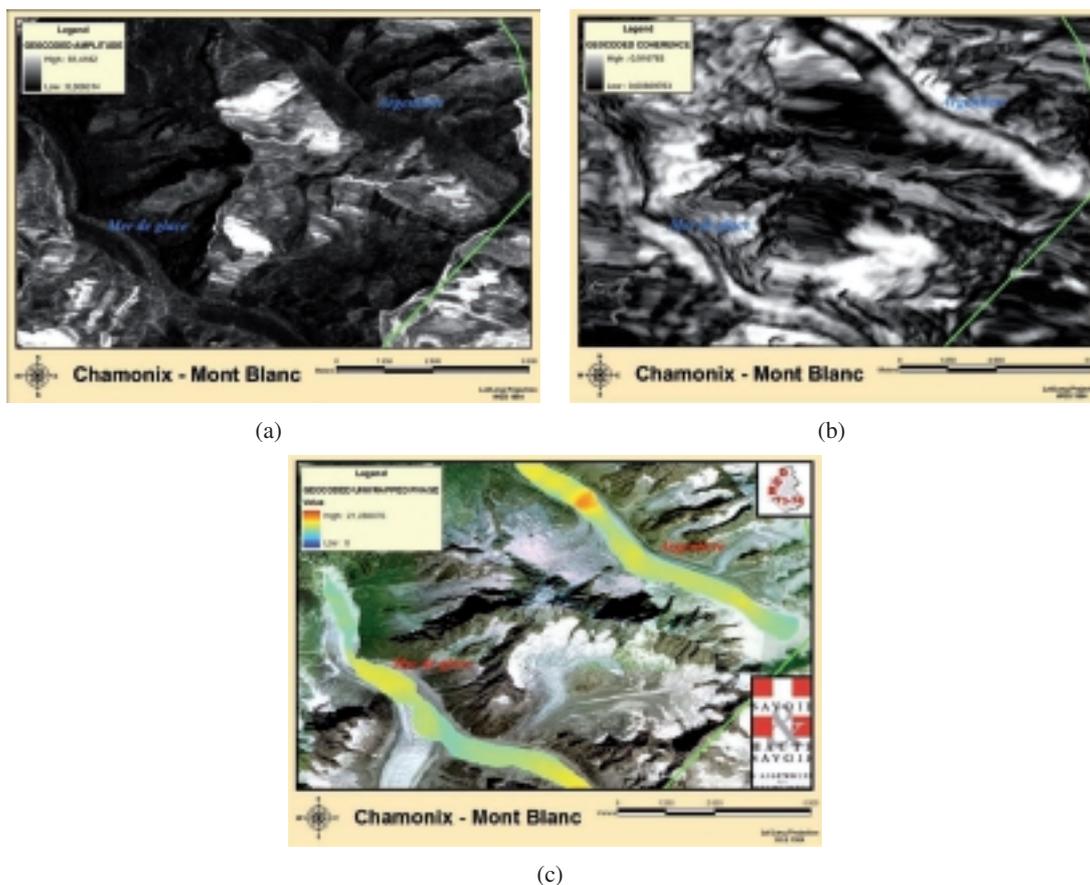


Figure 4. Interférogrammes ERS-1/2 en mode tandem de mars 1996. (a) amplitude géoréférencée. (b) cohérence géoréférencée. (c) Phase différentielle déroulée et géoréférencée à l'aide d'un MNT obtenue à partir de photos aériennes des glaciers de la Mer de Glace et d'Argentière. Les variations de couleurs sur les glaciers correspondent aux déplacements à un jour en LOS en cm.

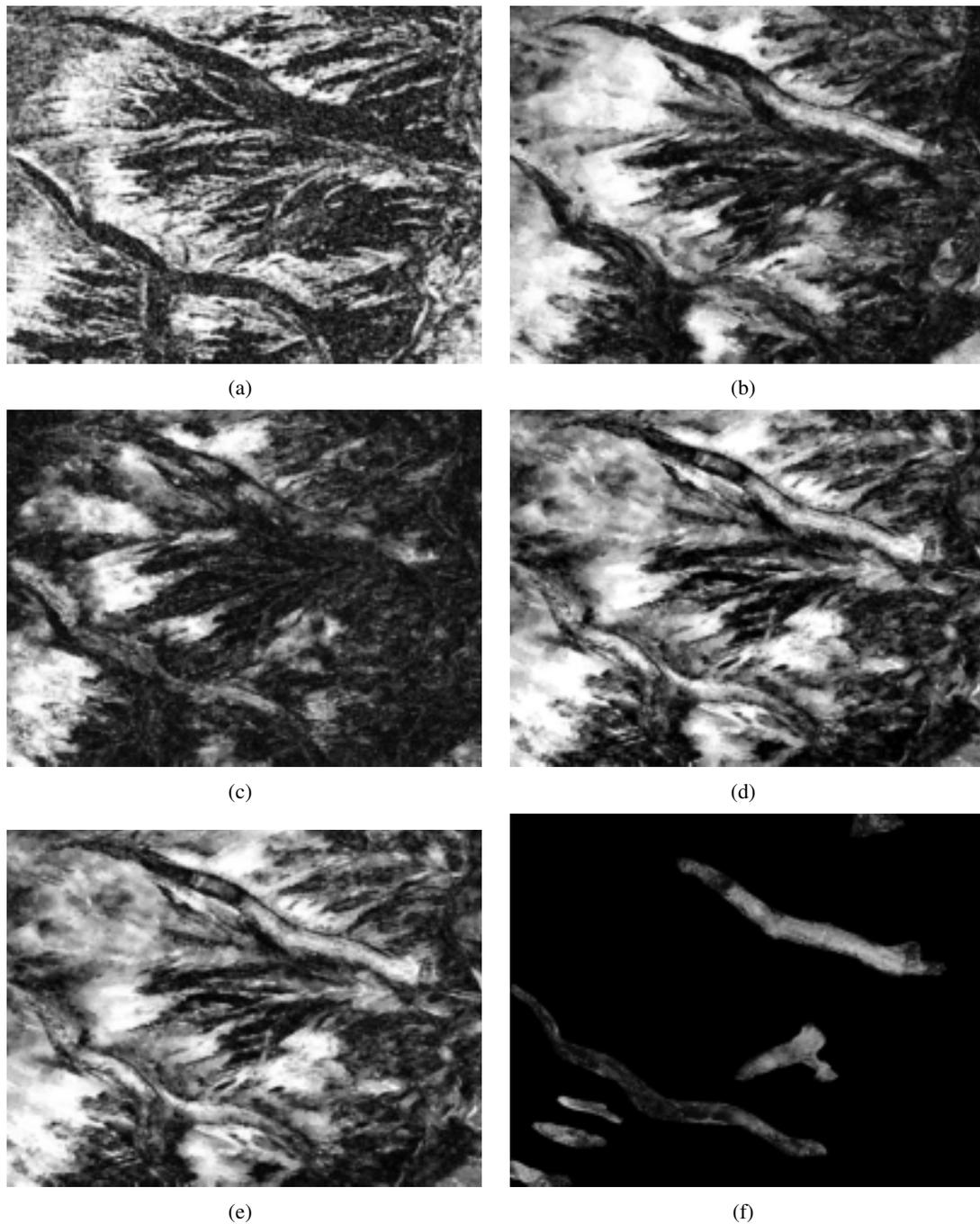


Figure 5. Interférogrammes des images ERS-1/2 en mode tandem sur les glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace et de Leschaux (540 x 410 pixel). Cohérence filtrée par IDAN. (a) 9/10 juillet 1995. (b) 22/23 octobre 1995. (c) 31 décembre 1995 / 1^{er} janvier 1996. (d) 10/11 mars 1996. (e) 14/15 avril 1996. (f) 14/15 avril 1996 avec les zones masquées.

Nous pouvons remarquer (Fig. 5a) que la cohérence est bien préservée sur les zones non glaciaires en juillet 1995, et du fait du changement d'état de surface, nous perdons totalement la cohérence sur les glaciers. Nous constatons (Fig. 5e) que la cohérence est préservée seulement dans la partie haute du glacier d'Argentière en avril 1996. La table 2 montre que sur le glacier d'Argentière 34.9 % des pixel ont une cohérence plus grande que 0.5, tandis que sur les glaciers de la Mer de Glace et de Leschaux seulement 1.37 % des pixel préservent la cohé-

rence. Cette différence importante est due aux altitudes plus basses sur les glaciers de la Mer de Glace et de Leschaux (Fig. 6). Les altitudes basse et haute des glaciers de la Mer de Glace et de Leschaux sont comprises entre 1800 et 2800 mètres, tandis que les altitudes du glacier d'Argentière sont comprises entre 2400 et 3100 mètres. A cette période de l'année, la fonte de la neige étant importante aux altitudes basses, cela entraîne un changement d'état de surface du glacier et la perte de la cohérence à un jour.

Table 2. Pourcentage de pixel ayant une cohérence ≥ 0.5 sur les zones visibles des glaciers.

date d'acquisition	Nom du glacier		zones non glaciaires
	Mer de Glace Leschaux	Argentière	
juillet 1995	5.33	0.70	38.65
octobre 1995	27.75	37.17	39.28
décembre 1995	2.45	1.49	7.34
mars 1996	35.05	44.94	32.20
avril 1996	1.37	34.90	9.41

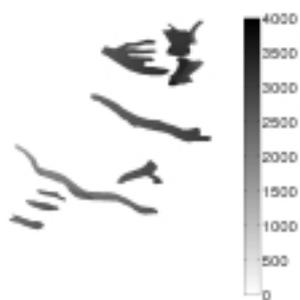


Figure 6. MNT des zones glaciaires de la vallée de Chamonix.

Il est intéressant d'étudier comment évolue la cohérence en fonction de l'altitude et de la pente. Seules les zones visibles ont été prises en compte dans les graphes représentant la cohérence en fonction de l'altitude (Fig. 7).

La cohérence sur le glacier d'Argentière augmente en fonction de l'altitude aux mois d'octobre, de mars et d'avril, puis décroît. Cette augmentation est liée à la préservation de l'état de surface en hiver dans les parties hautes du glacier. La décroissance de la cohérence à partir de 2900 mètres d'altitude est due à l'augmentation de la pente dans la partie haute du glacier d'Argentière et au décalage spectral induit [3].



Figure 7. Influence de l'altitude et de la pente sur les cohérences interférométriques à différentes dates obtenues à partir des images ERS-1/2 en mission tandem.

Nous allons maintenant estimer les erreurs liées aux franges topographiques dans les interférogrammes différentiels.

C. Analyse des différences de phase enroulée entre des interférogrammes différentiels pour l'estimation des erreurs liées aux franges topographiques

Les franges résiduelles observées comme résultat de la différence entre deux interférogrammes différentiels réalisés à deux dates successives, peuvent être liées soit à la topographie, soit aux perturbations atmosphériques, soit aux variations du déplacement des glaciers en surface ou encore comme combinaisons des deux ou des trois phénomènes.

Les (Fig. 8 et 9) montrent respectivement la situation géographique des glaciers et la différence de phase enroulée entre des interférogrammes de trois dates successives sur les glaciers du Tour, du Trient et de Saleina.

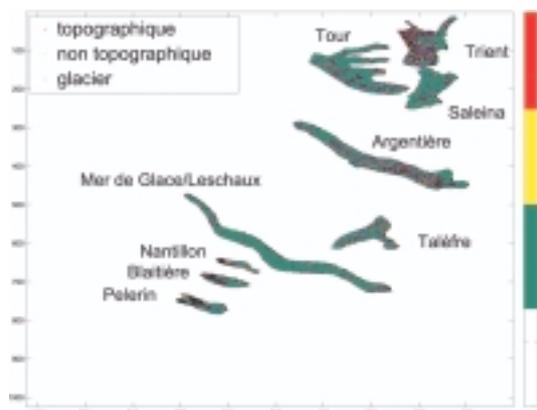


Figure 8. Situation géographique des glaciers.

Des franges résiduelles sont observées sur le glacier du Trient. En supposant que toutes les franges non liées aux déplacements ont été retirées des interférogrammes, cela signifie que les franges restantes révèlent les variations de vitesse du glacier. L'écoulement du glacier du Trient est donc non stationnaire.

Pour déterminer si ces franges sont dues à des erreurs de corrections topographiques ou si elles sont dues à la non stationnarité de l'écoulement du glacier, nous proposons une méthode de comparaison entre les franges résiduelles observées et les différences des lignes de base perpendiculaires.

Posons Φ_{topo}^i le terme interférométrique à la date i correspondant aux franges topographiques, c'est-à-dire dû aux variations de hauteur Δ_z de la zone étudiée. Φ_{topo}^i peut s'exprimer comme une fonction de la ligne de base orthogonale (B_{\perp}^i) à la date i sous la forme :

$$\Phi_{topo}^i = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}^i}{R_1 \sin \theta} \Delta z = \frac{2\pi}{e_a^i} \Delta z \tag{1}$$

avec :

$$\Delta z = \Delta z^{MNT} + \Delta z^{err} \tag{2}$$

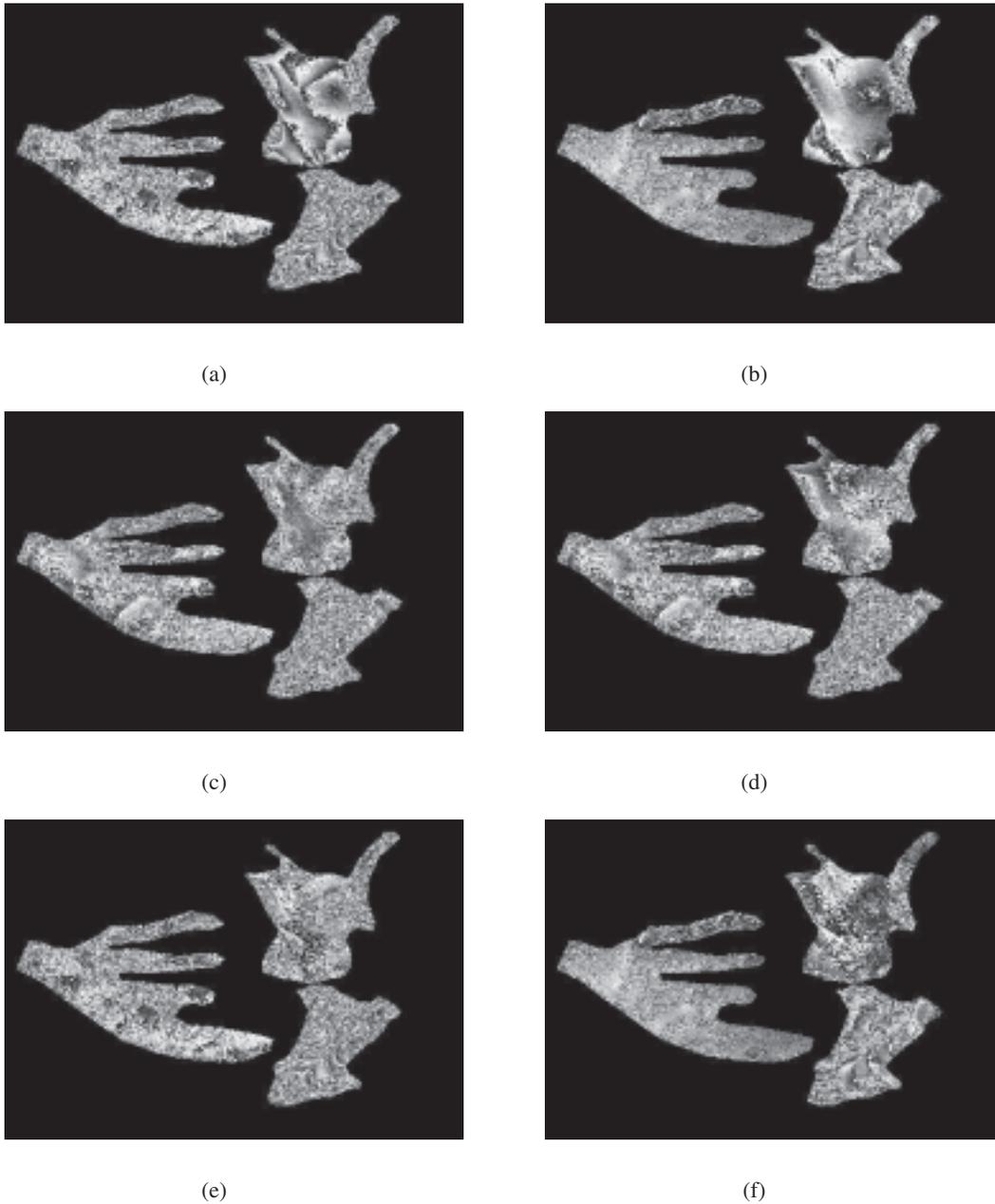


Figure 9. Différence des phases enroulées entre les interférogrammes sur les glaciers du Tour, du Trient et de Saleina avec la topographie : (a) $\Delta\Phi_{\text{avril-octobre}}$. (c) $\Delta\Phi_{\text{avril-décembre}}$. (e) $\Delta\Phi_{\text{avril-mars}}$. après correction des erreurs : (b) $\Delta\Phi_{\text{avril-octobre}}$. (d) $\Delta\Phi_{\text{avril-décembre}}$. (f) $\Delta\Phi_{\text{avril-mars}}$.

Δz^{MNT} donné par le MNT et Δz^{err} l'erreur du MNT, et l'altitude d'ambiguïté e_a^i définie par :

$$e_a^i = \frac{\lambda}{2} \frac{R_1 \sin \theta}{B_{\perp}^i} \quad (3)$$

La ligne de base orthogonale équivalente ΔB_{\perp}^{ij} peut être définie comme la différence des lignes de base orthogonale aux dates i et j .

L'altitude d'ambiguïté équivalente peut s'écrire alors :

$$\Delta e_a^{ij} = \frac{\lambda}{2} \frac{R_1 \sin \theta}{B_{\perp}^i - B_{\perp}^j} = \frac{1}{\frac{1}{e_a^i} - \frac{1}{e_a^j}} \quad (4)$$

Notons $\Delta\Phi_{topo}^{ij}$ la composante topographique résiduelle dans la différence entre les interférogrammes aux dates i et j :

$$\Delta\Phi_{topo}^{ij} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{(B_{\perp}^i - B_{\perp}^j)}{R_1 \sin \theta} \Delta z^{err} = \frac{2\pi}{\Delta e_a^{ij}} \Delta z^{err} \quad (5)$$

Posons $N_{ij}(X, Y)$ le nombre de franges observées sur la différence des interférogrammes $\Delta\Phi_{topo}^{ij} = (\Phi_{topo}^i - \Phi_{topo}^{i,MNT}) - (\Phi_{topo}^j - \Phi_{topo}^{j,MNT})$ entre deux points X et Y et $\Delta z^{err}(X, Y)$ la différence de hauteur entre X et Y . $N_{ij}(X, Y)$ est supposé être positif si les franges varient du blanc au noir.

L'hypothèse que les franges résiduelles sont des franges topographiques implique :

$$\Delta z^{err}(X, Y) = \Delta N_{ij}(X, Y) \Delta e_a^{ij} \quad (6)$$

Ceci implique de tester cette hypothèse en vérifiant si le produit de l'équation (5) est constant sur les différentes paires d'interférogrammes, où :

$$\Delta N_{ij}(X, Y) \Delta e_a^{ij} = C^{te} \forall i, j \quad (7)$$

Si cette équation (6) est vérifiée, cela signifie que les franges résiduelles sont des franges topographiques qui n'ont pas été enlevées lors de la prise en compte du MNT dans les traitements interférométriques et que le MNT est probablement erroné.

Cette méthode a été appliquée sur les 4 couples tandem ERS-1/2 entre octobre 1995 et avril 1996. Les paramètres ERS utilisés sont :

- $R1 = 790$ km
- $\lambda = 5.6$ cm
- $\theta = 23^\circ$

La table 3 montre les résultats obtenus.

Table 3. Détection des franges résiduelles topographiques dans les interférogrammes.

dates	Dec. Oct.	Mar. Dec.	Mar. Oct.	Apr. Mar.	Apr. Dec.	Apr. Oct.
ΔB_{\perp} (m)	315	-199	116	84	-115	200
Δe_a (m)	27	-43	74	103	-75	43
N	3	-2	1	< 1	-1	2
$N \Delta e_a$ (m)	81	86	74	< 103	75	86

Nous pouvons observer que le produit $N \Delta e_a$ est quasi constant (≈ 80) pour toutes les différences de phases enrôlées entre les interférogrammes sur le glacier du Trient. Nous en concluons que les franges topographiques n'ont pas bien été retirées sur ce glacier. Ceci est probablement dû à un manque de précision du MNT sur ce glacier, situé en Suisse.

Maintenant que nous venons d'établir que les franges situées sur le glacier du Trient sont dues à la topographie, l'équation (5) permet de calculer l'erreur du MNT. La figure 9 montre les franges résiduelles sur le glacier du Trient avant (Fig. 9a, 9b 9c) et après (Fig. 9d, 9e, 9f) compensation de la topographie. Il est à remarquer que les franges restantes ne varient plus avec la ligne de base orthogonale. Ce résultat permet de valider l'hypothèse de l'équation (6).

D. Estimation des déplacements

Les glaciers que nous avons étudiés dans la vallée de Chamonix ne sont visibles qu'avec des acquisitions descendantes des satellites ERS. Nous ne disposons, dans ce cas, que d'une composante de la vitesse dans la ligne de visée du satellite. Les informations manquantes sont obtenues grâce au MNT et à des hypothèses sur l'écoulement de la glace.

Ces hypothèses sont les suivantes :

- Le Flux de glace est Parallèle à la Surface (FPS) et ne prend pas en compte la composante verticale de la vitesse.
 - La direction d'écoulement est dans la ligne de plus grande pente et ne prend pas en compte un possible glissement [10].
- En accord avec ces hypothèses, les étapes suivantes sont réalisées :

- Pour chaque pixel du MNT, les deux composantes du gradient des hauteurs sont calculées à partir des angles de pente β et d'orientation α à la surface du glacier (Fig. 10). Les trois composantes du vecteur \vec{u} fournissent la direction de la plus grande pente (8).

$$\vec{u} = \begin{bmatrix} \cos(\beta)\cos(\alpha - \pi) \\ \cos(\beta)\sin(\alpha - \pi) \\ -\sin(\beta) \end{bmatrix} \quad (8)$$

- Pour chaque pixel de la phase déroulée, l'orientation de la LOS et le déplacement suivant la direction du mouvement sont calculés. Deux paramètres sont nécessaires : l'incidence verticale du satellite, notée δ , et l'incidence horizontale, notée γ .

Le vecteur représentant la ligne de visée (LOS) du satellite peut s'écrire :

$$\vec{E}_{LOS} = \begin{bmatrix} -\sin(\delta)\sin(\gamma) \\ -\sin(\delta)\cos(\gamma) \\ -\cos(\delta) \end{bmatrix} \quad (9)$$

Le déplacement mesuré le long de la LOS, D_{los} est calculé à partir de la valeur de la phase déroulée (dans le cas des satellites ERS : $\alpha = 28$ mm) suivant l'expression :

$$D_{los} = \alpha \frac{\Phi_u}{2\pi} \quad (10)$$

Le déplacement dans la direction du mouvement s'écrit :

$$D_m = \frac{D_{los}}{\vec{E}_{LOS} \cdot \vec{u}} \quad (11)$$

Finalement la vitesse en surface des glaciers est obtenue par :

$$\vec{V}_m = \frac{D_m}{\Delta t} \vec{u} \quad (12)$$

À partir des interférogrammes déroulées et des équations précédentes il est possible de calculer les vitesses « instantanées » (un jour d'intervalle) à la surface du glacier d'Argentière à différentes périodes de l'année.

Nous trouvons sur la Fig. 11 du glacier d'Argentière, le tracé du profil longitudinal où nous avons effectué les calculs des

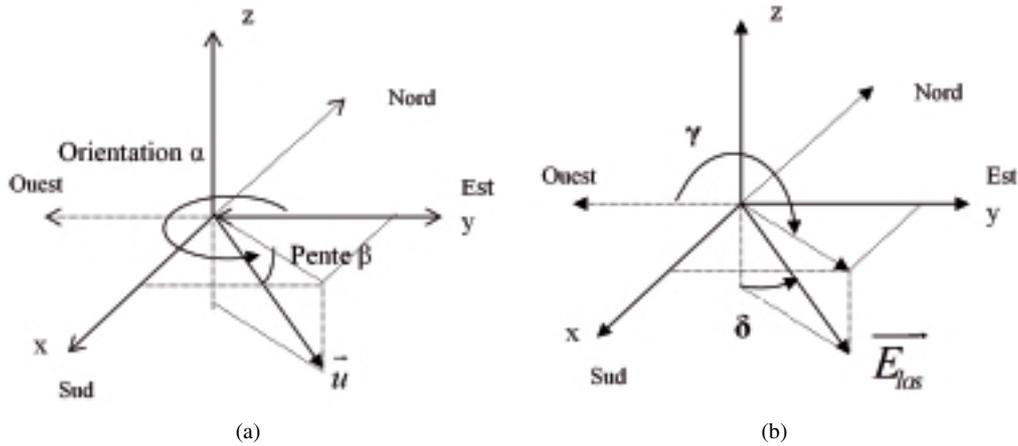


Figure 10. Orientation des angles et de la direction de la LOS à la surface du glacier.



Figure 11. Glacier d'Argentière : profil longitudinal (bleu), positionnement des balises GPS (croix rouges) mesurées en octobre 2006 et positionnement des profils mesurés par le LGGE.

vitesses instantanées et le positionnement des points GPS mesurés durant la campagne de mesure d'octobre 2006.

La phase déroulée d'un interférogramme permet de connaître le déplacement relatif en surface d'un objet géophysique. L'obtention d'un déplacement absolu, dans notre cas, nécessite de connaître un point de référence sur le glacier. Pour cela, nous avons utilisé une mesure annuelle d'une balise du Laboratoire de Glaciologie et Géophysiques de l'Environnement (LGGE) (disponible sur internet : <http://lgge.obs.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm>). La Fig. 12, qui retrace les différentes valeurs des observations en différents profils, montre une grande stationnarité de l'écoulement dans la partie haute du glacier (correspondant au Profil 7). Nous posons ainsi l'hypothèse de pouvoir considérer que la vitesse journalière pouvait être déduite de la vitesse annuelle à partir des mesures de l'année 1996 (date d'acquisition des satellites).

Il est alors possible de recalculer les vitesses relatives obtenues par interférométrie par rapport à un point sur le glacier d'Argentière et en déduire des profils de vitesse (Fig. 13).

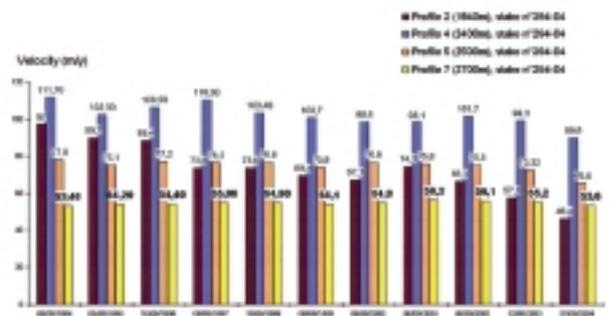


Figure 12. Mesures des vitesses annuelles sur le glacier d'Argentière, obtenues à partir de balises (service d'observation de l'OSUG-LGGE).

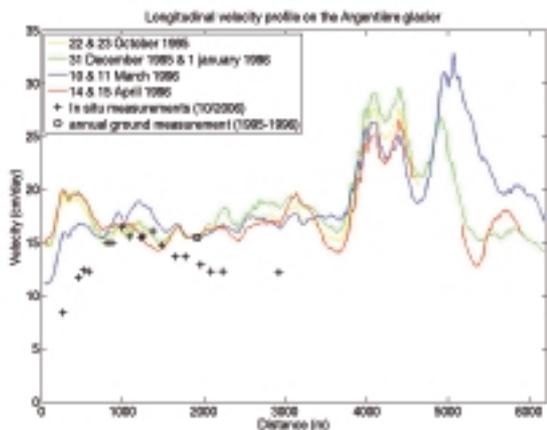


Figure 13. Évolution des vitesses sur le glacier d'Argentière selon le profil longitudinal de la Figure 11. L'abscisse de point 0 correspond au début du Profil situé en haut du glacier (extrémité Sud-Est sur la Figure 11).

Les profils ont été recalés par rapport à une mesure annuelle rapportée à 24 heures : 15.4 cm / jour (cf. cercle sur la Fig. 13). Les mesures d'octobre 2006 sont du même ordre de grandeur que la mesure à un jour de 1995, ce qui nous conforte sur l'hypothèse d'un écoulement stationnaire dans cette zone du glacier.

3. Campagnes de mesures tachéométriques *in situ*

Les premières campagnes de mesures ont été réalisées par l'OSUG-LGGE entre 1993 et 2005. Ces mesures ont permis de déterminer le déplacement de repères placés selon quatre profils tout au long du glacier (Fig. 14).

Chaque balise-repère est matérialisée par un aboutement de cinq perches de 2 mètres de long raccordées entre-elles par des petites chaînettes. La balise-repère complète, d'une longueur de 10 mètres est ensuite enfoncée verticalement dans le glacier en utilisant une sonde vapeur.

À intervalles réguliers d'un an (en septembre), la position de chaque balise-repère est redéterminée par des mesures géodésiques effectuées au tachéomètre. La position est déterminée au cm près ainsi que la longueur de la perche dépassant de la surface du glacier. La mesure de l'émergence de la perche permet ainsi de suivre l'évolution de l'ablation du glacier et d'en tirer les valeurs selon une fréquence annuelle.

Nous remarquerons sur la figure 15, qui est un agrandissement de la cartographie du Profil P7, que les balises ont parfois été repositionnées d'une année à l'autre. En effet, les déplacements

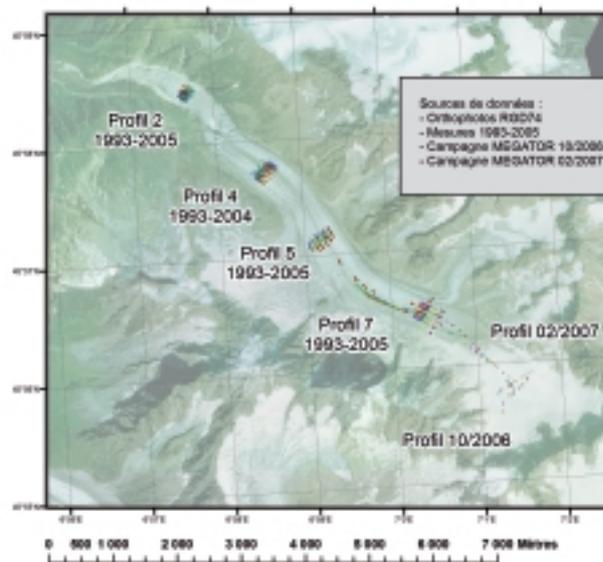


Figure 14. Profils P2, P4, P5 et P7 – Mesures tachéométriques pluriannuelles.

annuels observés étant de l'ordre de 55 mètres, une balise restant en place pendant une dizaine d'années se serait déplacée de plus de 500 mètres. Les déplacements observés pour une même balise auraient ainsi traduit un déplacement le long d'un profil longitudinal selon la direction de l'écoulement. Ici, le but des manipulations était la détermination des déplacements en des points (zones) particuliers.

La table 4 montre les résultats obtenus sur le point Pt2/Pt3 du Profil P7. Ce point Pt2/Pt3 servira de point de comparaison pour la suite des expérimentations, il permet de fixer une première hypothèse sur la vitesse d'écoulement rapportée à 24 heures dans la partie haute du glacier. Au niveau du point Pt2_P7_9495 et Pt3_P7_9495 elle est de: 14.8 cm / 24 heures (moyenne sur 1994-1995) pour atteindre pour le point Pt2_P7_0405 une valeur de 13.9 cm / 24 heures (moyenne sur 2004-2005).

Il est à noter que ces mesures montrent une très grande stabilité des déplacements cumulés au cours des 10 ans d'étude.

A. Campagnes de mesures GPS *in situ*

Le projet MEGATOR, lancé en 2004 [1], concerne la collaboration de 4 laboratoires de recherche spécialisés dans le traitement des images optiques et SAR, dans les techniques de fusion et dans la représentation cartographique.

Le principal objectif du projet MEGATOR était de définir, puis de mettre en place une méthode générale permettant d'extraire les données utilisables dans le cadre de la surveillance des glaciers à partir d'une énorme quantité d'images et de données disponibles pour en construire des modèles d'évolution et pour mesurer les risques encourus par les régions avoisinantes.

Table 4. Mesures pluriannuelles des déplacements Profil P7 – Pt2.

Année hydrologique	Balise	Date	Position (m)			Vitesse horizontale (m/an)	Vitesse / pente (m/an)
			X	Y	Z		
1993-1994	7-2 93	9.09.1993	961984.02	115436.88	2737.64	52.9	53.5
	7-2 94	6.09.1994	961935.16	115457.23	2730.18		
1994-1995	7-2 94	6.09.1994	962133.18	115213.34	2746.75	54.1	54.2
	7-2 95	5.09.1995	962082.95	115233.51	2744.35		
1995-1996	7-2 95	5.09.1995	962082.95	115233.51	2744.35	55.3	55.4
	7-2 96	10.09.1996	962031.49	115253.75	2740.77		
1996-1997	7-2 96	10.09.1996	962031.49	115253.75	2740.77	54.9	55.0
	7-2 97	9.09.1997	961980.56	115274.25	2737.18		
1997-1998	7-2 97	9.09.1997	961980.56	115274.25	2737.18	55.1	55.4
	7-2 98	10.09.1998	961929.58	115295.19	2731.27		
1998-1999	7-2 98	10.09.1998	961929.58	115295.19	2731.27	53.9	54.0
	7-2 99	8.09.1999	961879.90	115316.03	2727.34		
1999-2000	7-2 99	8.09.1999	961879.90	115316.03	2727.34	54.6	54.9
	7-2 00	6.09.2000	961829.70	115337.56	2721.89		
2001-2002	7-2 01	6.09.2001	961949.01	115332.46	2733.29	56.2	56.4
	7-2 02	6.09.2002	961897.13	115353.94	2727.89		
2002-2003	7-2 02	6.09.2002	961897.13	115353.94	2727.89	51.4	51.7
	7-2 03	12.08.2003	961850.02	115374.54	2722.57		
2003-2004	7-2 03	8.09.2003	961846.43	115376.07	2721.13	53.6	53.9
	7-2 04	7.09.2004	961797.49	115397.86	2715.02		
2004-2005	7-2 04	7.09.2004	962135.57	115210.5	2740.73	50.5	50.7
	7-2 05	31.08.2005	962088.97	115230	2735.93		
moyenne						53.9	
moyenne/24h						0.148	

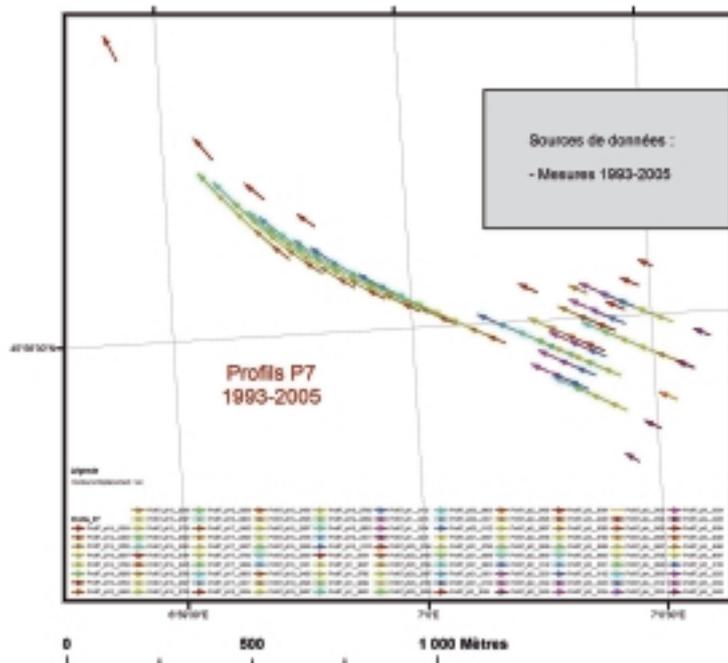


Figure 15. Profil P7 – Mesures géodésiques pluriannuelles.

Les trois axes de recherche principaux étaient ainsi :

- La construction de MNT et la constitution d'ortho-images à partir d'images optiques de haute résolution, de même que la détection des changements et le calcul de modèles de différences tels que des modèles de variation de volumes, de retrait de glaciers, d'apparition et de disparition de lacs, etc.
- Le calcul d'interférogrammes différentiels, par soustraction de la topographie obtenue par les traitements précédents, pour l'obtention de champs de déplacements sur de très courtes périodes (quelques jours uniquement).
- La fusion des mesures et résultats précédents avec des éléments identifiés parmi les données optiques ou SAR permettant leur suivi et la constitution de cartes de risques.

Comme sites tests pour l'acquisition de données optiques et SAR, deux glaciers localisés dans les Alpes françaises près du Mont-Blanc, ont été retenus. Il s'agit des glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace.

Des mesures terrain, effectuées régulièrement dans les zones tests précédentes viennent compléter les jeux de données initiaux, soit en augmentant leur précision, soit en permettant des comparaisons ou la validation des résultats expérimentaux.

Les résultats sont décrits dans [19]. Ils serviront, dans notre contexte, pour mettre en place la deuxième hypothèse sur la vitesse d'écoulement dans la partie haute d'accumulation du glacier.



B. Les trois campagnes MEGATOR

Trois campagnes de mesures ont été effectuées dans le cadre du programme MEGATOR.

La première, en Septembre 2005, a permis de mettre au point les méthodes d'observations et de définir les conditions expérimentales pour les campagnes suivantes. Des déplacements ont été observés sur des balises mais sur des très courtes périodes (de quelques heures). Une extrapolation sur 24 heures aurait été, dans ce contexte, trop hasardeuse du fait de l'imprécision des mesures par rapport aux déplacements observés.

C. La campagne d'octobre 2006

Lors de cette campagne de mesures, des vitesses d'écoulement surfacique ont pu être déterminées le long de deux profils dans la partie haute du glacier. La Fig. 16 permet de localiser, d'une part, le profil transversal, dans la partie la plus haute, constitué de 10 balises, et d'autre part, le profil longitudinal, constitué lui de 17 autres balises.

Les mesures ont été effectuées à 5 reprises, sur des périodes de 48 à 72 heures. Les mesures ont été effectuées par GPS différentiel. Un premier pivot (station GPS de référence) était placé en référence en aval du glacier, un deuxième pivot était placé sur un repère géodésique de l'IGN au niveau du refuge d'Argentière. Les calculs ont été effectués par post-traitement. Les mesures ont nécessité des temps d'acquisition de plusieurs minutes sur chaque point, ce qui, dans les conditions climatiques extrêmes de cette période de l'année sur le glacier, était relativement périlleux pour les opérateurs.

Résultats

Une erreur moyenne quadratique sur la position planimétrique de l'ordre de 10 mm a été obtenue. Au niveau de la balise

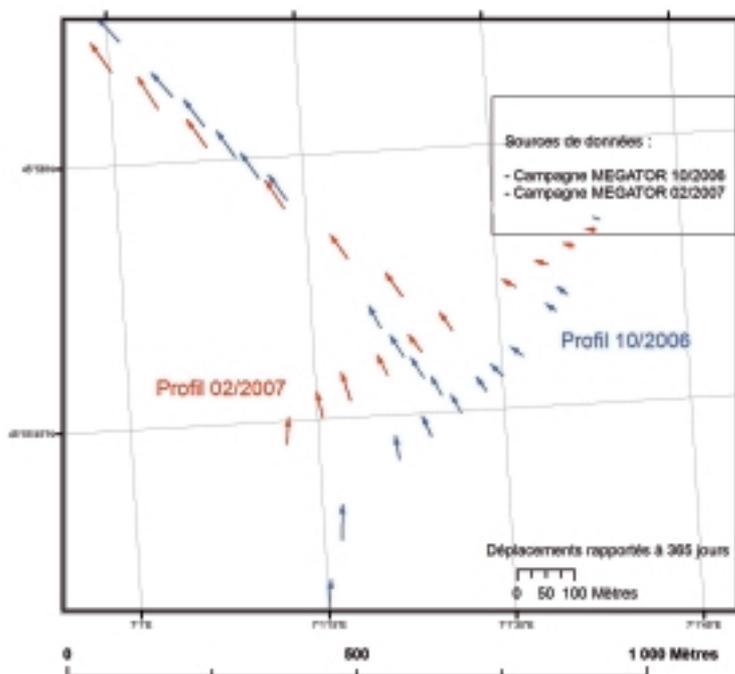


Figure 16. Localisation des points mesurés lors des campagnes MEGATOR (vecteurs déplacements).

N°89_102006 qui est localisée au même endroit que le point Pt2_Profil7_9495 de la partie précédente, la valeur de la vitesse de déplacement, rapportée à 24 heures, observée par voie GPS différentielle est ainsi de 12.3 cm / 24 heures en octobre 2006.

D. La campagne de février 2007

Lors de cette campagne de mesures, de nouvelles vitesses d'écoulement surfacique ont pu être déterminées. Sur la Fig. 16, nous pouvons observer que les deux profils (d'octobre 2006 et de février 2007) sont localisés dans des zones très voisines. En février 2007, nous retrouvons en effet un profil transversal, constitué de 10 balises, et un profil longitudinal constitué, lui aussi, de 10 balises.

Les mesures ont pu être enregistrées à 3 reprises, sur, cette fois, des périodes de 24 à 48 heures. Les mesures ont été réalisées par GPS différentiel temps réel, ce qui a notamment comme principal avantage de réduire le temps d'acquisition sur chaque point. Un seul pivot, positionné sur le même repère géodésique de l'IGN que lors de la campagne d'octobre a été utilisé.

Résultats

Une erreur moyenne quadratique sur la position planimétrique de l'ordre de 11 mm a été obtenue.

Au niveau de la balise 2122_20, qui est localisée au même endroit que le point Pt3_P7_9495 des mesures pluriannuelles et 89_102006 de la campagne d'octobre 2006, la vitesse de déplacement, rapportée à 24 heures, observée par voie GPS différentiel temps réel est ainsi de 13.1 cm / 24 heures en février 2007.

E. Hypothèse sur la vitesse d'écoulement du glacier

Trois méthodes de mesures, trois périodes de mesures, en trois endroits quasiment identiques nous fournissent des résultats extrapolés, rapportés à 24 heures, très proches. Nous pouvons donc formuler une hypothèse et valider un ordre de grandeur de la vitesse d'écoulement surfacique de 14 cm / 24 heures au point de coordonnées 7°0'35"E / 45°56'20"N sur le glacier d'Argentière.

En définissant une zone de 250 mètres autour des points communs précédents et en intégrant toutes les mesures de vitesses d'écoulement rapportées à 24 heures – 59 mesures en tout –, nous obtenons une valeur moyenne de 14.5 cm / 24 heures, avec un écart type de ± 1.0 cm.

La Fig. 17a montre les vecteurs-vitesses pour la zone commune aux trois expérimentations. La Fig. 17b montre la zone des 250 mètres autour des points communs utilisés pour le calcul de la moyenne ci-dessus.

4. Conclusions

Dans cet article, les résultats présentés sur les glaciers de la vallée de Chamonix montrent le potentiel et les limites de l'interférométrie différentielle dans les zones de forts reliefs. Différents processeurs SAR et les difficultés liées au contexte géophysique ont été analysés. Des franges de déplacements ont été obtenues sur plusieurs glaciers des Alpes à différentes dates à partir d'interférogrammes à un jour d'intervalle.

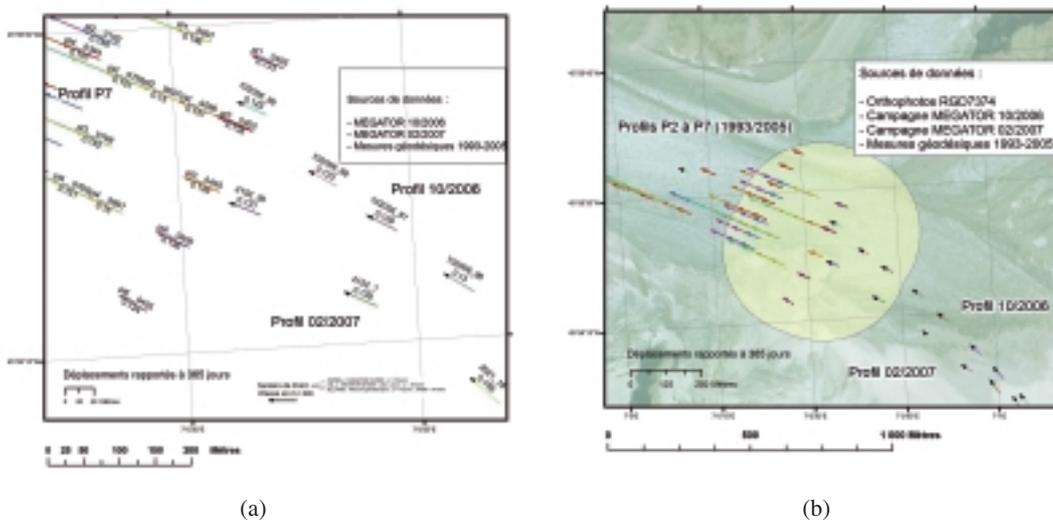


Figure 17. Vecteurs-vitesses observés. (a) Point de convergence des mesures. (b) zone de 250 m pour la détermination d'une vitesse moyenne.

L'utilisation d'un MNT est indispensable pour retirer les franges topographiques et pour pouvoir projeter au sol les déplacements obtenus en « géométrie radar ». Les déplacements mesurés dans la ligne de visée du satellite ont été convertis en vitesse au sol en utilisant l'hypothèse d'un Flux d'écoulement de glace Parallèle à la Surface.

Lors d'acquisitions radar aéroportées ou satellitaires, où il n'est pas possible d'avoir de « point zéro absolu », nous avons montré qu'il est nécessaire, pour recalibrer la phase interférométrique, d'effectuer des mesures *in situ* simultanément. Dans ce cas, l'interférométrie SAR permet d'obtenir un champ dense de mesures de vitesse qui est en accord avec les autres mesures *in situ*.

L'étude de l'influence de l'altitude et de la pente sur la cohérence interférométrique nous a permis de déterminer les zones du glacier où l'interférogramme est exploitable. Un algorithme a été proposé pour estimer les erreurs du MNT via l'évolution des motifs des franges résiduelles avec la ligne de base orthogonale.

D'autre part, nous avons montré et analysé les campagnes de mesure GPS *in situ* de Septembre 2005, octobre 2006 et février 2007. Ces mesures nous ont confirmé que nous pouvions faire une hypothèse d'écoulement stationnaire dans la partie haute du glacier d'Argentière. Cette hypothèse nous a permis d'utiliser une balise annuelle de 1995 pour recalibrer la phase interférométrique et en déduire les vitesses de déplacements au sol sur l'ensemble du glacier.

Dans toute notre analyse, nous avons considéré comme négligeables les perturbations atmosphériques locales (ERS bande C). En perspective de ce travail, trois GPS permanents installés sur le glacier, en bord de glacier et dans la vallée de Chamonix devraient permettre de prendre en compte ces perturbations à l'échelle globale.

Références

- [1] Ph. BOLON, J.-M. NICOLAS, M. GAY, P. GRUSSENMEYER, G. VASILE, and E. TROUVÉ. Optical and SAR Monitoring of Glacier Evolution: High Resolution Data Issues. *DLR-CNES Workshop, Oberpfaffenhofen*, Nov. 2004.
- [2] A. FISCHER, H. ROTT, and H. BJÖRNSSON. Observation of Recent Surges of Vatnajökull, Iceland, by means of ERS SAR interferometry. *Annals of Glaciology*, 37:69-76, 2003.
- [3] F. GATELLI. The Wavenumber Shift in SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(4):855-865, Juillet 1994.
- [4] D. HANTZ. *Dynamique et Hydrologie du Glacier d'Argentière*. PhD thesis, Lab. Glaciol. Géophys. l'Environ., Saint-Martin d'Hères, France, Avril 1981.
- [5] I.R. JOUGHIN, R. KWOK, and M.A. FAHNESTOCK. Interferometric Estimation of Three-Dimensional Ice-Flow Using Ascending and Descending Passes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(1):25-37, 1998.
- [6] D. MASSONNET and K. FEIGL. Radar Interferometry and its Application to Changes in the Earth's Surface. *Rev. Geophys.*, 36(4):441-500, 1998.
- [7] K.E. MATTAR, P.W. VACHON, D. GEUDTNER, A.L. GRAY, I.G. CUMMING, and M. BRUGMAN. Validation of Alpine Glacier Velocity Measurements Using ERS Tandem-Mission SAR Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(3):974-984, 1998.
- [8] C. MÄTZLER and U. WEGMÜLLER. Dielectric Properties of Fresh-Water Ice at Microwave Frequencies. *J. Phys. D, Appl. Phys.*, 20(12):1623-1630, 1987.
- [9] I. PETILLOT. *Combinaison d'Informations Hétérogènes : Intégration d'Images RSO pour la Surveillance des Glaciers Alpains*. PhD thesis, Université de Savoie, 2008.
- [10] B.T. RABUS and D.R. FATLAND. Comparison of SAR-Interferometric and Surveyed Velocities on a Mountain Glacier: Black Rapids Glacier. *Journal of Glaciology*, 152(46):119-128, 2000.
- [11] N. REEH, J.J. MOHR, S.N. MADSEN, H. OERTER, and N.S. GUNDESTRUP. Three-Dimensional Surface Velocities of Storstrømmen Glacier, Greenland, Derived from Radar Interferometry and Ice-Sounding Radar Measurements. *Journal of Glaciology*, 49(165):201-209, 2003.
- [12] E. RIGNOT, R. FORSTER, and B. ISACKS. Radar Interferometric Observations of Glacier San Rafael, Chile. *Journal of Glaciology*, 42(141):279-291, 1996.
- [13] P.A. ROSEN, S. HENSLEY, I.R. JOUGHIN, F.K. LI, S. N. MADSEN, E. RODRIGUEZ, and R.M. GOLDSTEIN. Synthetic Aperture Radar Interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88(3):333-382, 2000.
- [14] P.A. ROSEN, S. HENSLEY, G. PELTZER, and M. SIMONS. Updated Repeat Orbit Interferometry Package Released. The Earth Observation System, Transactions, American Geophysical Union, Electronic Supplement, <http://www.agu.org>, 85(5), 2004.
- [15] P. STERZAI, F. MANCINI, C. CORAZZATO, C. D'AGATA, and G. DIOLAIUTI. Contribution of SAR Interferometry (InSAR) to the Study of Alpine Glaciers. the Example of Forni Glacier (Central Alps, Italy): Preliminary Results. In *EGS - AGU - EUG Joint Assembly*, page (abstract No.12784), Nice, France, 6-11 April 2003.
- [16] T. STROZZI, A. LUCKMAN, T. MURRAY, U. WEGMULLER, and C.L. WERNER. Glacier Motion Estimation Using SAR Offset-Tracking Procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11):2384-2391, 2002.
- [17] E. TROUVÉ, J. M. NICOLAS, and H. MAÎTRE. Improving Phase Unwrapping Techniques by the Use of Local Frequency. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(6):1963-1972, Novembre 1998.
- [18] E. TROUVÉ, G. VASILE, M. GAY, L. BOMBRUN, P. GRUSSENMEYER, T. LANDES, J.M. NICOLAS, Ph. BOLON, I. PETILLOT, A. JULEA, L. VALET, J. CHANUSSOT, and M. KOEHL. Combining Airborne Photographs and Spaceborne SAR Data to Monitor Temperate Glaciers. Potentials and Limits. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(4):905-924, Avril 2007.
- [19] E. TROUVÉ, G. VASILE, M. GAY, P. GRUSSENMEYER, J.M. NICOLAS, T. LANDES, M. KOEHL, J. CHANUSSOT, and A. JULEA. Combining Optical and SAR Data to Monitor Temperate Glaciers. In *Geoscience and Remote Sensing, IGARSS '05, Seoul, Korea*, volume 4, pages 2637-2640, 2005.
- [20] G. VASILE, E. TROUVÉ, M. CIUC, and V. BUZULOIU. General Adaptive Neighborhood Technique for Improving SAR Interferometric Coherence Estimation. *Journal of Optical Society of America*, 21(8):1455-1464, 2004.
- [21] C. Vincent. Influence of Climate Change Over the 20th Century on Four French Glacier Mass Balances. *Journal of Geophysical Research*, 107(D19):43-75, 2002.



Mathieu Koehl

Mathieu Koehl a obtenu son diplôme d'ingénieur en topographie en 1990 de l'ENSAIS, devenue Institut National des Sciences Appliquées (INSA) de Strasbourg, France. Il a obtenu son doctorat en géomatique de l'Université de Strasbourg I (en relation avec l'Université Technique de Vienne, Autriche) en 1999. Depuis 1994, il est Maître de Conférences dans l'équipe Photogrammétrie Architecturale et GEomatique (PAGE), Modélisations et Simulations pour l'Architecture, l'Urbanisme et le Paysage, de l'UMR MAP 694 à l'INSA. Ses thèmes de recherche concernent la modélisation 3D, les Systèmes d'Information Géographique 3D et le WebSIG.



Lionel Bombrun

Lionel Bombrun a obtenu son diplôme d'ingénieur en génie électrique et son Master en signal, image, parole et télécommunications de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, France, en 2005. En 2008, il a passé sa thèse sur le thème du développement de nouvelles méthodes en imagerie optique et radar nécessaires à la haute résolution spatiale au Laboratoire GIPSA-lab, Image, Parole, Signal et Automatique, Institut Polytechnique de Grenoble, Centre National de la Recherche Scientifique, Saint-Martin-d'Hères, France. Il a collaboré au projet multi-sites MEGATOR. Ses recherches se focalisent sur le traitement d'image et du signal, les applications polarimétrique et interférométrique RSO.



Michel Gay

Michel Gay a obtenu son diplôme d'ingénieur en génie électrique de l'Institut des Sciences de l'Ingénieur de Montpellier, France, en 1987 et son doctorat de physique de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, France en 1999. De 1988 à 2003, il a travaillé au Cemagref Grenoble où il a travaillé dans le génie électrique pour les applications environnementales. Depuis 2004, il est Ingénieur de Recherche au Centre National de la Recherche Scientifique au Laboratoire Grenoble Image Parole Signal Automatique (GIPSA-Lab), à Saint Martin d'Hères, France. Ses recherches portent sur la télédétection, le traitement d'images et la surveillance de glaciers Alpins.



Emmanuel Trouvé

Emmanuel Trouvé a obtenu en 1990 le diplôme d'ingénieur de l'Ecole Nationale Supérieure des Techniques Avancées, Paris, et soutenu en 1996 une thèse de doctorat en traitement du signal et des images à l'Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications de Paris. De 1996 à 1998, il a travaillé chez Thomson Marconi Sonar dans le domaine du traitement du signal et de l'acoustique sous-marine. De 1998 à 2008, il a été Maître de Conférences à l'Université de Savoie, Annecy, France. Depuis Septembre 2008, il est Professeur des Universités à l'Université de Savoie. Il enseigne à Polytech'Savoie dans la discipline du traitement du signal et de la vision par ordinateur et travaille au Laboratoire d'Informatique, Systèmes, Traitement de l'Information et de la Connaissance. Il a également collaboré avec le Laboratoire des Images et des Signaux, CNRS-INP Grenoble en 2006-2007. Ses thématiques de recherche comprennent le traitement d'images RSO et la fusion des données de télédétection. Il a coordonné le projet français ACI Masse de données 2004-2007 MEGATOR (Mesure de l'Evolution des Glaciers Alpins par Télédétection Optique et Radar) et coordonne le projet ANR Masse de données et connaissances 2008-2011 EFIDIR (Extraction et Fusion d'Informations pour la mesure de Déplacement par Imagerie Radar).



Philippe Bolon

Philippe Bolon a obtenu le diplôme d'ingénieur en génie électrique et son doctorat en traitement du signal de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, France, respectivement en 1978 et 1981. De 1984 à 1994, il a été Maître de Conférences à l'Université de Savoie, Polytech'Savoie, Annecy, France. Il est Professeur des Universités à l'Université de Savoie depuis Septembre 1994 et Directeur du Laboratoire d'Informatique, Systèmes, Traitement de l'Information et la Connaissance depuis 2002. Ses recherches portent sur la fusion d'informations pour le traitement et l'analyse d'image.

Ph. Bolon est Président du Comité Scientifique de la Conférence Internationale sur le Contrôle Qualité par Vision Artificielle (QCAV) depuis 1997.



Jean-Marie Nicolas

Jean-Marie Nicolas est ancien élève de l'Ecole Normale Supérieure de Saint Cloud (France). Il a obtenu son doctorat de physique de l'Université Paris XI, Orsay, France, en 1982. Il a été ingénieur de recherche au Laboratoire d'Electronique et de Physique Appliquée (Philips) en imagerie médicale, puis chez Thomson CSF en traitement du signal et des images. Il est actuellement Professeur au département TSI de Télécom ParisTech, Paris, France. Ses travaux de recherche concernent principalement l'imagerie radar.



Gabriel Vasile

Gabriel Vasile a obtenu le diplôme d'ingénieur en génie électrique et informatique et le Master en image, forme et intelligence artificielle de l'Université Polytechnique de Bucarest, Roumanie, respectivement en 2003 et 2004. Entre 2001 et 2003, il a été assistant ingénieur au Centre de Microsystèmes et Microstructures pour la Surveillance Environnementale et les Applications Biomédicales, à l'Institut National de Recherche et Développement en Micro et Nanotechnologie, Roumanie. Il a collaboré avec le Laboratoire d'Informatique, Systèmes, Traitement de l'Information et de la Connaissance, Université de Savoie, Polytech'Savoie, Annecy, France. Il a également collaboré avec le Laboratoire des Images et des Signaux, Institut National Polytechnique de Grenoble, Centre National de la Recherche Scientifique, Saint-Martin-d'Hères, France. En 2007, il a passé sa thèse en co-habilitation entre l'Université Polytechnique de Bucarest et l'Université de Savoie, sur le thème du traitement multi-varié du signal RSO, dans le cadre du projet MEGATOR. Ses recherches se focalisent sur le traitement d'image et du signal, les applications polarimétrique et interférométrique RSO et la surveillance de glaciers.



Ivan Petillot

Ivan Petillot a obtenu un diplôme de Master recherche en 2005 en Image, Information et Hypermédia à l'Université Paul Sabatier de Toulouse et un doctorat, en 2008, sur le thème de la Combinaison d'Informations Hétérogènes: Intégration d'Images RSO pour la Surveillance des Glaciers Alpains, au laboratoire d'Informatique, Systèmes, Traitement de l'Information et la Connaissance (LISTIC), Annecy. Pendant sa thèse, il a collaboré au projet multi-sites MEGATOR, en s'intéressant à la transposition de données dans la géométrie d'une image radar.



Tania Landes

Tania Landes a obtenu son diplôme d'ingénieur en topographie en 1995 de l'ENSAIS, devenue Institut National des Sciences Appliquées (INSA) de Strasbourg, France. Elle a obtenu son doctorat en télédétection radar de l'Université de Karlsruhe, Allemagne, en 2000. Depuis 2002, elle est Maître de Conférences à l'ENSAIS. Elle effectue ses recherches dans l'équipe Photogrammétrie Architecturale et Géomatique (PAGE), Modélisations et Simulations pour l'Architecture, l'Urbanisme et le Paysage, de l'UMR MAP 694 à l'INSA. Ses thèmes de recherche couvrent la télédétection et la lasergrammétrie.



Pierre Grussenmeyer

Pierre Grussenmeyer a obtenu son diplôme d'ingénieur en topographie en 1984 de l'ENSAIS, devenue Institut National des Sciences Appliquées (INSA) de Strasbourg, France. Il a obtenu son doctorat en photogrammétrie de l'Université de Strasbourg I (en relation avec l'Institut Géographique National, Paris, France) en 1994. De 1988 à 2004, il a été Maître de Conférences à l'ENSAIS. Depuis 2004, il est Professeur des Universités et dirige l'équipe Photogrammétrie Architecturale et Géomatique, Modélisations et Simulations pour l'Architecture, l'Urbanisme et le Paysage, de l'UMR MAP 694 à l'INSA. Ses thèmes de recherche se focalisent sur la photogrammétrie à courte distance, la photogrammétrie architecturale et la lasergrammétrie, les modèles visuels et virtuels. P. Grussenmeyer est membre de la société française de photogrammétrie et télédétection depuis 1996. Il est trésorier et membre du bureau du Comité International pour la Photogrammétrie Architecturale depuis 1999. Il est également vice-Président de l'Association Française de Topographie.