

## SUIVI DES GLACIERS DE MONTAGNE PAR IMAGERIE RADAR SATELLITAIRE

Renaud Fallourd<sup>1,2</sup>, Amaury Dehecq<sup>1</sup>, Matthias Jauvin<sup>1</sup>, Yajing Yan<sup>1</sup>, Gabriel Vasile<sup>1,3</sup>, Michel Gay<sup>3</sup>,  
Emmanuel Trouvé<sup>1</sup>, Jean-Marie Nicolas<sup>2</sup>

1: LISTIC, Polytech Annecy-Chambéry, Université Savoie Mont Blanc, BP 80439 Annecy-le-Vieux, 74944 ANNECY CEDEX, France

2: LTCI, Télécom ParisTech, CNRS, 46 rue Barrault, 75013 Paris, France

3: GIPSA-lab, INP Grenoble, CNRS, 961 rue de la Houille Blanche, 38402 Saint Martin d'Hères, France

### Résumé

Cet article présente un ensemble de résultats obtenus par télédétection radar satellitaire sur le site test Chamonix-Mont Blanc. L'objectif est d'illustrer le potentiel et les limitations de l'imagerie SAR (Synthetic Aperture Radar) pour l'observation des glaciers de montagne en zone tempérée. Après avoir rappelé certaines spécificités de ces glaciers qui conditionnent l'exploitation des données SAR, trois types de mesures sont étudiés : i/ le calcul de champs de déformation par interférométrie différentielle (D-InSAR) avec des données ERS Tandem dont les couples à un jour permettaient de mettre en œuvre cette technique en dehors de la période estivale ; ii/ le calcul de champs de déformation bidimensionnels par corrélation d'amplitude avec des données haute résolution TerraSAR-X (TSX) et la reconstruction du déplacement tridimensionnel à partir de couples acquis sur des orbites ascendantes et descendantes ; iii/ le calcul de la topographie à partir de couples TanDEM-X (TDX) en évaluant les incertitudes liées à la pénétration radar dans la neige et la glace. Enfin, nous illustrons les premiers résultats obtenus avec les données des satellites Sentinel-1 A/B, de plus faible résolution spatiale mais dont la répétitivité à 6 jours et la gratuité ouvrent de nouvelles perspectives. Ces travaux montrent à la fois le fort potentiel de l'imagerie SAR pour observer la dynamique et les variations de volume des glaciers tout en soulignant les facteurs favorables ou limitant pour une exploitation régulière des données issues des satellites radar lancés depuis les années 90.

**Mots clés :** Télédétection radar, Interférométrie SAR, Mesures d'élévation et de déplacement, Glaciers de montagne

### Abstract

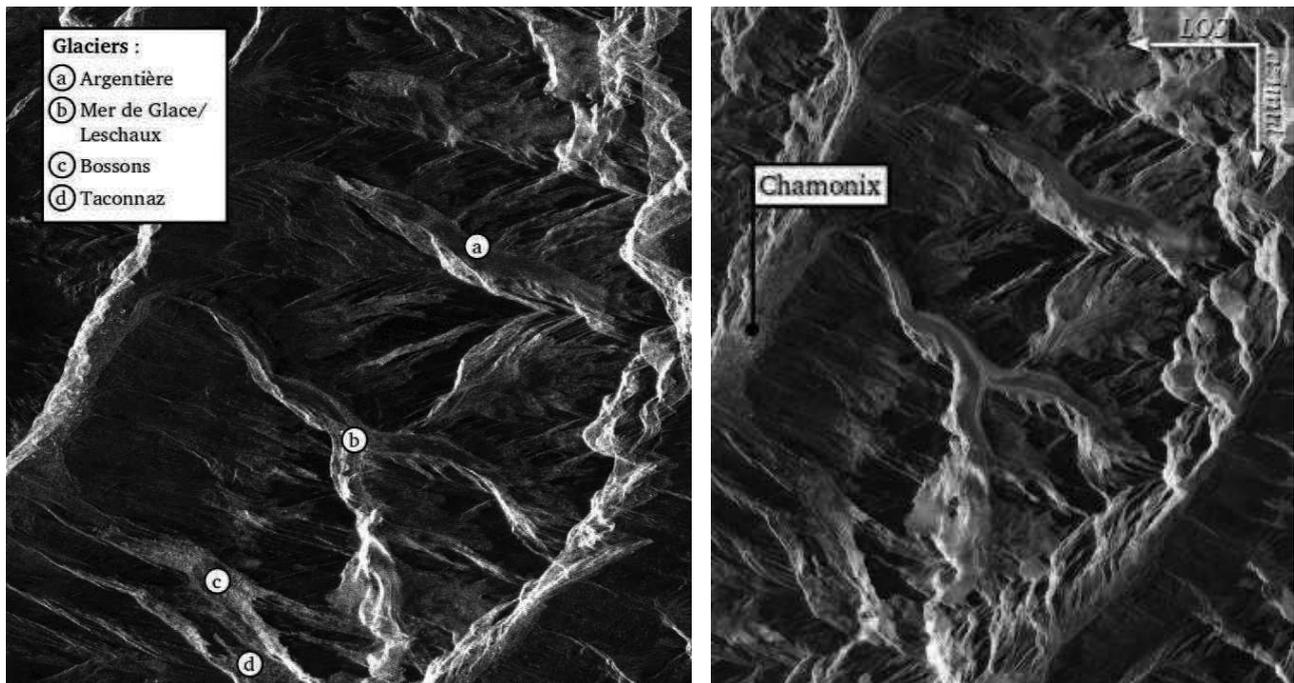
*This paper presents a set of results obtained by spaceborne radar remote sensing over the Chamonix Mont Blanc test site. The goal consists in illustrating the potential and limitations of SAR (Synthetic Aperture Radar) imagery for monitoring mountain glaciers in temperate areas. After reminding several glacier characteristics which constrain the exploitation of SAR data, three kinds of measurements are considered : i/ computation of deformation fields by differential interferometry (D-InSAR) with ERS Tandem data which offered 1-day couples making this technic successful except during summer ; ii/ computation of bidimensional deformation fields by amplitude correlation with TerraSAR-X (TSX) high resolution data and the tridimensional displacement reconstruction from image couples acquired on ascending and descending orbits ; iii/computation of glaciers topography with TanDEM-X (TDX) couples and the evaluation of the uncertainty caused by the radar penetration in snow and ice. Finally, we illustrate the first results obtained with Sentinel-1 A/B data, with a lower spatial resolution, but 6-day couples and free access which open new opportunities. On the one hand, this work shows the high potential of SAR imagery for monitoring dynamic and volume variations of glaciers, on the other hand it emphasizes favorable factors or limitations for regular exploitation of data from radar satellites launched since the nineties.*

**Keywords :** Radar Remote Sensing, SAR Interferometry, Elevation and Displacement Measurements, Mountain Glaciers

### 1. Introduction

Dans le domaine de la glaciologie, et plus largement de l'étude des changements climatiques, l'observation des glaciers par imagerie SAR (Synthetic Aperture Radar) suscite un grand intérêt car ce type de données permet de mesurer leur topographie et leurs vitesses d'écoulement de surface. En effet, la dynamique des glaciers, notamment leurs variations d'épaisseur, de longueur et de vitesse, constituent des indicateurs locaux des conséquences des changements climatiques globaux et permettent de prédire leur contribution à la hausse du niveau des mers selon les rapports du Groupe Intergouverne-

mental d'experts sur l'Evolution du Climat (GIEC) (Vaughan et al., 2013). L'analyse des images SAR acquises par les différents satellites radar depuis les années 90 devrait permettre de mesurer l'évolution de la plupart des glaciers dans les différentes régions du monde (Himalaya, Alpes, Andes, Groenland...). Cependant, des difficultés méthodologiques restent à surmonter au niveau du traitement du signal et des images pour mettre en œuvre une exploitation systématique de cette masse de données. En effet, les glaciers de montagne tels que les glaciers alpins présentent à la fois des déplacements importants (plusieurs dizaines de centimètres par jour), une



**Figure 1** : Site test Chamonix Mont Blanc vu par les satellites ERS-1 (gauche) et TerraSAR-X (droite) en passe descendante. Pour chaque satellite, il s'agit d'une découpe de l'image SAR d'origine. Cette découpe couvre une surface au sol de  $\sim 20 \times 20$  km<sup>2</sup>, ce qui représente des images de 2000 lignes  $\times$  4000 colonnes pour ERS-1 et de 15000 lignes  $\times$  20000 colonnes pour TerraSAR-X.

composition (eau, neige, névé, glace, pierres...) qui rend complexe l'analyse de la rétrodiffusion, et des évolutions temporelles (état de surface, accumulation/ablation dans les parties supérieures/inférieures...) qui limitent le potentiel de certaines approches telles que l'interférométrie différentielle (D-InSAR) ou induisent des incertitudes importantes en raison de la pénétration des ondes électromagnétiques dans la neige et la glace.

Dans ce contexte, cet article propose d'illustrer le potentiel de l'imagerie SAR pour l'observation des glaciers de montagne en s'intéressant en particulier :

- à la mesure de déplacement par interférométrie différentielle à partir de données des satellites de première génération ERS-1/2 lancés en 1991 et 1995 (Vasile, 2007; Pétilot, 2008),
- à la mesure de déplacement par corrélation d'amplitude à partir des données très haute résolution (THR) du satellite de deuxième génération TerraSAR-X (TSX) lancé en 2007 (Fallourd, 2012; Ponton, 2013),
- à la mesure de la topographie par interférométrie bi-statique rendue possible par le lancement du satellite TanDEM-X (TDX) en 2010 (Dehecq, 2015).

Ces trois axes présentent les choix méthodologiques et les résultats obtenus sur le site test Chamonix Mont Blanc.

Le massif du Mont Blanc comprend en effet plusieurs des grands glaciers des Alpes, notamment le complexe glaciaire de la Mer de Glace (30 km<sup>2</sup>), le glacier d'Argentière qui permet d'accéder à une cavité sub-glaciaire quasi unique au monde ou encore le glacier des Bossons qui prend naissance au sommet du Mont Blanc

(4810 m a.s.l.) et termine sa course vers 1600 m a.s.l. au-dessus de la vallée de Chamonix (1000 m a.s.l.). Plusieurs de ces glaciers font l'objet de mesures terrain régulières en particulier par l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) dans le cadre du service d'observation GlacioClim (<https://glacioclim.osug.fr/>). Plusieurs séries d'images SAR ont été commandées sur ce site test à travers des appels à projets des agences spatiales, notamment l'agence spatiale européenne (ESA) pour les images ERS (cf. section 2) et l'agence spatiale allemande (DLR) pour les images TerraSAR-X (cf. section 3) et les couples de la mission TanDEM-X (cf. section 4). Suite au lancement par l'ESA des deux satellites Sentinel-1, des images acquises tous les 12 jours depuis fin 2014 et tous les 6 jours depuis fin 2016 sont disponibles gratuitement pour l'ensemble des utilisateurs potentiels (cf. section 5). La figure 1 illustre la visibilité des principaux glaciers étudiés sur ce site à travers une découpe d'une image ERS descendante (angle de visée 23°) et une image TerraSAR-X équivalente (angle de visée 37°).

## 2. Mesure de déplacement par interférométrie différentielle

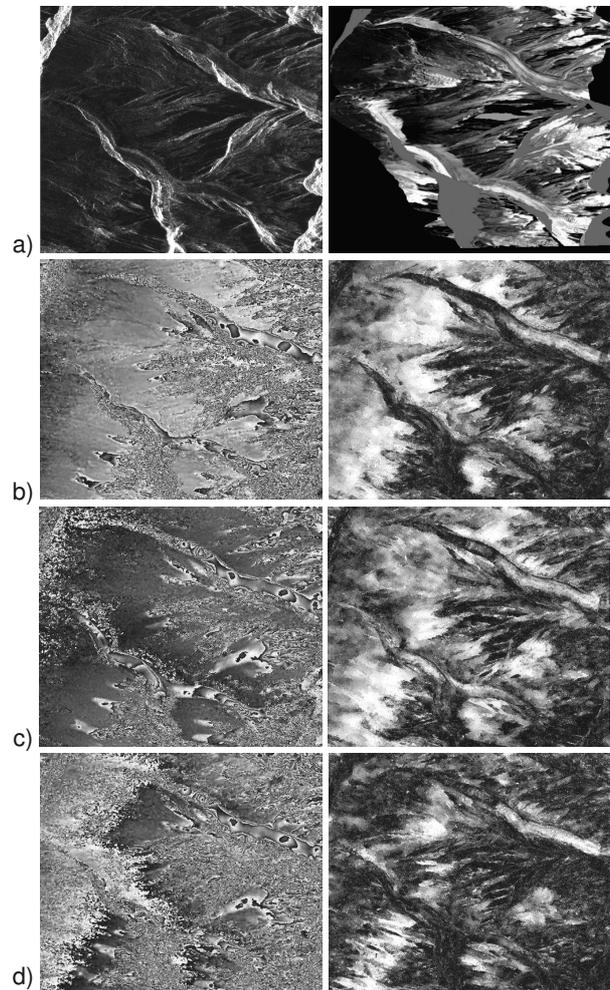
### 2.1. Difficultés liées aux glaciers

L'interférométrie radar différentielle (D-InSAR) a très tôt été employée pour mesurer des mouvements de glaciers, principalement dans des zones polaires (Goldstein et al., 1993) ou à des latitudes élevées (Kwok et Fahnestock, 1996; Joughin et al., 1998). En revanche, les résultats obtenus sur des glaciers alpins (glaciers de mon-

tagne situés dans les zones tempérées) sont relativement peu nombreux (Mattar et al., 1998; Strozzi et al., 2002a; Sterzai et al., 2003). Le contexte des glaciers alpins diffère de celui des glaciers polaires ou sub-polaires. Il nécessite de reconsidérer certaines hypothèses et induit des limitations ou des difficultés supplémentaires :

- le relief des montagnes : la visibilité des glaciers alpins situés dans des vallées étroites est réduite à cause des phénomènes d'ombre et de repliement (figure 2a). Rares sont les glaciers parfaitement visibles en passes ascendantes et descendantes si l'on souhaite disposer de deux lignes de visée pour déterminer des champs de vitesse 3D (cf. section 3). En revanche, les latitudes élevées des glaciers sub-polaires favorisent l'utilisation de ces deux projections car l'angle entre les traces ascendantes et descendantes est plus important (de l'ordre de  $90^\circ$  au lieu de  $20^\circ$  aux latitudes du massif alpin).
- la petite taille des glaciers : typiquement une longueur inférieure à 10 kilomètres et généralement d'une largeur inférieure au kilomètre. Cette petite taille a deux conséquences importantes du point de vue du traitement : elle restreint les possibilités de filtrage avec de grandes fenêtres (Joughin et al., 1998) et augmente le risque de morcellement de l'image en îlots où des franges sont visibles, séparées par des zones de faible cohérence rendant le déroulement de phase impossible (Trouvé et al., 2007).
- les perturbations atmosphériques qui affectent la précision des résultats : la petite taille des glaciers alpins permet en hiver de négliger ces perturbations. La surface d'un glacier étant très petite par rapport à une scène ERS ou Sentinel de nos jours, seuls des changements atmosphériques locaux peuvent modifier les mesures. La vitesse de propagation dépendant principalement de la température et de la pression de vapeur d'eau (cf. formule de Weistraub (Tarayre, 1996)), la faible pression de vapeur d'eau saturante autour de  $0^\circ$  rend a priori négligeables les variations de vitesse à l'échelle du glacier. Cette hypothèse est également vérifiée par la forte ressemblance entre les motifs de franges observés sur plusieurs interférogrammes ERS tandem d'octobre 1995 à avril 1996 (figure 2-phase) et ceux obtenus récemment avec les données Sentinel-1 (figure 10).
- la basse température des glaciers sub-polaires qui favorise la préservation de la cohérence. La modification d'état de surface des glaciers due à la fonte entraîne une forte décorrélation temporelle incompatible avec l'interférométrie. Dans des régions telles que les Alpes, seules des données acquises en période froide et à des dates rapprochées vont pouvoir être exploitées interférométriquement. Typiquement en bande C, seuls les couples ERS-1/2 de la phase Tandem entre octobre 1995 et avril 1996 ont jusqu'ici permis de

conserver une cohérence suffisante sur les parties hautes des glaciers de la Mer de Glace et d'Argentière (figure 2-cohérence). Certains couples à 6 jours acquis grâce aux deux satellites Sentinel-1 permettent depuis l'hiver 2016-2017 à nouveau d'obtenir des franges interférométriques en bande C sur ces glaciers (Jauvin et al., 2018).



**Figure 2** : Données ERS Tandem - (a) : Amplitude ERS et mise en géométrie radar d'une photographie aérienne (RGD 73-74, 2004) avec masquage des zones d'ombre (vert) et repliement (rouge) ; Phase et cohérence des couples du 22-23/10/1995 (b), 10-11/03/96 (c) et 14-15/04/1996 (d), d'après (Trouvé, 2006).

Ces différences rendent globalement plus difficile et incertaine l'utilisation de l'interférométrie différentielle sur les glaciers de montagne dans les zones tempérées. Néanmoins, en adaptant certaines étapes du traitement des données interférométriques, et en combinant ces dernières avec d'autres sources d'information telles qu'un Modèle Numérique d'Élévation (MNE) et des mesures in-situ, il est possible d'exploiter certains couples et d'aboutir à des résultats tels que ceux illustrés ci-dessous.

## 2.2. Exemple de traitements et résultats

Le traitement D-InSAR des données ERS illustrées sur la figure 2 suit les étapes classiques d'une chaîne in-

terférométrie telle que celle du logiciel ROI-PAC (Rosen et al., 2004). Cependant, en raison des spécificités présentées ci-dessus, certaines étapes peuvent s'avérer critiques et exigent alors des méthodes plus poussées.

#### Filtrage

Après la synthèse SAR, le recalage et la génération d'interférogramme différentiel, un simple moyennage complexe (*complex multilooking*) peut s'avérer insuffisant pour réduire le bruit de la phase et estimer la cohérence de façon robuste. Une étape de filtrage supplémentaire est alors nécessaire avant de chercher à résoudre le problème de développement de phase (*phase unwrapping*). Les gradients de vitesse à la surface des glaciers de montagne étant souvent élevés (vitesse plus importante au centre, zones d'accélération et de ralentissement liées à la topographie basale...), les motifs des franges de déplacement observées sur ces glaciers varient fortement et présentent des discontinuités entre la glace en mouvement et les moraines fixes, ou en raison de zones d'ombre et de repliement (*foldover*). Pour éviter de lisser les franges de façon erronée et de sous-estimer la cohérence en présence de franges étroites, il peut s'avérer utile de s'appuyer sur des voisinages adaptatifs (Vasile et al., 2008) et de compenser les gradients de phase en ayant au préalable estimé les fréquences locales (Trouvé et al., 1998).

#### Développement de phase

Malgré une importante réduction du bruit, l'étape du développement de phase reste souvent la plus délicate. Cette étape est difficile à automatiser, en particulier dans le contexte des glaciers tempérés en raison de nombreuses zones inexploitable, des discontinuités ou de l'aliasing dû à un échantillonnage insuffisant de la phase. La question du développement de phase est rarement abordée dans les publications qui présentent des mesures D-InSAR de déplacements de glaciers. Des procédures proches d'un traitement manuel tel qu'un développement 1D le long d'un profil moyen au centre du glacier sont parfois employées (Rabus et Fatland, 2000). Les principales approches du développement de phase bidimensionnel sont soit locales par propagation le long de chemins les plus sûrs, utilisé par exemple dans (Joughin et al., 1998), soit globales par moindres carrés en minimisant l'écart entre le gradient de la phase repliée et celui de la phase développée (Ghiglia et Romero, 1994).

Dans le contexte des glaciers tempérés, l'approche globale nous semble préférable pour deux raisons : d'une part les erreurs de développement sont visibles et quantifiables localement à l'aide des franges résiduelles obtenues en formant la différence modulo  $2\pi$  entre le résultat et la phase initiale. D'autre part, ces méthodes peuvent travailler aussi bien sur les différences de phases point à point (limitées à l'intervalle  $[-\pi, \pi]$ ) que sur des estimations du gradient fournies par les fréquences locales, ces dernières pouvant dépasser le critère de Shannon si un modèle ou une estimation multi-résolution permet de les mesurer.

Les résultats obtenus avec les données ERS-1/2 Tandem sur les glaciers de la vallée de Chamonix ont ainsi été calculés par moindres carrés pondérés par la cohérence filtrée et un masque des parties visibles des glaciers. Les erreurs de développement mesurées sur la Mer de Glace/Leschaux et sur la partie supérieure du glacier d'Argentière sont inférieures à une frange (Trouvé et al., 2007).

S'agissant de mouvements gravitaires isolés, un obstacle supplémentaire doit être surmonté : la discontinuité des franges des zones en déplacement avec le reste de l'interférogramme où la phase doit être constante après élimination des franges orbitales et topographiques. A la différence des déformations sismiques qui tendent vers 0 lorsqu'on s'éloigne de la zone de rupture, l'écoulement d'un glacier alpin ne présente pas forcément de raccordement continu avec une zone de vitesse nulle. Selon la dynamique du glacier étudié, certaines parties telles que la zone d'accumulation ou la zone de drainage (Mattar et al., 1998) peuvent être considérées comme ayant une vitesse nulle. Ces zones permettent alors de caler le zéro du développement de phase. Dans le cas contraire, le résultat du développement est obtenu avec un offset inconnu. Le problème peut également se poser pour plusieurs parties d'un même glacier séparées par des zones non-développables en raison du manque de visibilité, de perte de cohérence ou d'une trop forte accélération (aliasing). C'est le cas par exemple pour la langue terminale du glacier d'Argentière qui est aujourd'hui déconnectée de la partie supérieure du glacier après la chute de séracs de Lognan.

En l'absence de raccordement à une zone de vitesse nulle ou de mesure in situ aux dates des acquisitions ERS-1/2 disponibles sur les glaciers de la vallée de Chamonix, nous avons utilisé des mesures de déplacement annuel entre 1995 et 1996 effectuées par le laboratoire de glaciologie de Grenoble (LGGE) sur des balises d'ablation. Les fluctuations entre les vitesses basses (en hiver) et hautes (en été) mesurées sur ces glaciers étant de l'ordre de 30%, cet ajustement de l'offset du développement de phase est inévitablement source d'imprécision. Il faut toutefois noter que tant que la vitesse est en ligne de visée, cette erreur est constante sur l'ensemble de la zone développée. Elle se distingue d'une erreur due au bruit. De plus, ce problème d'offset inconnu n'affecte pas les dérivées du champ de vitesse utilisées pour calculer les champs de contraintes à la surface des glaciers (Forster et al., 2003).

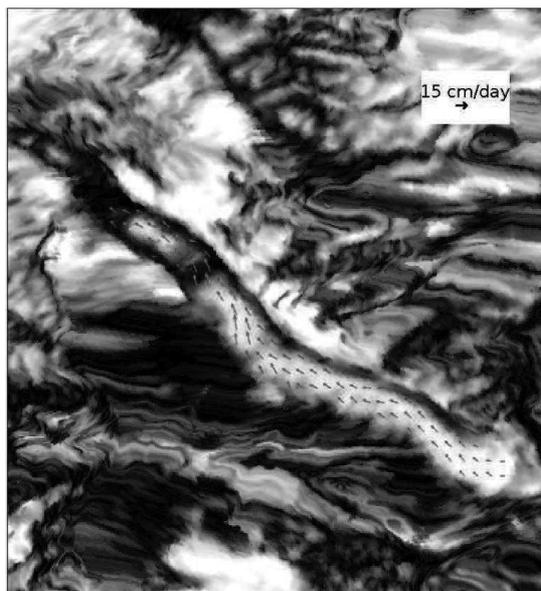
#### Conversion des mesures D-InSAR en déplacement 3D

La mesure de déplacement obtenue par interférométrie étant la projection du déplacement sur la ligne de visée radar (LOS), certains auteurs proposent de reconstruire des champs de déplacement 3D sous certaines hypothèses. Sous réserve de visibilité en passe ascendante et descendante, l'InSAR fournit au mieux deux projections acquises si possible à des périodes suffisamment rapprochées pour supposer que la vitesse observée est la même. L'hypothèse la plus classique consiste

alors à supposer que l'écoulement est parallèle à la surface du glacier, soit :

$$\vec{v} \cdot \vec{n}_S = 0 \quad (1)$$

où  $\vec{v}$  est la vitesse recherchée et  $\vec{n}_S$  la normale à la surface du glacier. Cette hypothèse ne tient pas compte du bilan de masse local qui conditionne une composante verticale supplémentaire : dans les zones d'ablation (érosion du glacier), la vitesse pointe en réalité au dessus de la surface et dans les zones d'accumulation en dessous (Joughin et al., 1998).



**Figure 3 :** Mesure D-InSAR du mouvement du glacier d'Argentière (ERS, 10-11 mars 1996) convertie en vitesse 3D sous l'hypothèse d'écoulement dans la direction de plus grande pente ; composantes horizontales superposées sur la cohérence ortho-rectifiée et profil longitudinal du module de la vitesse 3D comparé aux mesures in-situ et à la pente, d'après (Vasile, 2007).

Certains travaux critiquent cette hypothèse en argumentant que la vitesse verticale nécessaire pour contrebalancer l'ablation annuelle est dans bien des cas de l'ordre de 5 à 10 mètres par an (Mohr et al., 2003). La négliger peut entraîner des erreurs allant jusqu'à 20% lorsque la ligne de visée est très sensible aux déplacements verticaux comme dans le cas d'ERS avec une in-

cidence de 23°. Dans le cas des glaciers de la vallée de Chamonix, l'ablation annuelle est plutôt de l'ordre 2 à 3 mètres, ce qui induit pour des vitesses de l'ordre de 100 mètres par an une erreur inférieure à 10%.

Une méthode s'appuyant sur le principe de la conservation de la masse (Reeh et al., 1999) a été proposée pour corriger l'équation (1). Elle nécessite de connaître la distribution de l'épaisseur de la glace qui peut être mesurée sur les glaciers sub-polaires par un radar aéroporté de mesure de profondeur. Dans le contexte des glaciers tempérés, cette information est rarement disponible car la température de la glace est proche de 0° et la longueur de pénétration des ondes électromagnétiques diminue fortement lorsque la température de la glace se rapproche de 0° (Mätzler et Wegmüller, 1987).

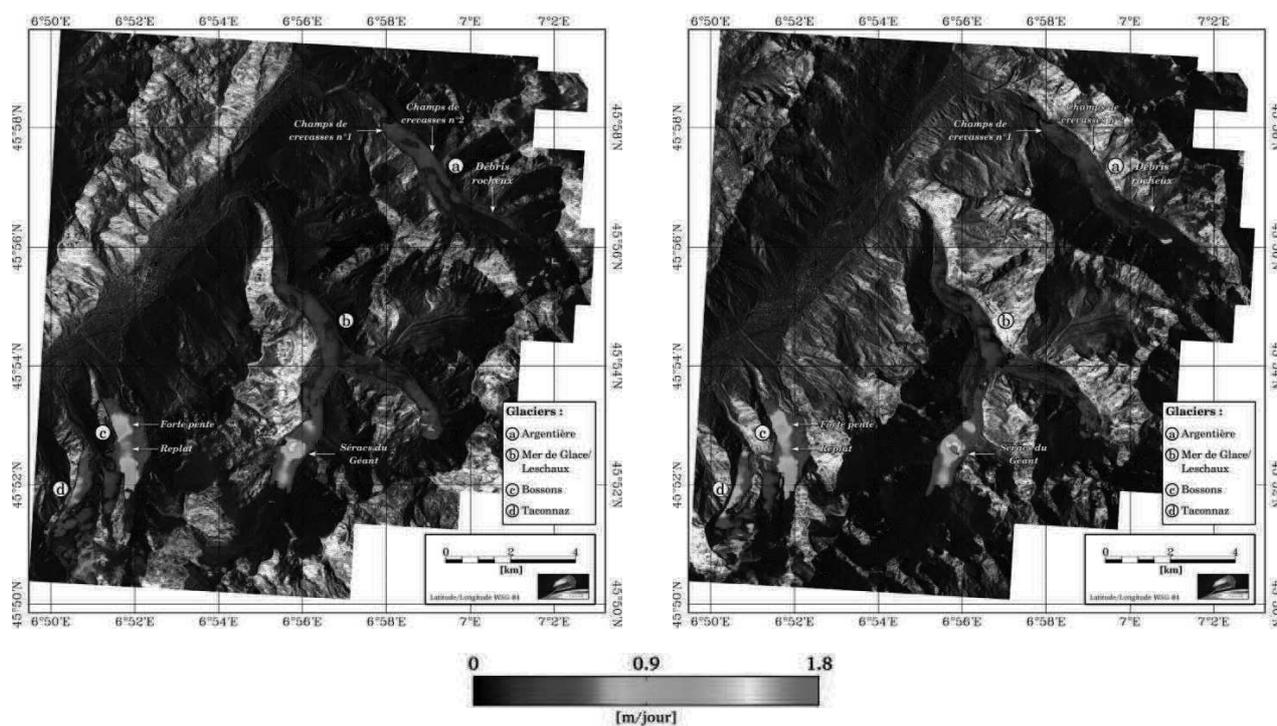
Si l'on dispose d'une seule géométrie d'acquisition par manque de données ou de visibilité (la plupart des glaciers de la vallée de Chamonix sont par exemple peu visibles par ERS en orbite ascendante), il faut avoir recours à une seconde hypothèse qui revient à donner la direction du déplacement. L'hypothèse d'un déplacement dans la direction de plus grande pente est la plus classique (Rabus et Fatland, 2000). Elle nécessite cependant une estimation de la pente moyenne à des échelles de l'ordre de 10 fois la profondeur de glace d'après certains glaciologues (Reeh et al., 2003). Ces dimensions de filtrage du modèle numérique d'élévation sont incompatibles avec la petite taille des glaciers Alpains (typiquement 1 ou 2 km de large pour 300 ou 400 m de profondeur).

D'autres sources d'informations peuvent également remplacer l'utilisation d'un MNE très filtré pour obtenir la direction d'écoulement, en particulier la corrélation d'images optiques ou radar (Berthier, 2005), la détection de motifs annuels telles que les bandes de Forbes sur la Mer de Glace, ou le calcul d'une direction globale à partir des montagnes qui entourent le glacier. La fusion de différentes sources d'informations relatives à la direction d'écoulement est sans doute la meilleure solution pour limiter l'influence directe d'une donnée externe sur le résultat. En revanche, la méthode devient dépendante de la disponibilité de ces sources qui varie d'un glacier à l'autre. Un MNE étant nécessairement disponible pour soustraire les franges topographiques, la méthode la plus classique reste le calcul de la direction de plus grande pente avec lissage du MNE par une fenêtre suffisamment large pour obtenir une pente moyenne, tout en évitant de mordre sur les moraines latérales.

La rétro-projection de l'ensemble des vitesses obtenues en ligne de visée radar sur les vecteurs donnant la direction de plus grande pente se fait alors selon l'équation :

$$\vec{v}_{3d} = \frac{v_{LOS}}{l \cdot \vec{d}_m} \cdot \vec{d}_m \quad (2)$$

où  $\vec{v}_{3d}$  est la vitesse reconstruite,  $v_{LOS}$  la projection mesurée sur l'axe de visée de vecteur unitaire  $\vec{l}$  et  $\vec{d}_m$  le vecteur unitaire tangent à la surface, orienté dans la direction de plus grande pente.



**Figure 4** : Carte de magnitude des déplacements  $\vec{V}_{des}^{SAR}$  et  $\vec{V}_{asc}^{SAR}$  estimés à partir des couple d'images TSX descendantes 14-25/08/2009 (à gauche) et ascendantes 16-27/08/2009 (à droite). Les résultats sont projetés au sol et incrustés sur les images d'amplitude SAR descendantes/ascendantes ortho-rectifiées datant du 14-16/08/2009.

Nous avons ainsi finalisé les mesures de vitesse obtenues avec le couple ERS de mars 1996 sous l'hypothèse d'écoulement parallèle à la surface dans la direction de plus grande pente. Les informations complémentaires utilisées sont :

- des mesures de vitesse moyenne annuelle (ramenée à 1 jour) disponibles sur les glaciers d'Argentière et Mer de Glace/Leschaux. Un seul point est utilisé par glacier pour éliminer l'offset du développement de phase,
- un MNE issu de données IGN filtré passe bas par des fenêtres de  $250 \times 250 \text{ m}^2$  afin de s'affranchir de variations locales de la topographie de surface (crevasses), la direction d'écoulement étant conditionnée par la topographie basale.

Les vitesses obtenues sur le glacier d'Argentière sont illustrées figure 3. La cohérence ortho-rectifiée, utilisée comme fond de carte, est un résultat important car elle fournit une mesure de confiance sur la phase interférométrique initiale. Il permet de comparer les résultats aux points de mesure annuelle in-situ qui n'ont pas été utilisés pour le calage du développement de phase. Ces points se situent dans un intervalle d'erreur calculé en tenant compte du niveau de cohérence, d'une erreur résiduelle inférieure à une demi-frange et de la conversion en vitesse tangentielle selon l'équation (2).

### 3. Mesure de déplacement par corrélation d'amplitude

Historiquement, la corrélation d'amplitude vient du domaine de la vision par ordinateur, où elle est plus communément intitulée corrélation d'images ou *block matching*. Dans le domaine de l'imagerie satellitaire appliquée à l'observation des glaciers, cette technique a tout d'abord été mise en œuvre au début des années 1990 sur des images opérant dans le spectre visible (Scambos et al., 1992). L'application à des images satellitaires SAR apparaît au début des années 2000 (Strozzi et al., 2002b).

Dans un premier temps, les travaux basés sur l'imagerie satellitaire SAR concernent des systèmes glaciaires de grandes tailles tels que les calottes polaires et les grands glaciers de vallée. En effet, la corrélation d'images sur des glaciers de plus petites dimensions, typiquement les glaciers Alpains, nécessite des images avec une résolution spatiale plus fine. En ce sens, l'année 2007 marque un tournant, car elle voit le lancement de plusieurs satellites proposant des images de résolution spatiale métrique. Par exemple le satellite TSX offre une résolution de l'ordre de 2 m en mode *stripmap*, voire inférieure au mètre en mode *Staring SpotLight*, alors que celle proposée par ERS-1/2 et ENVISAT était décimétrique. Cette section propose donc d'illustrer le potentiel de cette technique sur le site test Chamonix Mont Blanc via des images satellitaires TSX acquises en mode *stripmap*.

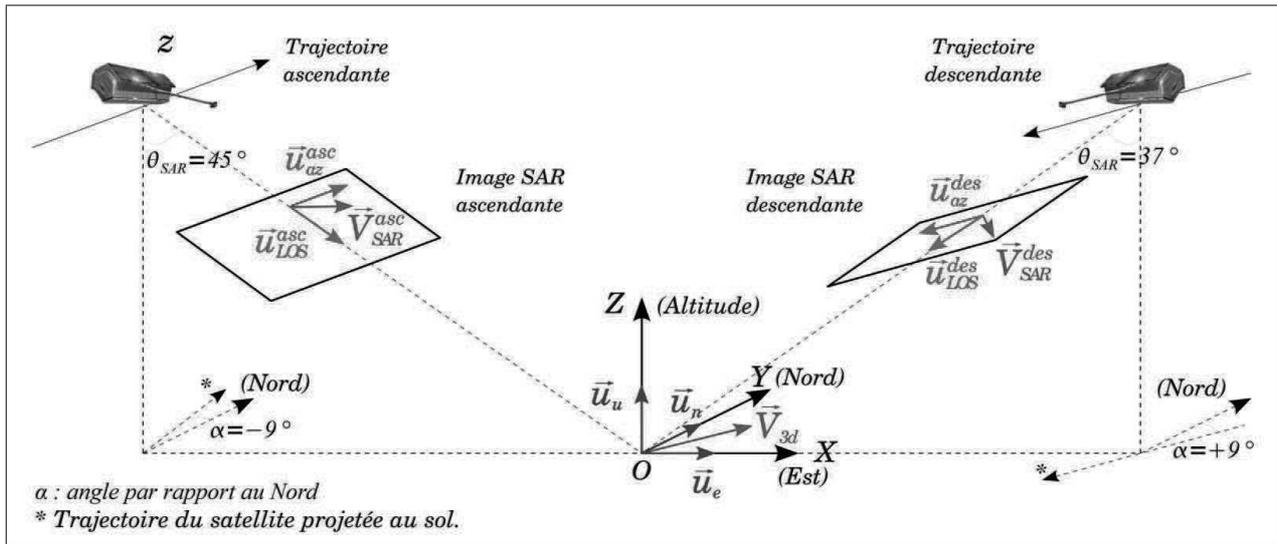


Figure 5 : Projection du vecteur déplacement sol  $\vec{V}_{3d} = \vec{v}(v_e, v_n, v_u)^t$  dans la géométrie SAR descendante et ascendante, notées :

$$\vec{V}_{SAR}^i = v_{LOS}^i \vec{u}_{LOS}^i + v_{az}^i \vec{u}_{az}^i, \quad i \in \{des, asc\}.$$

### 3.1. Mesure mono-incidence : 2 composantes du déplacement

L'application directe de la corrélation d'images sur des images SAR fournit un champ de déplacement dans la géométrie des images, c.à.d. selon les directions en ligne de visée (LOS : Line Of Sight) et en azimut. La figure 4 présente les cartes de magnitude du déplacement mono-incidence dans le cas de couples d'images TSX descendantes et ascendantes acquises à 11 jours d'intervalle :

$$\|\vec{V}_{SAR}^i\| = \sqrt{(v_{LOS}^i)^2 + (v_{az}^i)^2}, \quad (3)$$

où  $i = \{des, asc\}$ .

L'étude de ces champs de déplacement a montré que la corrélation d'amplitude fonctionne sur les surfaces glaciaires suffisamment texturées telles que des champs de crevasses ou des séracs, et dans une moindre mesure des débris rocheux (Fallourd et al., 2011). Cependant la présence de débris rocheux ne garantit pas le fonctionnement de la mesure, car avec une longueur d'onde  $\lambda=3,1$  cm, le capteur TSX est très sensible à leurs changements d'orientation. A contrario, la mesure n'est pas possible sur toutes les zones où la surface du glacier est trop lisse et, comme pour la technique D-InSAR, sur les zones d'ombre et de repliement.

Une validation qualitative de ces résultats peut être établie visuellement. En effet, l'analyse thématique des champs de déplacement descendant et ascendant permet de reconnaître la physique d'écoulement d'un glacier de montagne, c.à.d. un gradient de vitesse transversal entre les rives et le centre du glacier (comme une rivière), et des zones d'accélération au niveau des fortes pentes. Le glacier des Bossons illustre parfaitement ces deux phénomènes.

### 3.2. Mesure multi-incidence : inversion du déplacement 3D

L'approche mono-incidence vue précédemment fournit un vecteur déplacement à 2 dimensions, qui est en

réalité la projection dans le plan de l'image SAR du vecteur 3D du déplacement réel du glacier  $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$  (figure 5).

Le fait de disposer de couples d'images TSX descendantes et ascendantes permet d'accéder à 4 projections différentes du déplacement  $\vec{V}_{3d}$ , que l'on regroupe dans la matrice d'observation  $\mathbf{V}$  :

$$\mathbf{V} = [v_{LOS}^{des}, v_{az}^{des}, v_{LOS}^{asc}, v_{az}^{asc}]^t \quad (4)$$

Il est alors possible d'estimer les 3 composantes du déplacement  $\vec{V}_{3d}$  en les regroupant dans le vecteur noté  $\mathbf{D} = [v_e, v_n, v_u]^t$  qui est lié aux observations par :

$$\mathbf{V} = \mathbf{P} \times \mathbf{D} \quad (5)$$

où  $\mathbf{P}$  est la matrice formée des composantes des vecteurs des directions LOS et azimut selon les trajectoires descendantes et ascendantes :

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} P_{1,1} & P_{1,2} & P_{1,3} \\ P_{2,1} & P_{2,2} & P_{2,3} \\ P_{3,1} & P_{3,2} & P_{3,3} \\ P_{4,1} & P_{4,2} & P_{4,3} \end{bmatrix} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \text{Avec } P_{1,1} &= -\sin(\theta_{SAR}^{des}) \cos(\alpha) \\ P_{1,2} &= \sin(\theta_{SAR}^{des}) \sin(\alpha) \\ P_{1,3} &= -\cos(\theta_{SAR}^{des}) \\ P_{2,1} &= -\sin(\alpha) \\ P_{2,2} &= -\cos(\alpha) \\ P_{2,3} &= 0 \\ P_{3,1} &= \sin(\theta_{SAR}^{asc}) \cos(\alpha) \\ P_{3,2} &= \sin(\theta_{SAR}^{asc}) \sin(\alpha) \\ P_{3,3} &= -\cos(\theta_{SAR}^{asc}) \\ P_{4,1} &= -\sin(\alpha) \\ P_{4,2} &= \cos(\alpha) \\ P_{4,3} &= 0 \end{aligned}$$

Dans le cas des données TSX acquises sur le site Chamonix Mont Blanc, les angles d'incidence  $\theta_{SAR}^{des}$  et

$\theta_{SAR}^{asc}$  valent respectivement  $37^\circ$  et  $45^\circ$  et l'angle de la direction azimutale compté positivement  $\alpha$  vaut  $9^\circ$ .

En inversant l'équation 5, on obtient la solution au sens de la moindre somme des carrés des résidus :

$$\mathbf{D} = (\mathbf{P}^t \times \mathbf{P})^{-1} \times \mathbf{P}^t \times \mathbf{V}. \quad (7)$$

La figure 6 illustre les résultats de l'inversion du déplacement 3D sur les glaciers des Bossons et de Taconnaz. La magnitude du déplacement 3D :

$$\|\vec{V}_{3d}\| = \sqrt{(v_e)^2 + (v_n)^2 + (v_u)^2} \quad (8)$$

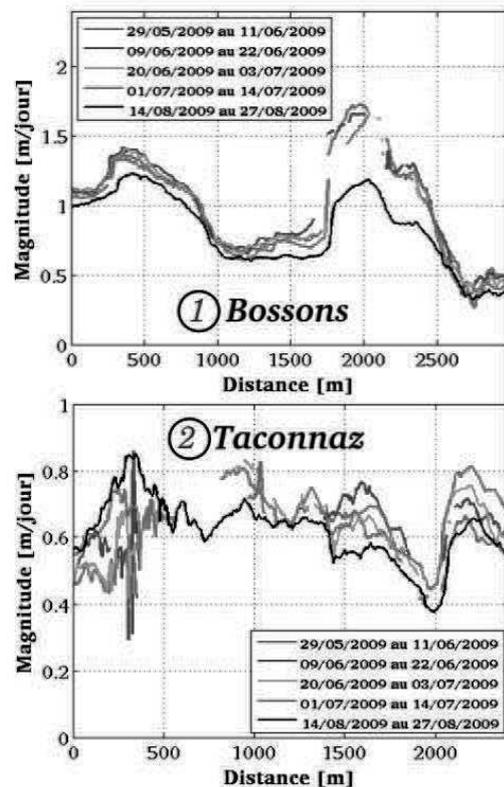
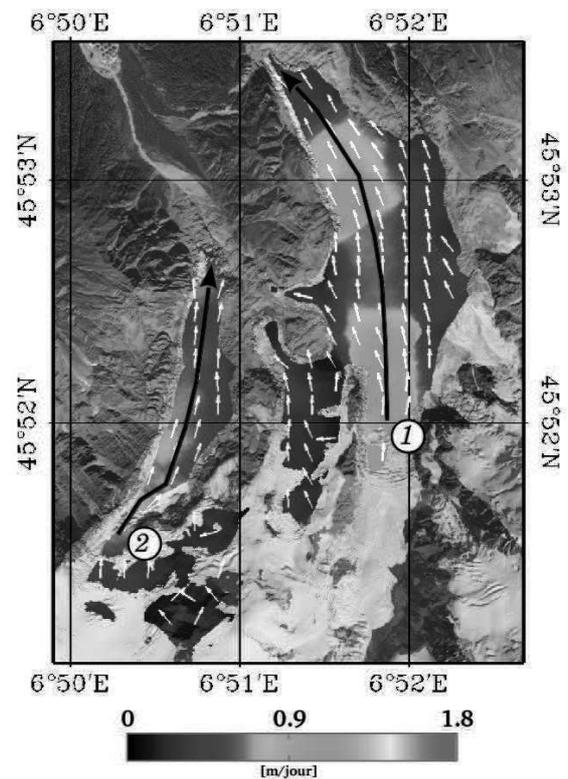
est ici représentée sous forme d'une carte de déplacement avec l'orientation du flux et par des profils longitudinaux permettant de visualiser l'évolution temporelle.

A l'image des résultats mono-incidence, on retrouve les caractéristiques d'écoulement des glaciers de montagne. Par exemple sur la figure 6 le glacier des Bossons illustre l'accélération de l'écoulement sur les zones de fortes pentes (pic de vitesse à  $1,7 \text{ m/jour}$  pour la période 29/05/2009 au 11/06/2009). A l'inverse, les profils bruités de la partie haute du glacier de Taconnaz mettent en exergue les limites de la corrélation d'images : la zone impliquée (située au-dessus de  $3400 \text{ m a.s.l.}$ ) correspond à une surface glaciaire lisse car recouverte de névés.

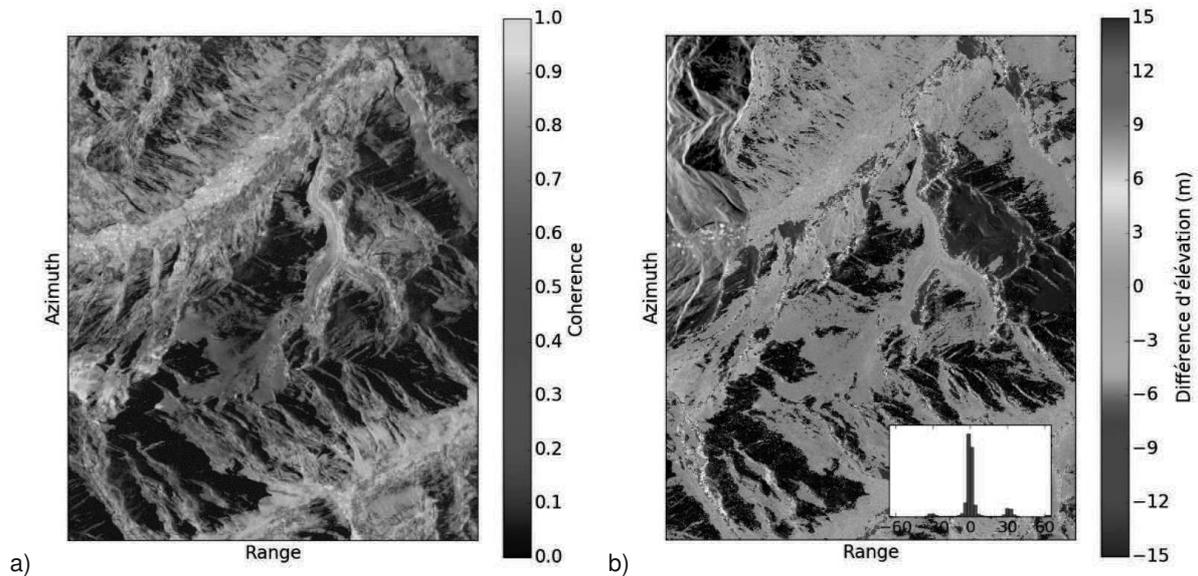
#### 4. Mesure de la topographie

L'interférométrie radar est un outil largement répandu en glaciologie afin d'observer les variations de volume des glaciers à l'échelle de massifs montagneux. Deux sources de données en particulier ont ouvert les portes à de nombreuses analyses glaciologiques. Tout d'abord, les données de la mission SRTM, qui fournissent le plus ancien Modèle Numérique d'Elevation (MNE) disponible pour l'ensemble de la surface du globe, à l'exception des régions polaires. Ce MNE a été acquis sur une période de 10 jours seulement permettant d'établir une référence de la topographie des glaciers en février 2000. Plus récemment, la mission TanDEM-X (TDX) lancée le 21 juin 2010 par le DLR a permis la génération de MNE haute résolution. Le MNE global délivré en 2012 par le DLR est sans précédent à l'échelle globale, avec une précision attendue de  $2 \text{ m}$  pour les pentes inférieures à  $20\%$ , et  $4 \text{ m}$  au delà (Krieger et al., 2007). Le mode d'acquisition mono-passe de ces missions, permettant de limiter la décorrélacion temporelle et les perturbations atmosphériques, les rend très intéressantes pour des applications glaciologiques. En effet, l'évolution rapide de la surface des glaciers ainsi que les conditions météorologiques en altitude induisent de fortes pertes de cohérence interférométrique après seulement quelques jours (cf. section 2).

Néanmoins, l'utilisation de l'interférométrie radar, même en mode mono-passe, présente des inconvénients majeurs en milieu montagneux. Premièrement, l'étape de développement de phase est rendue complexe par la forte géométrie. Deuxièmement, la pénétration du signal radar dans la neige et la glace doit être prise en compte.



**Figure 6:** En haut, carte de magnitude du vecteur déplacement  $\vec{V}_{3d}$  estimée à partir des couples d'images TDX descendant du 14-25/08/2009, et ascendant du 16-27/08/2009. Le déplacement est incrusté sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008). Les flèches blanches indiquent la direction du déplacement. En bas, évolution temporelle du déplacement selon des profils longitudinaux.



**Figure 7** : (a) Cohérence interférométrique pour la paire TDX 2012/05/24; (b) Différence d'élévation entre les MNE TDX obtenus en utilisant comme référence le MNE SRTM ou un MNE Pléiades, d'après (Dehecq et al., 2016). L'encart montre l'histogramme des différences d'élévation. L'arrière-plan est l'image en amplitude TDX : les zones d'ombre apparaissent très sombres alors que les zones de recouvrement apparaissent très lumineuses. Les régions déconnectées du reste de l'image par les ombres/repliements (faible cohérence) présentent fréquemment des sauts de phase (en bleu et rouge sur l'image (b)).

#### 4.1. Développement de phase

Comme dans le cas de la mesure de déplacement par InSAR (section 2), la géométrie d'acquisition des images radar et la forte topographie des montagnes causent des discontinuités de phase au sein de l'image (figure 7) qui rendent l'étape de développement de phase plus complexe. La stratégie proposée par le DLR afin de produire le MNE TDX global consiste à combiner des acquisitions avec des lignes de base et des angles d'acquisition différents (Rossi et al., 2012; Lachaise et al., 2012). Cette approche n'est généralement pas souhaitable en glaciologie étant donné les changements rapides, saisonniers et annuels, qui ont lieu à la surface des glaciers. Toutefois, les résultats obtenus par combinaison de différentes lignes de base peuvent être utilisés comme modèle pour le développement de phase de chaque paire individuelle. Cette technique a été appliquée avec succès pour des glaciers de la péninsule Antarctique (Eineder et al., 2011) ou de Patagonie (Jaber et al., 2013), mais il est souvent nécessaire d'identifier des erreurs de développement résiduelles, soit manuellement, soit en seillant la différence par rapport à un MNE de référence. Il est également possible d'effectuer le développement de phase d'un interférogramme obtenu à partir d'une unique paire TDX, mais des résultats n'ont pu être obtenus jusqu'à présent que pour des calottes relativement lisses, en éliminant les zones de forte topographie (Moholdt et Kääh, 2012; Rott et al., 2014). Pour les glaciers de montagne entourés de reliefs importants, on a généralement recours à un MNE de référence. À partir de celui-ci, un interférogramme est généré, puis soustrait à l'interférogramme brut, afin de réduire le nombre de franges et donc de minimiser le risque d'erreurs de développement (Neckel et al., 2013; Rankl et Braun, 2015).

Cependant, l'impact du MNE de référence sur le résultat final est encore mal connu. Sur le site test de Chamonix Mont Blanc, où de nombreuses données sont disponibles, cette analyse a pu être effectuée. Sur cette région, 5 paires d'images SAR TDX ont été acquises entre mai 2012 et novembre 2013, permettant la génération de MNE par InSAR. Deux MNE à 4 m de résolution obtenus par photogrammétrie d'images Pléiades acquises en 2012 et 2013 sont également disponibles, ainsi que le modèle SRTM à 30 m de résolution. Nous avons ainsi pu générer des MNE TDX en utilisant comme modèles de référence Pléiades 2012 (noté  $TDX_{Pl}$ ) ou SRTM (noté  $TDX_{SRTM}$ ) lors de l'étape de développement. La comparaison entre ces deux traitements montre, pour chaque paire TDX, des erreurs de développement importantes, sous la forme de sauts de phase de un ou plusieurs multiples de l'altitude d'ambiguïté (figure 7b). Ces erreurs sont beaucoup plus fréquentes en utilisant SRTM comme référence, avec des taux d'erreur de 3,4 à 18,1%, comparé à Pléiades (tableau 1). Cette différence s'explique par la plus faible résolution et par l'écart temporel TDX/SRTM plus important. Ce taux d'erreur varie également avec la géométrie d'acquisition, la configuration ascendante étant moins favorable que la configuration descendante dans cette région.

Par ailleurs, la différence entre les MNE  $TDX_{Pl}$  et  $TDX_{SRTM}$ , après ajout/soustraction du bon multiple de  $2\pi$ , est égale à 0 (aux incertitudes numériques près), dans le cas où le traitement est effectué sans filtrage adaptatif de l'interférogramme enroulé. Cela signifie que le MNE de référence n'introduit pas d'erreur dans le résultat final. Néanmoins, si un filtrage est utilisé, par exemple afin d'améliorer la cohérence interférométrique et le développement, des différences avec un écart-type de 2-

Date TDX (Orbite)	Pléiades (4 m) 2012/08/19	SRTM (30 m) Fev. 2000
2012/05/13 (Asc.)	0,6%	18,1%
2012/05/24 (Asc.)	0,5%	17,0%
2013/02/01 (Asc.)	0,2%	6,8%
2013/10/21 (Desc.)	0,1%	3,4%
2013/11/12 (Desc.)	0,2%	3,7%

**Table 1** : Pourcentage des MNE TDX concernés par des erreurs de développement, en utilisant Pléiades 2012 ou SRTM comme référence pour le développement de phase.

3 m (ou 3-5% de l'altitude d'ambiguïté) sont observées.

En conclusion, l'utilisation d'un MNE externe lors de l'étape de développement ne permet pas complètement de s'affranchir des erreurs de développement, et il est nécessaire de filtrer les erreurs de développement résiduelles avant toute autre analyse. Dans la mesure du possible, il est préférable d'utiliser comme référence un MNE avec une résolution spatiale la plus proche possible des images TDX. Il faut par ailleurs chercher à minimiser l'écart temporel entre le MNE de référence et les images TDX.

#### 4.2. Pénétration du signal radar dans la neige/glace

La neige et la glace sont des milieux partiellement transparents pour les fréquences radar utilisées en observation de la Terre. Une profondeur de pénétration de 8,1 m, inverse du coefficient d'extinction du signal radar dans la neige, a été mesurée en bande X (10,3 GHz) sur le plateau antarctique (Rott et al., 1993) et  $5,7 \pm 1,2$  m en bande Ku (13,6 GHz) sur la marge continentale de l'Antarctique (Lacroix et al., 2007). Cette pénétration induit un déplacement du centre de phase interférométrique et donc un biais entre l'altitude mesurée par interférométrie et l'altitude réelle (Dall, 2007). Ce biais a été estimé à environ 5 m en bande X dans la neige sèche sur le glacier de Thwaites en Antarctique (Groh et al., 2014). En bande C (5,3 GHz), un biais de  $9 \pm 2$  m a été mesuré dans de la neige sèche et  $4 \pm 2$  m dans de la glace tempérée (Rignot et al., 2001).

A ce jour, très peu d'estimations de ce biais existent pour les glaciers de montagne et la pénétration du signal radar constitue l'une des principales sources d'incertitude pour la mesure de bilans de masse géodésiques (Gardelle et al., 2013; Kääb et al., 2015; Barandun et al., 2015). En comparant les tendances d'élévation mesurées par le satellite altimétrique laser ICESat sur la période 2003-2009 par rapport à SRTM bande C, un biais interférométrique moyen de 5-10 m a été estimé pour différentes régions du Karakoram-Himalaya (Kääb et al., 2015). Malheureusement, la faible densité des observations ICESat ne permet pas de cartographier l'hétérogénéité spatiale de cette pénétration, liée aux conditions de neige, à l'échelle d'un massif de glaciers.

Grâce à l'acquisition proche de données Pléiades et TDX sur le massif du Mont Blanc, il est possible d'avoir

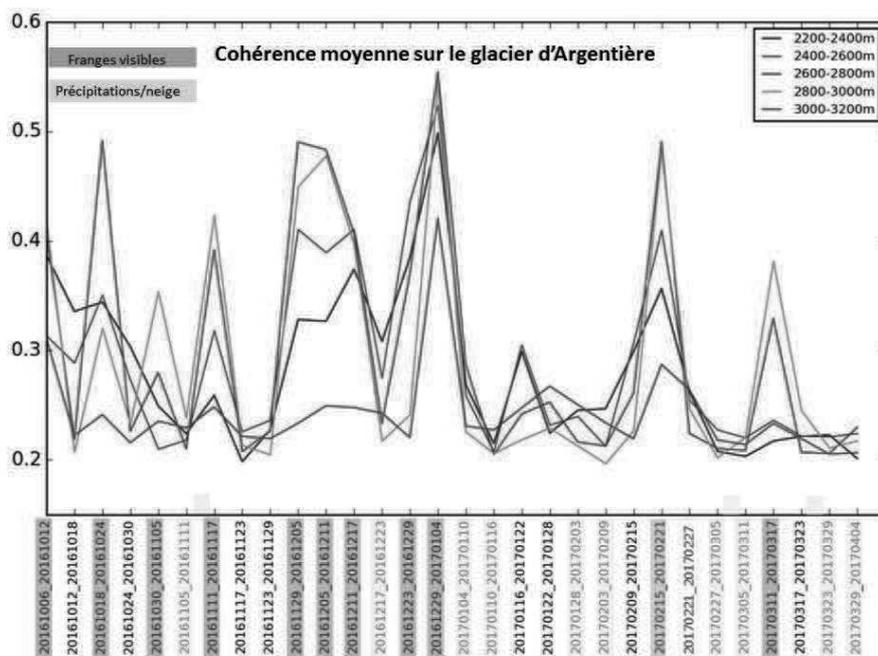


**Figure 8** : Différence entre le MNE TDX 2013/02/01 et Pléiades 2012/08/19. Le sommet du Mont Blanc (4810 m a.s.l.) est marqué par un triangle jaune. L'arrière-plan est un relief ombragé du MNE Pléiades.

une observation haute résolution de ce biais interférométrique. La figure 8 montre la différence d'élévation entre le MNE radar TDX acquis le 01/02/2013 et le MNE optique Pléiades acquis le 19/08/2012. Etant donné que le MNE Pléiades a été acquis en août, à la fin de la saison des fontes, les principaux changements attendus sur la période de 6 mois séparant les acquisitions sont une accumulation de neige en altitude. Or la figure montre que, au dessus d'environ 3500 m d'altitude, l'écho radar provient d'une élévation inférieure à la surface réelle. Cela implique donc que le signal radar pénètre la neige et la glace de surface. Le biais interférométrique atteint pour les altitudes les plus élevées une valeur de 4-6 m. Cette valeur est similaire au biais de 3,7-5,7 m observé sur la marge antarctique en comparant des altitudes mesurées avec TDX et IceBridge (lidar) (Groh et al., 2014). En effet, la température moyenne annuelle de l'air au col de Dôme à 4250 m est de  $-11^{\circ}\text{C}$  et reste majoritairement négative (Vincent et al., 2007), nous retrouvons donc des conditions de neige sèche et froide similaires aux régions polaires. Une comparaison similaire avec le MNE TDX du 21/10/2012 montre que ce biais est plus faible et restreint à des altitudes plus élevées en octobre. Ceci s'explique par une présence plus importante d'eau liquide dans la neige à la fin de l'été et donc une rétro-diffusion du radar qui a lieu plus près de la surface. En conclusion, ce biais interférométrique doit être estimé et corrigé lorsque deux MNE (un MNE optique et un MNE, ou 2 MNE radar) sont utilisés pour observer des variations de volume en zone glaciaire. L'impact de ce biais est réduit si les deux MNE utilisés sont acquis dans la même bande radar et à une période de l'année similaire.

#### 5. Arrivée des données Sentinel-1

Les travaux présentés dans les sections précédentes sont issus de la première génération de satellites radar (ERS, Radarsat-1...) et de la seconde génération (TerraSAR-X, TanDEM-X, Radarsat-2, Cosmo-SkyMed...). Ils ont permis de développer des méthodes et d'obtenir des



**Figure 9 :** Cohérence moyenne par tranche d'altitude sur le glacier d'Argentière. 11 couples Sentinel-1 à 6 jours présentent des franges interférométriques entre Octobre 2016 et début Avril 2017. Ces couples correspondent aux périodes sans chute de neige, permettant de conserver une bonne cohérence.

résultats sur des jeux de données relativement limités temporellement et spatialement en raison de la stratégie d'acquisition de ces missions et du coût d'obtention des images en dehors de projets scientifiques. L'arrivée d'une troisième génération de données SAR satellitaires avec la mission radar Copernicus/Sentinel-1 de l'ESA offre de nouvelles perspectives grâce à la stratégie d'acquisition systématique et à la gratuité des données qui peuvent être téléchargées dans les heures qui suivent le passage du satellite. Avec les deux satellites Sentinel-1A et 1B lancés respectivement en Avril 2014 et Avril 2016, on dispose désormais tous les 6 jours d'une couverture radar gratuite de l'ensemble de l'Europe.

Acquises en bande C et généralement en 2 polarisations (VV et VH), ces données radar ont des caractéristiques nouvelles : le mode spécifique TOPSAR (*Terrain Observations by Progressive Scans*) assure de grandes fauchées (250 km acquis simultanément en 3 fauchés) en contrepartie d'une résolution azimutale décimétrique et d'un mosaïquage important (succession de *burst* avec un léger recouvrement). Si la dimension azimutale des pixels est de l'ordre de la quinzaine de mètres (donc bien moins bonne que celle des images ERS), la dimension radiale au sol varie entre 3 m (*far range*) et 4 m (*near range*), et est donc assez proche de celle des capteurs THR (TerraSAR-X ou CSK). On voit que l'orientation des glaciers aura un rôle capital : ceux qui sont globalement orientés est-ouest (comme dans la vallée de Chamonix) seront privilégiés car mieux échantillonnés dans la direction principale d'écoulement. Les résultats des premières étapes des chaînes de traitement interférométrique et de corrélation d'amplitude présentés ci-dessous

illustrent sur les glaciers de la vallée de Chamonix le potentiel d'observation des données Sentinel-1. Les caractéristiques nouvelles de ces données nécessitent cependant un travail d'adaptation et de validation actuellement en cours de réalisation.

### 5.1. Interférométrie différentielle

L'arrivée du satellite Sentinel-1B, dont les données sont disponibles depuis Septembre 2016, a permis de diviser par deux l'intervalle de temps entre chaque acquisition. Les capteurs SAR des satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B étant identiques, il est aujourd'hui possible de construire des interférogrammes à 6 jours, formés avec des paires Sentinel-1A / Sentinel-1B. Cette réduction du temps de revisite limite la décorrélation temporelle. Or la perte de cohérence est souvent présente dans d'autres données satellitaires en raison des changements rapides de la surface. Les données Sentinel-1A et 1B offrent donc une opportunité pour les mesures de déplacement des glaciers par InSAR. Sur les glaciers de Chamonix-Mont Blanc (faible latitude, altitude de 2000 m à 4800 m a.s.l.), les mesures de déplacement par InSAR ne sont possibles que pendant la saison froide et avec des conditions météorologiques anticycloniques favorables. Ainsi, sur la période Octobre 2016 / Avril 2017, plusieurs paires (figure 9) présentent des niveaux de cohérence et des motifs de franges similaires à ceux observés avec les couples ERS-Tandem à 1 jour en 1995-1996 (figure 2).

Le passage de 12 à 6 jours a donc permis de réduire suffisamment la décorrélation temporelle pour rendre possible l'utilisation des mesures InSAR sur les glaciers de

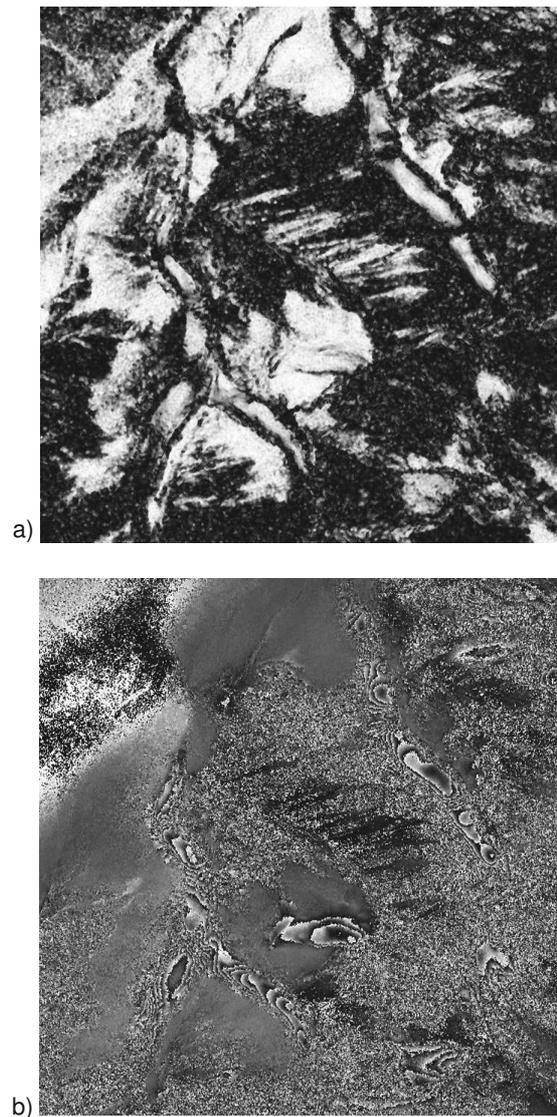
la vallée de Chamonix. On observe notamment de la cohérence sur les glaciers d'Argentière et Mer de Glace (figure 10 -(a)) ainsi que des franges interférométriques (figure 10 -(b)) sur plusieurs couples S - 1A/S-1B durant les périodes anticycloniques de l'hiver 2016/2017. Il est cependant nécessaire de mener des études complémentaires afin d'adapter les méthodes de préparation et de traitement aux particularités des données Sentinel-1, en particulier au mode d'acquisition TOPSAR. Il faut en effet effectuer un recalage en azimut au millième de pixel afin de corriger les franges dues à ce dernier. Pour ce faire, une bonne cohérence est nécessaire sur les zones de recouvrement entre *burst*. Des stratégies de recalage pour des scènes en zone de montagne doivent donc être développées. De même, l'acquisition systématique de ces données permet d'envisager une stratégie de traitement incrémentale pour réaliser un suivi continu du déplacement des glaciers.

Les limites à l'utilisation de l'InSAR dans le suivi de la vitesse d'écoulement en surface des glaciers sont principalement rencontrées dans les zones à forte décorrélation telles que les zones de séracs. Celles-ci sont identifiables par une perte importante de cohérence, segmentant le glacier en plusieurs parties discontinues (figure 10a). Les incertitudes dans les résultats de déroulement de phase liées à ces discontinuités pourraient être réduites par l'utilisation d'une méthode complémentaire telle que la corrélation d'amplitude.

## 5.2. Corrélation d'amplitude

La méthode de corrélation d'amplitude présentée section 3 peut être envisagée pour le suivi des glaciers ou pour fournir des informations complémentaires à l'InSAR. En effet, alors que l'InSAR est utilisée préférentiellement durant les périodes hivernales, les meilleurs résultats de la corrélation d'amplitude sont obtenus en périodes estivales. La sensibilité de cette méthode aux grands déplacements, combinée à une précision des mesures dépendante de leur résolution, incitent à adapter l'écart temporel des couples d'images radar à la vitesse d'écoulement du glacier. Avec une précision d'un dixième de pixel, les petits déplacements sont difficilement identifiables avec des données de résolution d'environ 5 m par 20 m. L'application de la corrélation d'amplitude sur des données Sentinel-1 semble plus adaptée à de grands déplacements.

Bien que les données Sentinel-1 présentent des limites à l'utilisation de la méthode de corrélation d'amplitude du fait de leur résolution moyenne, ces dernières offrent plusieurs avantages. Tout d'abord, le tube orbital étant très réduit (généralement inférieur à 100 m), la sensibilité au relief est elle aussi réduite. De plus, l'utilisation de la bande C, moins sensible que la bande X aux changements de surface et ayant une profondeur de pénétration dans la neige plus importante (section 4.2), pourrait permettre une meilleure conservation de la corrélation. Des travaux sont en cours de réalisation pour appliquer cette approche sur les glaciers de la vallée de Chamonix pendant la première période estivale complète



**Figure 10** : Cohérence interférométrique (a) et phase (b) du couple S1 2016/12/29-2017/01/04. Les glaciers Mer de Glace à gauche et Argentière à droite présentent sur la figure (b) des franges interférométriques qui tendent à montrer que des mesures InSAR avec les données Sentinel-1 sont envisageables .

couverte par les satellites Sentinel-1A et 1B. La figure 11 présente quelques uns des résultats préliminaires obtenus avec des fenêtres de corrélation de 128 par 32 pixels (en distance et en azimut respectivement).

Pour le suivi de glaciers lents, il est préférable de ne pas choisir des paires d'images avec un écart temporel trop court. En revanche, cet écart temporel ne doit pas non plus être trop important, car le risque de perdre la corrélation des textures liées aux structures présentes à la surface des glaciers augmente. La perte de la corrélation entraîne alors des estimations d'offset erronées. Un seuil sur le coefficient de corrélation normalisée (coefficient compris entre 0 et 1), peut être appliqué afin de masquer les erreurs d'estimation d'offset. Cependant, les résultats obtenus sur les glaciers d'Argentière et Mer de Glace à partir des couples ascendants à 6, 12 et 18 jours (figure 11), avec des baselines perpendiculaires de -28 m, -50 m et +79 m, montrent que ce critère n'est pas suffisant.

Couples ( $\Delta t$ )	Mer de Glace	Argentière
2016/12/29-2017/01/04 (6 jours)	0,422	0,378
2016/12/17-2017/01/04 (18 jours)	0,371	0,336
2017/08/20-2017/08/26 (6 jours)	0,397	0,589
2017/08/20-2017/09/01 (12 jours)	0,606	0,497
2017/08/20-2017/09/07 (18 jours)	0,563	0,520

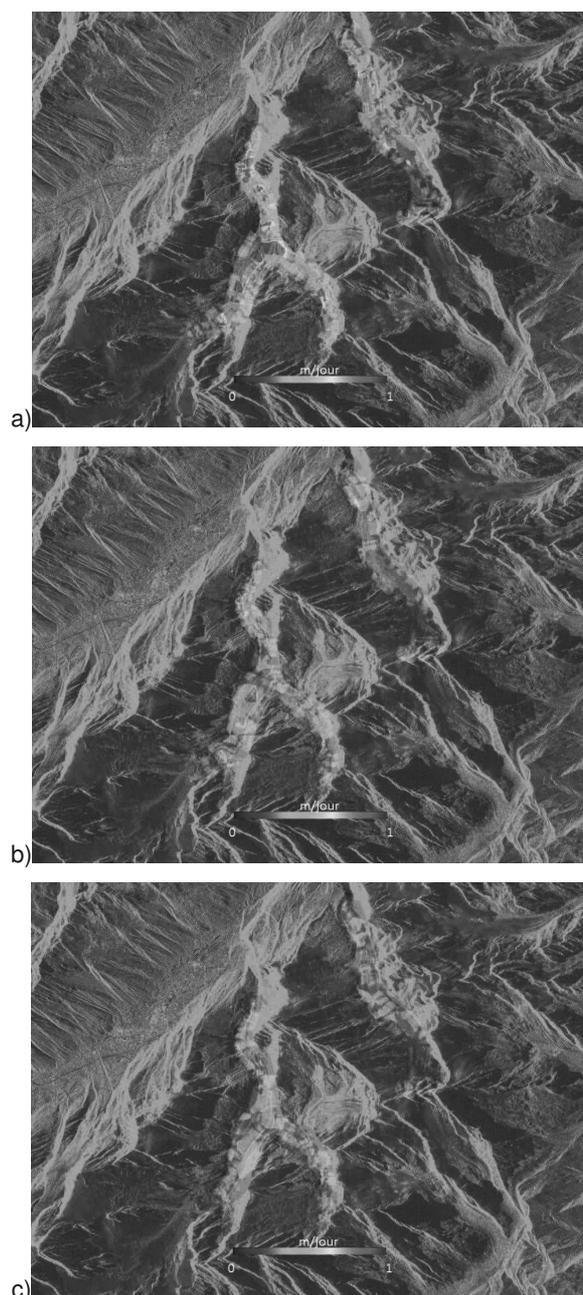
**Table 2 :** Coefficients de corrélation moyens sur les glaciers d'Argentière et Mer de Glace pour différents couples à 6, 12 et 18 jours en été et en hiver. Chaque offset est estimé avec une valeur de coefficient de corrélation, permettant de calculer la moyenne de ces coefficients sur les glaciers d'Argentière et de Mer de Glace.

En effet, même en appliquant un seuil de 0,4 au coefficient de corrélation, des valeurs aberrantes apparaissent sur les couples à 6 et 18 jours. La zone de rencontre entre le glacier de Leschaux et le glacier du Tacul (à la jonction Est du "Y" formés par ces glaciers) devrait en effet correspondre à une zone de ralentissement du glacier, ce qui est obtenu avec le couple à 12 jours. Le seuil sur le coefficient de corrélation doit être complété par d'autres critères car il est difficile de faire un lien direct entre coefficient de corrélation et écart temporel (tableau 2) : la nature de la surface du glacier (couvert détritique plus ou moins important, crevasses...) et les conditions météorologiques peuvent accélérer ou ralentir la décorrélation. Une solution pour mesurer des déplacements faibles sur les glaciers serait d'utiliser une approche de type SBAS (*Small Baseline Subset*) (Casu et al., 2011) permettant une inversion multi-couples.

## 6. Conclusion et perspectives

Grâce aux travaux exploitant différentes familles de satellites de télédétection, l'évolution spatio-temporelle des glaciers est désormais accessible dès lors qu'un flux temporel de données "image", tant radar qu'optiques, est disponible. La modalité "image radar" est une source précieuse d'informations régulières car les glaciers continentaux sont principalement dans des zones montagneuses souvent sujettes à des perturbations météorologiques pénalisant fortement les satellites optiques. Jusqu'à présent, ce type de données était rare et cher, et il ne semblait pas envisageable d'assurer la couverture mondiale de tous les glaciers, même ceux présentant des risques majeurs pour la population environnante.

L'arrivée des données Sentinel-1 ouvre aujourd'hui de nouvelles perspectives méthodologiques et applicatives. Concernant les méthodes présentées dans cet article, il est nécessaire de mener des études complémentaires pour intégrer les particularismes des données Sentinel-1. Afin d'aller vers une utilisation opérationnelle pour l'observation des glaciers, il est également important



**Figure 11 :** Cartes de magnitude des déplacements  $\vec{V}_{SAR}$  estimés à partir des couples d'images Sentinel-1 ascendantes : asc (a) Couple 20-26/12/2017, (b) Couple 20/08-01/09/2017, (c) Couple 20/08-07/09/2017. Les résultats, en géométrie radar sont incrustés sur une image d'amplitude moyennée à partir des 4 images SAR ascendantes des couples correspondants.

de développer des approches exploitant la dimension temporelle de façon incrémentale pour bénéficier pleinement des acquisitions systématiques. Les observations issues des données SAR (radiométrie, champs de vitesse, pénétration...) permettront ainsi de contraindre des modèles de glacier par des méthodes d'inversion pour retrouver des paramètres tels que la hauteur de glace (Rabatel et al., 2018), voire des méthodes d'assimilation de données dans des modèles dynamiques pour prédire l'évolution des

des glaciers et leur résilience face aux changements climatiques. Il ne fait aucun doute qu'associées à d'autres sources d'informations (par exemple l'imagerie multispectrale visible et infrarouge), les données satellitaires radar, en particulier les images Sentinel-1, vont apporter un éclairage nouveau pour le suivi des glaciers sur la Terre.

## Remerciements

Les résultats regroupés dans cet article sont issus des projets ACI Masse de données MEGATOR (2004-2007) <http://www.megator.fr>, ANR Masse de données et connaissances EFIDIR (2008-2012) <http://www.efidir.fr> et CNES-TOSCA CESTENG (2013-2015). Les auteurs souhaitent remercier Philippe Bolon, Flavien Vernier et Blaise Girard (LISTIC), Laurent Ott (GIPSA-lab), Laurent Ferro-Famil (IETR), ainsi qu'Andréa Walpersdorf et Jean-Louis Mugnier (ISTerre), Luc Moreau (EDYTEM), Etienne Berthier (LEGOS) et Noel Gourmelen (School of Geosciences, Edinburgh) pour leur collaboration et leur analyse de ces résultats. Ils remercient également l'agence spatiale européenne (ESA) pour les images ERS (projet Cat. 1 3525) et l'agence spatiale allemande (DLR) pour les données TerraSAR-X et TanDEM-X (projets MTH0232 et GLAC0874).

## Références

- Barandun, M., Huss, M., Sold, L., Farinotti, D., Azisov, E., Salzmann, N., Usabaliev, R., Merkushev, A., Hoelzle, M., 2015. Re-analysis of seasonal mass balance at Abramov glacier 1968-2014. *Journal of Glaciology* 61 (230), 1103–1117.
- Berthier, E., 2005. Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (alpes, islande, himalaya). Contribution de l'imagerie satellitaire. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier.
- Casu, F., Manconi, A., Pepe, A., Lanari, R., 2011. Deformation time-series generation in areas characterized by large displacement dynamics : The SAR amplitude pixel-offset SBAS technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 49 (7), 2752–2763.
- Dall, J., 2007. InSAR Elevation Bias Caused by Penetration Into Uniform Volumes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45 (7), 2319–2324.
- Dehecq, A., 2015. Analyse de la dynamique des glaciers himalayens et alpins à partir de 40 ans de données d'observation de la Terre. Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes.
- Dehecq, A., Millan, R., Berthier, E., Gourmelen, N., Trouvé, E., Vionnet, V., 2016. Elevation changes inferred from TanDEM-X data over the Mont-Blanc area : Impact of the X-band interferometric bias. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 9 (8), 3870–3882.
- Eineder, M., Jaber, W. A., Floricioiu, D., Rott, H., Yague-Martinez, N., July 2011. Glacier flow and topography measurements with TerraSAR-X and TanDEM-X. Dans : 2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Vancouver, Canada, pp. 3835–3838.
- Fallourd, R., 2012. Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR haute résolution et mesures terrain. Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes.
- Fallourd, R., Harant, O., Trouvé, E., Nicolas, J.-M., Gay, M., Walpersdorf, A., Mugnier, J.-L., Serafini, J., Rosu, D., Bombrun, L., Vasile, G., Cotte, N., Vernier, F., Tupin, F., Moreau, L., Bolon, P., 2011. Monitoring Temperate Glacier Displacement by Multi-Temporal TerraSAR-X Images and Continuous GPS Measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 4 (2), 372–386.
- Forster, R., Jezek, K., Koenig, L., Deeb, E., 2003. Measurement of glacier geophysical properties from InSAR wrapped phase. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41 (11), 2595–2604.
- Gardelle, J., Berthier, E., Arnaud, Y., Kääb, A., 2013. Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999-2011. *The Cryosphere* 7 (4), 1263–1286.
- Ghiglia, D. C., Romero, L. A., 1994. Robust two-dimensional weighted and unweighted phase unwrapping that uses fast transforms and iterative methods. *Journal of the Optical Society of America* 11 (1), 107–117.
- Goldstein, R. M., Engelhardt, H., Kamb, B., Frolich, R. M., 1993. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion : Application to an Antarctic ice stream. *Science* 262, 1525–1530.
- Groh, A., Ewert, H., Rosenau, R., Fagiolini, E., Gruber, C., Floricioiu, D., Abdel Jaber, W., Linow, S., Flechtner, F., Eineder, M., Dierking, W., Dietrich, R., 2014. Mass, Volume and Velocity of the Antarctic Ice Sheet : Present-Day Changes and Error Effects. *Surveys in Geophysics* 35 (6), 1481–1505.
- Jaber, W. A., Floricioiu, D., Rott, H., Eineder, M., July 2013. Surface elevation changes of glaciers derived from srtm and tandem-x dem differences. Dans : 2013 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium - IGARSS. Victoria, Australia, pp. 1893–1896.
- Jauvin, M., Yan, Y., Trouvé, E., Fruneau, B., July 2018. Potential and limits of sentinel-1 data for small alpine glaciers monitoring. Dans : 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium - IGARSS. Valencia, Spain, pp. 5165–5168.
- Joughin, I., Kwok, R., Fahnestock, M., 1998. Interferometric estimation of three-dimensional ice-flow using ascending and descending passes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36 (1), 25–37.
- Kääb, A., Treichler, D., Nuth, C., Berthier, E., 2015. Brief Communication : Contending estimates of 2003-2008 glacier mass balance over the Pamir-Karakoram-Himalaya. *The Cryosphere* 9 (2), 557–564.
- Krieger, G., Moreira, A., Fiedler, H., Hajnsek, I., Werner, M., Younis, M., Zink, M., 2007. TanDEM-X : A Satellite Formation for High-Resolution SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45 (11), 3317–3341.
- Kwok, R., Fahnestock, M. A., 1996. Ice sheet motion and topography from radar interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 34 (1), 189–200.
- Lachaise, M., Balss, U., Fritz, T., Breit, H., July 2012. The dual-baseline interferometric processing chain for the TanDEM-X mission. Dans : 2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Munich, Germany, pp. 5562–5565.
- Lacroix, P., Legrésy, B., Coleman, R., Dechambre, M., Rémy, F., 2007. Dual-frequency altimeter signal from Envisat on the Amery ice-shelf. *Remote Sensing of Environment* 109 (3), 285–294.
- Mattar, K., Vachon, P., Geudtner, D., Gray, A., Cumming, I., Brugman, M., 1998. Validation of alpine glacier velocity measurements using ERS tandem-mission SAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36 (3), 974–984.
- Mätzler, C., Wegmüller, U., 1987. Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies. *Journal of Physics D : Applied Physics* 20 (12), 1623–1630.
- Moholdt, G., Kääb, A., 2012. A new DEM of the Austfonna ice cap by combining differential SAR interferometry with ICESat

- laser altimetry. *Polar Research* 31 (1).
- Mohr, J. J., Reeh, N., Madsen, S. N., 2003. Accuracy of three-dimensional glacier surface velocities derived from radar interferometry and ice-sounding radar measurements. *Journal of Glaciology* 49 (165), 210–222.
- Neckel, N., Braun, A., Kropacek, J., Hochschild, V., 2013. Recent mass balance of the Purogangri Ice Cap, central Tibetan Plateau, by means of differential X-band SAR interferometry. *The Cryosphere* 7 (5), 1623–1633.
- Pétillet, I., 2008. Combinaison d'informations hétérogène : intégration d'images RSO pour la surveillance des glaciers alpins. Thèse de doctorat, Université de Savoie.
- Ponton, F., 2013. Mesure de la variabilité des déplacements 3D de glaciers alpins par GNSS et imagerie radar. Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes.
- Rabatel, A., Sanchez, O., Vincent, C., Six, D., 2018. Estimation of glacier thickness from surface mass balance and ice flow velocities : A case study on Argentière glacier, France. *Frontiers in Earth Science* 6, 112.
- Rabus, B., Fatland, D., 2000. Comparison of SAR-interferometric and surveyed velocities on a mountain glacier : Black Rapids Glacier. *Journal of Glaciology* 152 (46), 119–128.
- Rankl, M., Braun, M., 2015. Glacier elevation and mass changes over the central Karakoram region estimated from TanDEM-X and SRTM/X-SAR digital elevation models. *Annals of Glaciology* 57 (71), 273–281.
- Reeh, N., Madsen, S. N., Mohr, J. J., 1999. Combining SAR interferometry and the equation of continuity to estimate the three-dimensional glacier surface-velocity vector. *Journal of Glaciology* 45 (151), 533–538.
- Reeh, N., Mohr, J. J., Madsen, S. N., Oerter, H., Gundestrup, N., 2003. Three-dimensional surface velocities of Storstrommen glacier, Greenland, derived from radar interferometry and ice-sounding radar measurements. *Journal of Glaciology* 49 (165), 201–209.
- Rignot, E., Echelmeyer, K., Krabill, W., 2001. Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice. *Geophysical Research Letters* 28 (18), 3501–3504.
- Rosen, P., Hensley, S., Peltzer, G., Simons, M., 2004. Updated repeat orbit interferometry package released. The Earth Observation System, *Transactions American Geophysical Union* 85 (5).
- Rossi, C., Gonzalez, F. R., Fritz, T., Yague-Martinez, N., Eineder, M., 2012. TanDEM-X calibrated Raw DEM generation. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 73, 12–20.
- Rott, H., Floricioiu, D., Wuite, J., Scheiblauer, S., Nagler, T., Kern, M., 2014. Mass changes of outlet glaciers along the Nordensjøkold Coast, northern Antarctic Peninsula, based on TanDEM-X satellite measurements. *Geophysical Research Letters* 41 (22).
- Rott, H., Sturm, K., Miller, H., 1993. Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data. *Annals of Glaciology* 17, 337–343.
- Scambos, T. A., Dutkiewicz, M. J., Wilson, J. C., Bindshadler, R. A., 1992. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sensing of Environment* 42 (3), 177–186.
- Sterzai, P., Mancini, F., Corazzato, C., Agata, C. D., Diolaiuti, G., 6-11 April 2003. Contribution of SAR interferometry (InSAR) to the study of alpine glaciers. the example of Forni glacier (central Alps, Italy) : preliminary results. Dans : EGS - AGU - EUG Joint Assembly. Nice, France, pp. 6–11.
- Strozzi, T., Gudmundsson, G., Wegmuller, U., March 2002a. Estimation of the surface displacement of Swiss alpine glaciers using satellite radar interferometry. Dans : Third Workshop on Remote Sensing of Land, Ice and Snow. Bern, Switzerland, pp. 11–13.
- Strozzi, T., Luckman, A., Murray, T., Wegmuller, U., Werner, C., 2002b. Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40 (11), 2384–2391.
- Tarayre, H., 1996. Extraction de modèles numériques de terrain par interférométrie radar satellitaire : algorithmie et artefacts atmosphériques. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse.
- Trouvé, E., 2006. Filtrage, extraction et fusion d'informations en imagerie radar multi-composantes. Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Savoie.
- Trouvé, E., Nicolas, J. M., Maître, H., 1998. Improving phase unwrapping techniques by the use of local frequency. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36 (6), 1963–1972.
- Trouvé, E., Vasile, G., Gay, M., Bombrun, L., Grussenmeyer, P., Landes, T., Nicolas, J.-M., Bolon, P., Petillot, I., Julea, A., 2007. 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.
- Vasile, G., 2007. Imagerie radar à synthèse d'ouverture interférométrique et polarimétrique : application au suivi des glaciers alpins. Thèse de doctorat, Université de Savoie.
- Vasile, G., Trouvé, E., Petillot, I., Bolon, P., Nicolas, J.-M., Gay, M., Chanussot, J., Landes, T., Grussenmeyer, P., Buzuloiu, V., Hajnsek, I., Andres, C., Keller, M., Horn, R., 2008. High resolution SAR interferometry : estimation of local frequencies in the context of Alpine glaciers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 46 (4), 1079–1090.
- Vaughan, D., Comiso, J., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Holland, D., al., 2013. Observations : Cryosphere. Dans : Stocker, T., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., al. (Eds.), *Climate change 2013 : The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.
- Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., Funk, M., Hoelzle, M., Preunkert, S., 2007. Very high-elevation Mont Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change. *Journal of Geophysical Research* 112 (D9).