

Déplacements intersismiques en Afar mesurés par interférométrie radar

Arnaud MIGNAN

Responsable : Gilles PELTZER
University of California, Los Angeles
Department of Earth and Space Sciences

Février-Août 2002

Etudiant du Magistère inter-universitaire des Sciences de la Terre
Ecole Normale Supérieure,
Département TAO,
24 rue Lhomond,
75 005 Paris, France

Table des matières

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Introduction | 3 |
| 2 | Géologie de l’Afar | 4 |
| 2.1 | Tectonique | 4 |
| 2.2 | Volcanisme | 4 |
| 2.3 | Histoire géologique | 6 |
| 2.4 | Crises sismo-volcaniques | 6 |
| 2.4.1 | La séquence sismique d’Asal de 1978 | 6 |
| 2.4.2 | La séquence sismique de Dobi de 1989 | 7 |
| 2.5 | Quantification des déplacements en Afar | 7 |
| 3 | Interférométrie Radar (InSAR) | 8 |
| 3.1 | Théorie | 8 |
| 3.1.1 | Présentation | 8 |
| 3.1.2 | Téledétection | 9 |
| 3.1.3 | Equations de base | 9 |
| 3.2 | Processing des données RADARSAT | 10 |
| 3.2.1 | RADARSAT-1 | 10 |
| 3.2.2 | Choix des données de base | 11 |
| 3.2.3 | Processing-ROLPAC | 11 |
| 3.2.4 | Problèmes et solutions envisagées | 13 |
| 4 | Résultats | 16 |
| 4.1 | Analyse des interférogrammes | 16 |
| 4.2 | Analyse d’un profile au travers du rift Asal-Ghoubbet | 20 |
| 4.3 | Mouvements au niveau des édifices volcaniques | 23 |
| 4.4 | Petite crise sismique de début 2001 | 24 |
| 5 | Conclusion | 25 |

1 Introduction

Le but de ce stage était de quantifier le déplacement intersismique ainsi que la déformation au niveau des volcans dans la région de l'Afar en utilisant la méthode d'interférométrie radar. Les données utilisées pour cette étude proviennent du satellite RADARSAT. L'Afar (Ethiopie, Afrique de l'Est) est l'une des rares régions du globe où l'on peut étudier le phénomène de rifting sur la terre ferme. La situation exceptionnelle de l'Afar, liée à la présence d'un rift émergé, permet la confrontation des observations géologiques et géophysiques de terrain avec la théorie de la tectonique des plaques. La formation du Triangle Afar est la conséquence de la séparation du continent africain et de la péninsule arabique. Cette dépression est limitée à l'Ouest par le plateau Ethiopien, à l'Est par le bloque Danakil et au Sud par le plateau Somalien. Le Triangle Afar est caractérisé par un flux de chaleur supérieur aux valeurs moyennes du globe qui est révélateur de l'existence d'un point chaud, par une activité sismique et volcanique intense et par un très important réseau de failles. Les observations géologiques, géophysiques et sismologiques effectuées ces vingt cinq dernières années ont montré la complexité des processus impliqués dans la formation, la propagation et l'évolution du rift. Le déplacement (long terme) y a déjà été quantifié mais encore jamais à partir d'un traitement interférométrique. Les cartes de déformation produites par interférométrie doivent fournir une vue du champ de déformation de surface sur plusieurs années, donnant un nouvel aperçu des problèmes rencontrés dans la région. L'interférométrie radar dans le cadre d'une étude de déplacements intersismiques se fait encore peu et est assez difficile à réaliser. Nous attendons beaucoup de cette recherche car les conditions rencontrées dans l'Afar semblent bien s'y prêter. Cette région qui se déforme énormément devrait laisser apparaître cela sur les interférogrammes. La première partie de ce rapport consiste à présenter la géologie de l'Afar et les données de cinématique des plaques déjà récoltées dans cette région. Ensuite vient une description de la théorie du InSAR (Synthetic Aperture Radar Interferometry) et des différentes étapes pour traiter les données RADARSAT. La dernière partie fournit les résultats et discute de leurs implications dans la géodynamique de l'Afar.

2 Géologie de l'Afar

2.1 Tectonique

L'Afar est le deuxième endroit sur la planète (après l'Islande) où une ride midocéanique est visible sur la terre ferme mais c'est le seul à être à la frontière entre trois plaques tectoniques, la plaque Somalienne au Sud, la plaque Nubienne à l'Ouest et la plaque Arabique à l'Est (Fig.1). Les rifts correspondants (Est-Africain, de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden) sont tous trois actifs (mais principalement les deux derniers) comme en attestent la sismicité et le volcanisme rencontrés dans l'Afar. C'est une région très déformée, au relief escarpé, découpée par de nombreuses failles normales formant différents rifts et subrifts. Un point chaud, situé juste en dessous de cette région, provoque un amincissement de la lithosphère dans cette zone, favorisant le développement des rifts. La connexion n'est pas encore faite entre le rift de la Mer Rouge qui se propage du nord au Sud et le rift d'Aden qui se propage du Golfe d'Aden vers l'Est. En conséquence, la dépression de l'Afar présente une variété importante de structures en extension, telles que failles normales avec volcanisme associé, "overlapping spreading centers", et également des décrochements associés à du "bookshelf faulting" entre "overlapping rifts" [Tapponnier et al., 1990, Stein et al., 1991, Manighetti et al., 1997, 1998]. Il existe deux larges zones de rift NO-SE, qui correspondent à une large région où la déformation est distribuée sur de nombreuses failles normales. Au Nord-Est, la première zone inclue le rift Asal-Ghoubbet, la zone transformante de Mak'arrassou et le rift de Manda-Inakir (Fig.2, Fig.4). Au Sud-Ouest, la seconde zone inclue les rifts de Manda Hararo, des failles normales NO-SE qui s'étendent sur les plaines d'Awsa, la zone du lac Abhe jusqu'au demi-graben de Goba'ad. Des observations géologiques et sismologiques indiquent que ces rifts sont actifs [Manighetti et al., 1998]. Entre ces deux principaux systèmes de rifts, la déformation semble être distribuée sur un groupe de failles parallèles de direction NO-SE qui bordent de larges grabens tels que les vallées de Dobi-Hanle et Der Ela-Gaggade. A partir d'observations géologiques, sismologiques et paléomagnétiques, Tapponnier et al. (1990) proposent que ces failles font partie d'une zone de transfert entre les deux rifts principaux, caractérisée par des blocs tournants (sens horaire).

2.2 Volcanisme

En Afar, l'activité volcanique est essentiellement représentée par des éruptions fissurales. L'éruption initiale, le long d'une fissure, s'accompagne d'un violent séisme. Comme en Islande, on observe l'ouverture d'une fissure avec projection de cendres, puis de coulées de laves fluides. Lorsque ces phénomènes sont localisés le long d'une même fissure, ceci aboutit à un alignement de petits volcans individualisés. L'éruption peut parfois reprendre le long de la fissure et former ainsi un cratère puissant. Mais, en général, une fissure ne permet qu'une seule montée de magma et se cicatrise après l'éruption. L'éruption suivante se fait à la faveur d'une nouvelle fissure. L'éruption initiale correspond à la naissance d'un nouveau volcan et à la création d'une nouvelle cheminée. Un exemple typique est l'éruption de l'Ardoukôba en novembre 1978 (dans le rift Asal-Ghoubbet, au NO) [Demange and Tazieff, 1978].

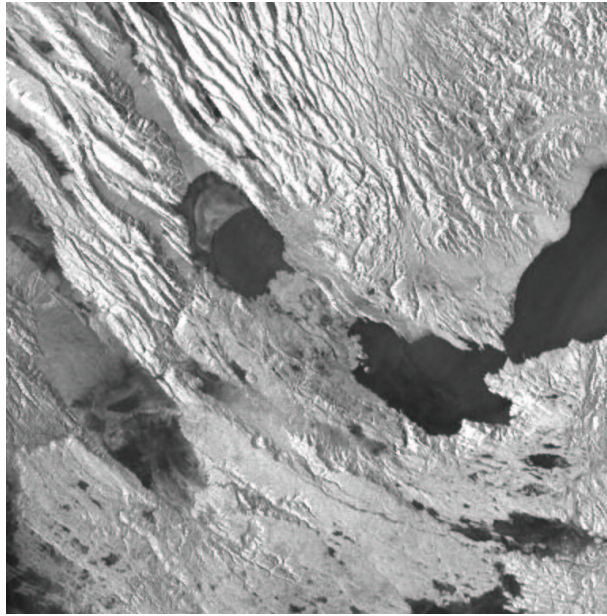


FIG. 1 – Carte des plaques tectoniques. Le rectangle gris indique la position du rift Asal-Ghoubbet [Audin et al., 2001].

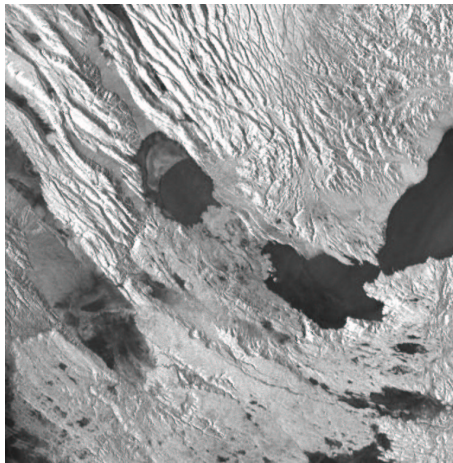


FIG. 2 – Carte des failles dans la région de l'Afar [Manighetti et al., 2001].

2.3 Histoire géologique

L'ouverture de l'Afar a débuté il y a 25 Ma (Miocène inférieur) mais les mouvements d'écartement et le volcanisme se sont manifestés en plusieurs phases bien distinctes. De 25 à 12,5 Ma (Miocène), les trois rifts (Est Africain, de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden) se forment et s'accompagnent d'une forte activité volcanique et d'un amincissement de la croûte. Des coulées de basaltes recouvrent le socle, les calcaires et les grès mésozoïques. Entre 8 et 6,5 Ma, le Golfe d'Aden s'ouvre avec production de croûte océanique dans la partie occidentale et centrale. A Djibouti, après une période d'activité tectonique intense, une épaisse série basaltique se met en place. Avant l'ouverture du Golfe de Tadjourah, la zone Aisha - Ali Sabieh était solidaire de la plaque arabique. Deux unités distinctes étaient présentes : un rift continental Mer Rouge - Africain et un axe océanique Golfe d'Aden. À partir de 3,5 Ma (Pliocène supérieur), il y a une production de croûte océanique en Mer Rouge. A Djibouti, l'ouverture du Golfe de Tadjourah débute avec la mise en place d'une épaisse série basaltique dans l'Afar interne. Cette série basaltique forme la plus importante unité volcanique en Afar, elle constitue les deux tiers du plancher avec une épaisseur pouvant atteindre 1500 m par endroit. Enfin depuis 1 Ma (Quaternaire), les chaînes axiales (Asal, Manda Inakir), de nature volcano-tectonique sont apparues, elles sont situées dans des fossés d'effondrement et sont caractérisées par des épanchements basaltiques de type océanique. Dans l'axe de la chaîne d'Asal, la croûte continentale est réduite à 5 km d'épaisseur. L'océanisation de l'Afar s'intègre dans la structure Mer Rouge - Golfe d'Aden. Dans ce processus, la ride de la Mer Rouge et celle du Golfe d'Aden semblent progresser indépendamment à la recherche d'une rencontre qui pourrait se situer à proximité du Triangle Afar. Le territoire de Djibouti illustre la progression de la ride océanique du Golfe d'Aden. Cette ride après deux connections avortées avec la ride de la Mer Rouge via le détroit de Bab el Mandeb, semble avoir choisi de poursuivre vers l'Ouest (en direction du point chaud) entraînant l'ouverture du Golfe de Tadjourah. Comprise entre 4 Ma et l'actuel, cette océanisation s'effectue progressivement d'Est en Ouest, depuis le segment Djibouti - Obock jusqu'au segment Ghoubbet - Asal.

2.4 Crises sismo-volcaniques

Deux séquences sismo-volcaniques ont été documentées ces vingt quatre dernières années par des données géologiques, sismologiques et géodésiques. Ces observations indiquent que les déplacements sur les failles peuvent être associés à des éruptions volcaniques. Une large part de la déformation durant ces crises est produite de manière aiséismique. Des processus lents comme les flux de fluides crustaux jouent un rôle important dans la propagation des séismes et contribuent au maintien et aux vitesses élevées de déformation durant les années qui suivent la crise sismique. La comparaison de ces séquences avec les taux de déformation à long terme suggèrent que le rifting en Afar n'est pas dans un état stable. Les changements rapides dans les régimes de tectonique locale sont sûrement dus à l'interaction entre la fracturation cassante dans la croûte supérieure et la déformation visqueuse et la possible migration de magma ayant lieu juste en dessous.

2.4.1 La séquence sismique d'Asal de 1978

La séquence sismique commença le 6 novembre 1978 et dura pendant environ deux mois, se propageant au SO du séisme principal, le long du rift de Ghoubbet et plus loin vers l'Est dans le golfe de Tadjoura [Jacques et al., 1996]. Des fractures (en surface) apparurent dans la zone du rift Asal durant la séquence, incluant des escarpements de failles normales (rejet vertical de 15-80cm) et de nombreuses fractures ouvertes [Manighetti et al., 1997]. Plus de 70% des cassures

sont apparues au Nord de l'axe du rift, le long du subrift de Disa Le Mallo. La séquence fut associée à une éruption de lave dans le rift, à environ 8km au NO du séisme principal [Stein et al., 1991]. La déformation de surface associée à la séquence fut mesurée par les campagnes de triangulation et de nivellement ayant eu lieu en 1972, 1979-1984 [Ruegg et al., 1979, 1984]. Les données cosismiques montrent une extension horizontale d'environ 2 m dans une direction perpendiculaire à l'axe du rift, une subsidence de 0.7 m au centre associée à un uplift de 0.2 m sur les bords. Durant les six ans qui ont suivi les tremblements de terre, il y eut de la déformation post-sismique avec une vitesse rapide de 60 mm/an d'extension SO-NE et des mouvements verticaux de 5 à 10 mm/an sur les principales failles normales [Ruegg et al., 1984]. D'autres mesures montrent que ces forts taux d'extension horizontale à travers le rift d'Asal sont restés stables durant quinze ans avant de revenir à des vitesses équivalentes à la tectonique des plaques. L'évolution de la séquence sismique et les taux de déformation très rapides observés les années suivant l'évènement suggèrent que sur une période d'une dizaine d'années, les processus de déformation visqueuse qui pourraient être associés à des mouvements de magma dans la croûte, influencent et contrôlent la déformation de surface et éventuellement le déclenchement de la fracturation cassante.

2.4.2 La séquence sismique de Dobi de 1989

En août 1989, le graben de Dobi dans le central Afar a été le lieu d'une séquence sismique (Fig.4). Pendant les deux jours qui ont suivi le début de cet évènement, les séismes majeurs (25 de magnitude comprise entre 4.4 et 6.3) se sont propagés vers le NO le long de la direction du graben sur plus de 50 km à une vitesse d'environ 1 km/heure [Jacques et al., 1999]. Un jour et demi après le début de cette séquence, des tremblements de terre de magnitude plus faible ($M < 4$) se propagèrent vers l'Est sur 55 km en direction du lac Asal [Jacques et al., 1999]. La séquence fut associée à des fractures en surface et à des fissures le long des failles qui bordent ou qui se trouvent au fond du graben. Jacques et al. (1999) interprétèrent cette migration des séismes comme le déclenchement progressif d'évènements produits par les variations de la pression de fluide dans les pores le long des fractures NO-SE dans la croûte superficielle. La crise de Dobi (1989) n'a pas suivi le schéma classique d'un séisme majeur suivi de répliques dont la magnitude diminue au cours du temps. Au contraire, il y a eu trois violents tremblements de terre ($M \simeq 6.2$) et quinze évènements de magnitude supérieure à 5 dans les premières 40 heures [Jacques et al., 1999]. Une séquence similaire avec 2 chocs principaux de magnitude supérieure à 6 et de nombreux évènements de magnitude supérieure à 5 eut lieu en mars et avril 1969, près de Serdo, environ 40 km à l'Ouest du graben de Dobi. Une migration similaire fut aussi observée durant la crise sismo-volcanique de 1978 et fut interprétée en terme de variation de la contrainte de Coulomb et de flux de fluide dans la croûte superficielle [Jacques et al., 1996]. La ressemblance entre ces séquences en terme de durée et de migration des tremblements de terre suggère que la sismicité dans la région est largement influencée par de lents processus de diffusion. Ces processus ont des signatures spatiales et temporelles caractéristiques, fonction de la taille des systèmes de failles, des temps de diffusion pour les mouvements de fluide (eau ou magma) et des temps de relaxation visco-élastiques.

2.5 Quantification des déplacements en Afar

Nous nous sommes focalisés dans cette étude sur l'écartement entre la plaque Somalie et la plaque Arabie. Le modèle NUVEL1-A [De Mets et al., 1994] donne des valeurs de 16mm/an avec un azimuth de 29 degrés pour la plaque Arabie avec une Afrique fixe. Jestin et al. (1994) trouvent quant à eux 17mm/an, 30 degrés d'azimuth. Ces travaux sont basés sur l'étude des anomalies magnétiques, qui nous renseignent sur le taux d'ouverture lors des derniers millions d'années. Le

pôle de rotation des plaques Somalie et Arabie est de 0.42deg/Ma au point 24.1 (lat N), 24.0 (lon E) [DeMets et al., 1990]. Une autre étude donne 0.41deg/Ma au point 25.2 (lat N), 23.7 (lon E) [Jestin and et al., 1994]. Les premières mesures GPS dans la région ont été effectuées en 1991, mais le nombre limité de mesures fait que les vitesses déterminées sont peu précises. Elles montrent tout de même que le taux de déformation déterminé par NUVEL1-A est sous-estimé; elles sont de l'ordre de 21 ± 1 mm/an entre la Somalie et l'Arabie et 24 ± 9 mm/an entre l'Ethiopie et l'Arabie [Walpersdorf et al., 1999]. De nombreuses mesures du taux de déformation ont aussi été réalisées dans le rift Asal-Ghoubbet, zone la plus active actuellement dans le segment émergé du rift du Golfe d'Aden. Le déplacement vertical serait de 0.3-1.4mm/an [Audin et al., 2001]. L'étude de l'effondrement du volcan Fiele, qui se trouve sur le rift Asal-Ghoubbet, donne entre 17 et 29mm/an d'écartement [De Chabaliier and Avouac, 1994]. Des taux d'ouverture de 17mm/an reviennent le plus souvent [Stein et al., 1991, Manighetti et al., 1998].

3 Interférométrie Radar (InSAR)

3.1 Théorie

3.1.1 Présentation

La télédétection par satellite optique est tributaire de l'éclairement de la Terre par le Soleil pour obtenir des images utiles. Sa performance est donc restreinte en présence de nuages ou dans l'obscurité. Le radar SAR (Synthetic Aperture Radar ou radar à synthèse d'ouverture), quant à lui, n'est soumis à aucune de ces contraintes. Le capteur envoie des impulsions vers la Terre (capteur actif) et traite celles qui lui sont renvoyées par réflexion. Le satellite radar est ainsi doté de sa propre source d'éclairement hyperfréquence, ce qui lui permet de recueillir des données de jour comme de nuit, sans égard aux conditions atmosphériques. Le signal radar est une onde complexe dont la phase se décompose en la somme d'un terme dépendant du temps de propagation de l'onde radar (soit de la distance à la cible, soit des vitesses de propagation de l'onde dans la troposphère et la ionosphère) et d'un terme lié aux propriétés de rétrodiffusion de la cible. La méthode radar consiste à mesurer la phase du signal reçu, ainsi on peut savoir à quelle distance se trouve la cible du satellite, au centimètre près et même à quelques millimètre près lorsqu'on étudie une fraction de la phase.

L'interférométrie radar est une technique de traitement d'images basée sur la différence de phase pixel à pixel de deux images radar. Cela permet d'analyser les mouvements qu'a subit le sol sur la période comprise entre les dates de prise des deux images. Dans le cas où entre les deux dates d'acquisition des images radar, la surface imagée par le satellite a été soumise à des déformations (ne modifiant pas la structure interne des pixels et dont l'échelle spatiale est supérieure au pixel), on observe une différence de phase correspondant à ce déplacement. La valeur de déplacement obtenue correspond à la variation de la distance suivant la ligne de visée du satellite. Grâce à cette technique, on peut accéder à des cartes des déformations de surface pour une zone donnée avec une grande précision, sous forme d'interférogrammes. Les interférogrammes sont des images formées par l'attribution de couleurs aux différentes valeurs de la différence de phase. La distance entre deux franges séparées par un seul cycle de couleur (valeur couramment fixée à 2π radian) correspond à une demi-longueur d'onde (il faut prendre en compte l'aller et le retour de l'onde) [Burgmann et al., 2000, Rosen et al., 2000].

3.1.2 Télédétection

Il existe différentes méthodes d'interférométrie radar, en utilisant deux antennes sur un même satellite ou un satellite avec une antenne qui repasse plusieurs fois ("repeat pass") au dessus d'une même zone, ce que nous utilisons ici (RADARSAT). Les données obtenues par le satellite se trouvent initialement en coordonnées radar. Le range correspond à la distance entre le satellite et la cible au sol et l'azimut correspond à la distance le long de la trace de l'orbite ("track"). La longueur de l'antenne radar détermine la résolution suivant l'azimut le long de l'image. Plus l'antenne est longue et plus la résolution est élevée. Le SAR est une technique qui permet de créer une très longue antenne en combinant les signaux (échos d'un même point au sol) reçus par le radar quand il bouge le long de l'orbite (Remarque : Le radar transmet une série de pulses identiques séparés par un intervalle de temps T. Le nombre de pulses par seconde est appelé fréquence d'émission des impulsions ou Pulse Repetition Frequency PRF=1/T). Comme le satellite avance le long de sa trajectoire, les échos en retour ont un doppler qui varie en fonction de la position des réflecteurs dans le faisceau du radar. En comparant la fréquence (doppler-shifted) avec une fréquence de référence, cela permet de rassembler différents signaux en un même point et d'augmenter ainsi la longueur de l'antenne [Rosen et al., 2000].

Les images doivent être acquises dans des conditions de prise de vue similaires pour que les cibles ne changent pas d'une image sur l'autre (éviter les variations saisonnières : neige, feuilles...). C'est ce qui définit la cohérence de l'image.

En passage répété, les images sont prises de positions qui peuvent être légèrement différentes. La distance séparant le satellite entre deux passages est appelé ligne de base ou "baseline". Suivant la longueur de baseline, la différence de phase est plus ou moins sensible à la topographie. On soustrait cette contribution à l'interférogramme si l'on dispose d'informations précises sur la topographie de la région (DEM : Digital Elevation Model ou MNT : Modèle Numérique de Terrain). En effet, l'interférométrie est à la fois sensible à la topographie et aux déplacements de surface et il n'est pas possible de discerner les effets topographiques des effets de déformation à partir de la seule vue de l'interférogramme.

3.1.3 Equations de base

Le signal radar est une onde complexe de la forme :

$$S(t) = A(t).e^{-i\varphi}$$

avec A(t) une fonction créneau de durée T et $\varphi = \pi.k.t^2$ la phase du signal. La différence de phase (franges sur les interférogrammes) est obtenue grâce à l'expression suivante :

$$\Delta\phi = \varphi_1 - \varphi_2 = -\frac{4\pi}{\lambda}(\rho_1 - \rho_2)$$

$\Delta\phi$ est la différence de phase, φ est la phase du signal, λ est la longueur d'onde du signal et ρ est le range (distance satellite/cible). Dans le cas d'un satellite, la valeur de la baseline B est très inférieure au range ρ (Fig.3). On peut donc écrire :

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda}.B.l = -\frac{4\pi}{\lambda}.B.\sin(\theta - \alpha)$$

où l est un vecteur unité dans la direction de visée du satellite. La différence de phase $\Delta\phi$ entre deux points séparés l'un de l'autre par une différence d'altitude h est définie par la formule suivante :

$$\Delta\phi = \frac{4\pi.B.l.r}{\lambda.R.\tan(\theta)} + \frac{4\pi.B.l.h}{\lambda.R.\sin(\theta)} + \frac{4\pi.\delta\rho}{\lambda} + \Delta\Phi$$

Le premier terme correspond au terrain plat, le deuxième à la topographie, le troisième à la déformation et le dernier au bruit (avec R le range, θ l'angle entre la verticale et la ligne de visée, B_{\perp} la baseline perpendiculaire, r la variation en distance selon la ligne de visée et $\delta\rho$ la déformation du sol entre les 2 acquisitions). Le terme de terrain plat montre qu'en l'absence de relief, il existe un système de franges créé par la variation linéaire de la phase avec la distance. La fréquence de ces franges (aussi appelées franges orbitales) ne dépend que de la position relative des deux orbites [Burgmann et al., 2000, Rosen et al., 2000].

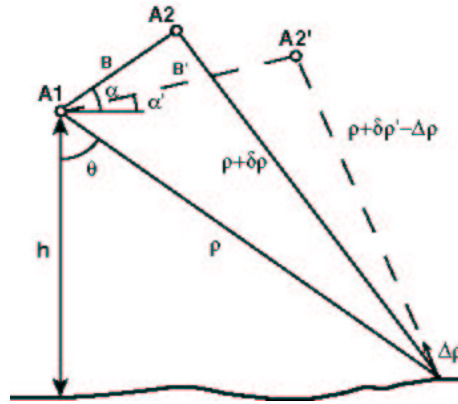


FIG. 3 – Géométrie satellite-sol.

3.2 Processing des données RADARSAT

3.2.1 RADARSAT-1

L'étude de la région de l'Afar par interférométrie radar n'a été possible que très récemment, depuis les acquisitions prises par le satellite RADARSAT. Grâce à son enregistreur embarqué (que ne possèdent pas les satellites ERS) et ses nombreux passages au-dessus de la région, c'est la première fois que l'on peut obtenir des images qui se répètent au niveau de cette zone (notons tout de même la mission tandem ERS1 et ERS2 au niveau de l'Afar). Le satellite RADARSAT a été développé par l'Agence Spatiale Canadienne et a été lancé en Novembre 1995.

TAB. 1 – Caractéristiques de RADARSAT-1.

| | |
|--------------------------------|-----------------|
| Caractéristiques orbitales. | |
| Altitude | 793-821 km |
| Inclinaison | 98.6 degrés |
| Période | 101 minutes |
| Héliosynchrone | 14 orbites/jour |
| Caractéristiques du SAR. | |
| Fréquence | 5.3 GHz |
| Longueur d'onde | bande-C 5.6 cm |
| Caractéristiques du satellite. | |
| Masse | 2750 kg |
| Taille de l'antenne | 15m * 1.5m |
| Durée de vie prévue | 5 ans |

Les données sont transmises en temps réel par liaison descendante ou stockées sur l'enregistreur sur bande embarqué, jusqu'à ce que le satellite arrive à portée d'une station réceptrice.

Fonctionnant dans une seule bande de fréquence (bande C), le SAR de RADARSAT est unique en son genre puisqu'il peut conformer et orienter son faisceau dans un couloir de 500 km. Il offre aux utilisateurs une gamme de faisceaux pouvant balayer des largeurs de fauchée variant entre 45 et 500 kilomètres, à des résolutions de 8 à 100 mètres et à des angles d'incidence compris entre 10 et 60 degrés. Dans cette étude, nous avons utilisé des tracks de 75km de large sur 300km de long.

3.2.2 Choix des données de base

L'étude a été réalisée à partir d'images recueillies sur deux "tracks" descendantes (tracks 224 et 324, Fig.4) et sur deux "tracks" ascendantes (tracks 046 et 146, Fig.4).

La première étape consiste à choisir les couples interférométriques. Voulant étudier la déformation au long terme, il nous faut des orbites suffisamment espacés dans le temps afin d'avoir un signal tectonique cumulé suffisamment grand (orbites séparées de deux ans minimum). De plus, l'Afar est une région très accidentée au relief abrupt et pour se soustraire de la topographie, nous utilisons un modèle numérique de terrain (MNT, DTED 90m). Il est nécessaire que la baseline perpendiculaire soit la plus petite possible (100m maximum) car plus la baseline perpendiculaire est grande et plus la phase est sensible à la topographie. Si la baseline est trop grande, on perd de la cohérence même sur terrain plat.

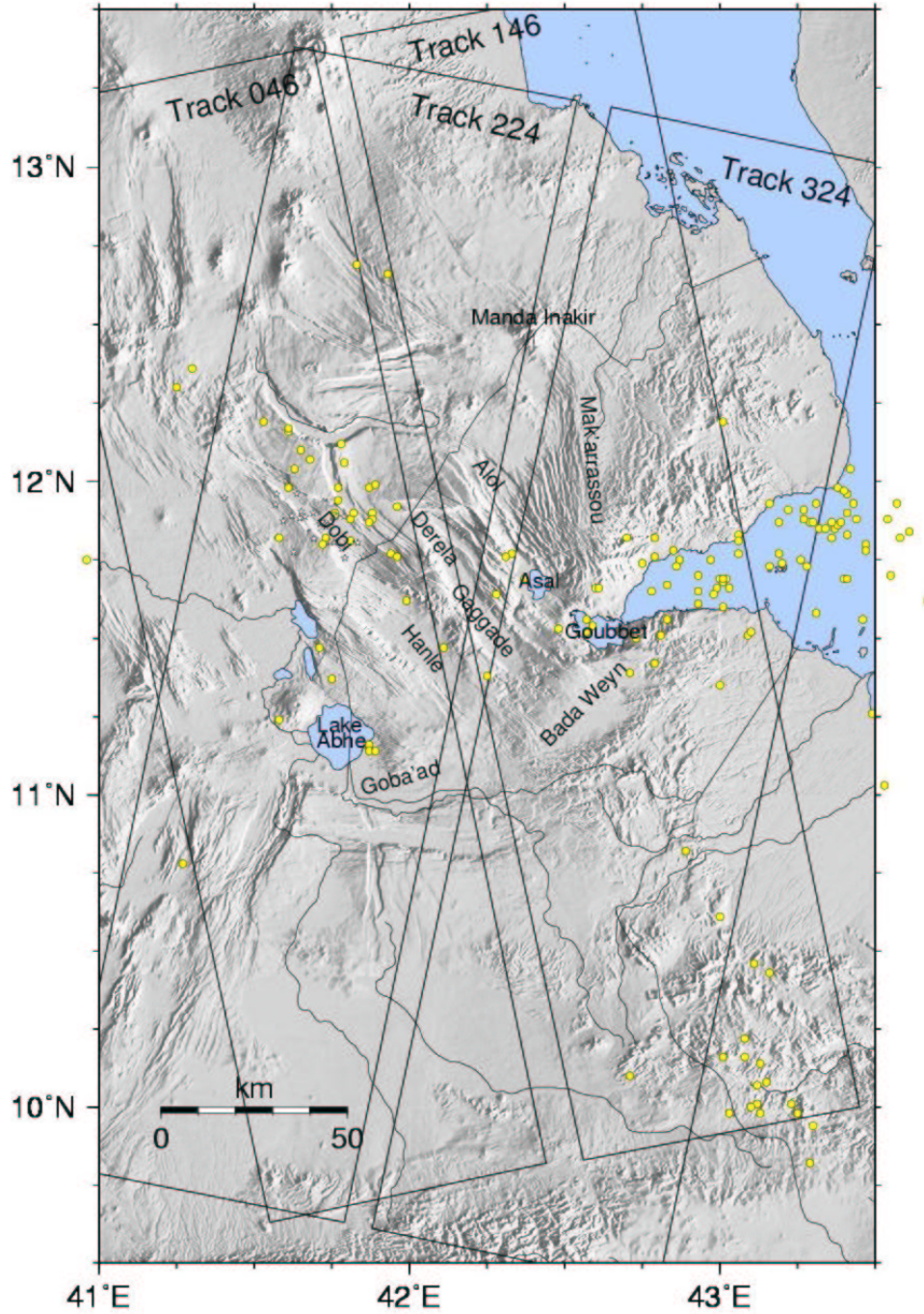
3.2.3 Processing-ROI_PAC

Le logiciel utilisé pour traiter les données est la suite ROI_PAC (the JPL/Caltech Repeat Orbit Interferometry Package) composé de programmes C et Fortran (analyse d'image et traitement) pilotés par des programmes en langage Perl.

TAB. 2 – Modules principaux dans le programme ROI_PAC.

| Etape | Module |
|------------------------------------|------------------|
| contrôle du processing | process_2pass.pl |
| conditionnement des données brutes | make_raw.pl |
| formation des images SLC | roi |
| comparaison des images SLC | ampcor |
| formation de l'interférogramme | resamp |
| détermination de la baseline | baseest |
| aplatissement de l'interférogramme | rilook |
| filtrage | psfilt |
| unwrapping | unwrap |
| geocoding | geocode |

Le programme va du traitement des données brutes jusqu'au géocodage de l'interférogramme, parfois complété par l'utilisation d'un modèle. Pour la suite du programme où l'on compare deux images l'une avec l'autre pixel à pixel, il faut que les données de base soient consistantes d'une orbite à une autre. Cela requiert l'utilisation d'un premier programme (make_raw) qui permet d'avoir des données homogènes exploitables (raw signal data ou level 0 data). Son rôle est donc de mettre les données au même format, corriger les lignes manquantes, ajuster la valeur du temps de départ (start time) de la fenêtre d'échantillonnage ou encore d'extraire les paramètres nécessaires à la formation de l'image. Les données de base sont livrées au format CEOS (Comittee on Earth Observation Satellites) qui correspond à plusieurs fichiers : le Volume Directory File, le SAR Leader File et le Raw Data File. Le premier décrit l'arrangement des



GMT 2002 Jun 26 17:51:55 Peltzer - Figure 5

FIG. 4 – Carte de l’Afar (les étoiles correspondent à l’emplacement des évènements de la séquence sismique de Dobi de 1989).

données et le support de stockage, le second fournit des informations telles que la taille du fichier brut, l'altitude et la vitesse du satellite, la latitude, la longitude et le temps d'acquisition moyennés, etc ; quant au troisième fichier, il contient l'enregistrement des données. Ces données sont sous forme de nombres complexes (phase et amplitude). La première étape du processing est la création des SLC (Single Look Complex), images qui contiennent l'amplitude et la phase en chaque point dans le repère du radar, ces valeurs sont des nombres complexes. C'est lors de cette étape (roi) que l'opération de mise au point a lieu. Ensuite pour créer l'interférogramme, c'est-à-dire soustraire la phase des deux images (SLC) mises en commun, le programme cherche tout d'abord à comparer les images d'amplitude (pixel à pixel à différents endroits de l'image) (make_offset). Ensuite il soustrait la phase (resamp). Les valeurs de baseline fournies avec les données de base sont réestimées durant le processing. Cette étape est très importante (comme nous l'avons vu dans la théorie) car cela permet de mieux enlever la composante topographique. Pour cela, il optimise la valeur de la baseline en comparant l'interférogramme synthétique obtenu à partir du modèle numérique de terrain avec l'interférogramme observé. Puis la topographie simulée est enlevée de l'interférogramme. La phase de l'interférogramme doit être unwrapped (déroulement de phase) pour enlever l'ambiguïté modulo $[2\pi]$, cette opération est indispensable pour ensuite étudier la valeur relative du déplacement. Au départ, l'interférogramme ne représente que la valeur de la phase $\Delta\phi$ connue à $2k\pi$ près. L'étape consiste à reconstruire une variation continue de la phase. Nous avons deux méthodes d'unwrapping, celle de la suite ROIPAC et une autre, SNAPHU (développée à l'université de Stanford). La méthode classique est appelée branch-cut method ; cela consiste à isoler tout d'abord les zones de non cohérence pour ensuite déterminer une différence de phase pixel par pixel en admettant que la phase ne change pas plus de $\pm\pi$ entre deux pixels. A la différence du branch-cut, SNAPHU unwrappe tout, même les zones de très faible cohérence. Le géocodage, dernière étape du processing, consiste à passer de la géométrie du radar (repère range-azimuth) à une géométrie de Terre sphérique (repère longitude-latitude).

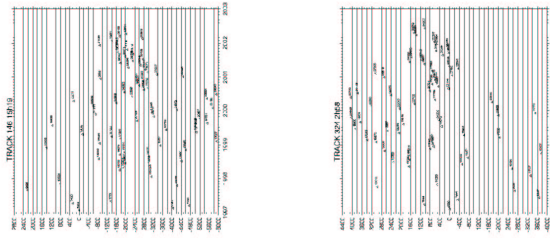
TAB. 3 – Les différentes étapes du processing.

| | |
|-----|--|
| 1) | Formation des SLC 1 et 2 à partir des données brutes (raw data) 1 et 2 |
| 2) | Calcul des baselines grâce aux éphémérides fournies par ASF |
| 3) | Détermination de l'offset entre les 2 images |
| 4) | Création de l'interférogramme brute (topographie + déplacement de surface) |
| 5) | Création d'un interférogramme simulant la topographie à partir du MNT |
| 6) | Obtention d'un nouvel interférogramme (topographie - topographie simulée + déplacement de surface) |
| 7) | Filtrage de l'interférogramme |
| 8) | Création de masques dans les zones de faible corrélation (à partir des SLC) |
| 9) | Unwrapping de l'interférogramme |
| 10) | Rajout de l'interférogramme simulant la topographie à l'interférogramme (topographie - topographie simulée + déplacement de surface) filtré et unwrapped |
| 11) | Réestimation des baselines en fittant l'interférogramme simulé avec le vrai interférogramme (10) filtré et unwrapped |
| 12) | Géocoding de l'interférogramme |

3.2.4 Problèmes et solutions envisagées

a) Données défectueuses :

Les données fournies par ASF (Alaska Sar Facilities) pouvaient être défectueuses (lignes manquantes, mauvais format, fichiers joints incomplets). Dans la plupart des cas, ce problème était facilement résoluble. Par exemple, lorsqu'il manque une ligne, il suffit de répéter la



(a)

(b)

FIG. 5 – “Plots” des “tracks” 146 (a) et 324 (b) : la dispersion des points suivant l’ordonnée montre que peu de couples répondent aux exigences suivantes, $baseline < 100m$ et $\delta tps > 2ans$ (date d’acquisition en abscisse et position relative des orbites en ordonnée).

précédente ou de faire la moyenne de la précédente et de la suivante. Tout cela se fait au niveau du programme `make_raw`.

b) Compatibilité des dopplers :

Pour un grand nombre d’interférogrammes, des problèmes sont apparus dès le début du processing, en particulier liés à une mauvaise acquisition des données. L’orbite et l’altitude de RADARSAT n’étaient pas bien contrôlées durant une longue période, en fait depuis son lancement jusque fin 2000. La direction de visée varie au cours du temps, ce qui peut déplacer la valeur du doppler de plus d’une largeur de bande et rendre les images d’une même paire non cohérentes. Mais dans la plupart des cas, les interférogrammes ont été testés avec des orbites à doppler quasi identique (valeur donnée lors du `make_raw`) et souvent, les images (d’amplitude) étaient quand même trop différentes pour que le programme puisse les comparer pixel à pixel (au niveau de `make_offset`). Lorsque les images sont traitées avec un mauvais doppler, elles ne sont pas bien mises au point (la valeur de doppler fournie lors du `make_raw` n’était donc pas toujours correcte). Un autre problème de taille (mais sans solution) et aussi dû au mauvais contrôle de l’orbite du satellite est que de 1997 à fin 2000, la baseline pouvait varier de 0 à presque 8000m, ce qui a grandement diminué le nombre d’interférogrammes possibles (Fig.5).

c) Réestimation des baselines :

Les baselines fournies par les orbites (données initiales d’après la connaissance de l’emplacement du satellite à un moment donné) ne sont pas toujours très précises (erreurs d’éphémérides) et il est nécessaire de réestimer ces baselines si on veut avoir une chance de faire ressortir la composante de déplacement. Un module du programme ROLPAC permet cela, en simulant un interférogramme avec seulement la topographie (à partir du MNT) et en ajustant la baseline pour correspondre au plus près de l’interférogramme filtré et unwrapped. Pour correctement aplatiser les interférogrammes, il a été nécessaire d’estimer un terme quadratique de variation de la baseline le long de l’orbite. L’exemple de la Fig.6 montre la différence entre l’interférogramme brut (Fig.6a) et celui obtenu après réestimation de la baseline (Fig.6b). Plus la track est longue et plus il y a de franges parasites. Les images analysées étant formées de 4 ou 5 frames, ce type de réestimation a donc été utilisé sur tous les interférogrammes.

d) Conditions en Afar :

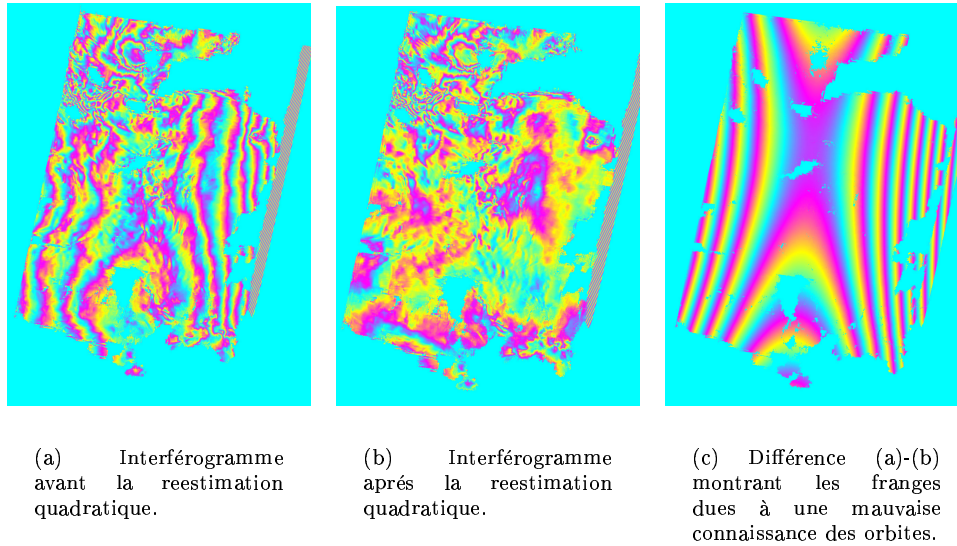


FIG. 6 – Réestimation de baseline quadratique.

L'un des problèmes fondamentaux pour isoler la signature du mouvement du sol dans un interférogramme est qu'en théorie, plus la période entre les acquisitions radar est grande, et plus l'interférogramme est sujet à des pertes de cohérence. En effet, plus le temps passe et plus il y a de chance que les cibles évoluent (végétation, humidité. . .). Cependant, dans le cas de l'Afar, il y a une cohérence excellente (pas de problèmes de "scattering") dans la plupart des zones de tectonique active (région désertique) même sur des intervalles de temps de 5 ans. Habituellement, il vaut mieux comparer des images qui ont été prises durant une même saison, même durant le même mois si c'est possible. Même si l'Afar est une région désertique, les variations de température peuvent être élevées entre l'hiver et l'été (surtout en altitude). Cependant, encore aucune étude n'a été faite dans la région pour savoir quelle est l'influence saisonnière de la dynamique de la troposphère sur la prise d'images radar. Parcontre, la présence de la mer peut donner des franges parasites, faciles à repérer car elles suivent la côte mais elles peuvent aussi bruite la composante déplacement, en particulier dans la zone du rift Asal-Ghoubbet. La présence du lac Asal et du Golfe de Tadjoura est une source de vapeur d'eau qui produit des turbulences atmosphériques parfois visibles dans les données radar. Le relief important de la région (escarpements de failles normales) associé à un modèle numérique de terrain à moyenne résolution peut bruite le signal tectonique qui se trouve juste à cet endroit. A cause d'escarpements dans le paysage, dans certaines zones, la phase n'a même pas pu être déroulée correctement, dans ces cas là, nous avons utilisé un autre module d'unwrapping (SNAPHU). Cependant, étant encore à un niveau expérimental, nous avons abandonné cet unwrapeur et sommes revenu à l'ancien. Les phénomènes troposphériques sont aussi très influencés par la topographie (corrélé ou anti corrélé), ce qui perturbe encore plus le message tectonique. En ce qui concerne les orages électromagnétiques dans la ionosphère, ils ne devraient pas nous gêner car les images ne sont pas prises au pic d'activité de l'ionosphère (vers 22h, heure locale alors que les images sont prises à 18h23 pour la track 046, 18h19 pour la track 146, 6h02 pour la track 224 et 5h58 pour la track 324). La présence d'électrons dans la ionosphère accélère l'onde radar.

Nous ne savons pas non plus ce que nous pouvons attendre comme interférogramme vu la complexité de la tectonique de la région (zones de relai, bloc tournant, nombreux subrifts, phénomènes volcaniques transitoires). De plus, la croûte étant fine, les mouvements asthénosphériques doivent jouer un rôle non négligeable et des processus magmatiques doivent intervenir, ce qui accroît encore plus la difficulté du terrain. Par ailleurs, l'interférométrie radar

en intersismique pour une région en extension a encore été très peu fait et nous ne savons pas quelle allure doivent avoir les franges lors d'un écartement au niveau d'une faille normale. Il aurait fallu pour cela faire un modèle pour évaluer l'allure des franges en contexte d'ouverture.

4 Résultats

4.1 Analyse des interférogrammes

Au total, le traitement a été tenté sur 72 couples d'images SAR mais il n'y en a que 34 qui ont fourni un interférogramme (Tab.4), cela étant dû aux différents problèmes énoncés précédemment. Il faut noter que les 72 couples testés correspondent à la quasi-totalité des paires d'orbites qui répondent aux conditions suivantes : période supérieure à 2 ans et baseline inférieure à 100m. De plus, nous avons à notre disposition la plupart des données collectées par RADARSAT-1 de 1997 à début 2002. Finalement, on peut comparer 27 interférogrammes sur les tracks 146 et 324 (14 et 13) et 7 interférogrammes sur les tracks 046 et 224 (3 et 4). Il était nécessaire de faire de nombreux interférogrammes pour avoir une chance de faire ressortir la composante déplacement. A cause des signaux parasites dus à la topographie mal enlevée et aux variations du délai de propagation de la phase à travers la troposphère, il n'est pas envisageable de détecter de la tectonique à long terme sur un seul interférogramme (bruit trop important).

La simple visualisation des interférogrammes ne nous a pas permis d'identifier clairement la composante de déplacement, de nombreux phénomènes troposphériques cachent la déformation. Par exemple, il est très difficile de voir de quelconques franges en commun sur les deux interférogrammes des figures 7 et 8 ; pourtant, ils correspondent à un même intervalle de temps et ce, à des dates quasiment identiques.

Les effets troposphériques sont dus au fait que la vitesse de l'onde radar n'est pas constante le long de son parcours. La vitesse varie en fonction de la concentration en vapeur d'eau dans la troposphère et la valeur de phase pour une image ne correspond plus à la distance qu'on souhaite mesurer. Ces phénomènes de turbulence convective doivent pouvoir être éliminés lorsqu'on moyenne un grand nombre d'interférogrammes [Peltzer et al., 2001a]. Les franges parasites (effets troposphériques) peuvent néanmoins se repérer lorsque nous faisons plusieurs interférogrammes avec une image en commun. Ces franges ne correspondent pas à ce qu'il s'est passé entre les deux acquisitions mais à la concentration en vapeur d'eau lors de la prise de l'image. L'exemple suivant (Fig.9) montre deux interférogrammes avec l'orbite 31964 en commun. On retrouve un même motif sur ces deux interférogrammes qu'on ne retrouve pas sur les interférogrammes comprenant l'une des deux autres images (25447 ou 26133) sans la 31964.

Les interférogrammes semblent tous différents, aucun motif ne se retrouve plus d'une fois (ou si un motif se retrouve sur plusieurs interférogrammes, cela est dû au fait que les deux images ont une orbite en commun). Beaucoup de franges forment des structures en patatoïde, cela pourrait correspondre à des zones en surrection ou en subsidence si seulement le sens de déplacement ne changait pas de signe d'un interférogramme à un autre. Ce genre de franges ne semble pas trop gênant car facilement repérable. Il en va de même avec les franges qui bordent la côte et qui sont dues à la variation de la concentration en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Des figures plus fines et allongées se sont vues assez souvent et ce, au niveau des failles normales, mais encore une fois, d'un interférogramme à un autre, le mouvement relatif à la faille semblait varier beaucoup. Comme la plupart des failles forment des escarpements, les franges pourraient donc correspondre à de la topographie mal enlevée. De plus, l'escarpement peut faire plusieurs centaines de mètres et la concentration en vapeur d'eau dans l'atmosphère peut varier le long de l'escarpement.

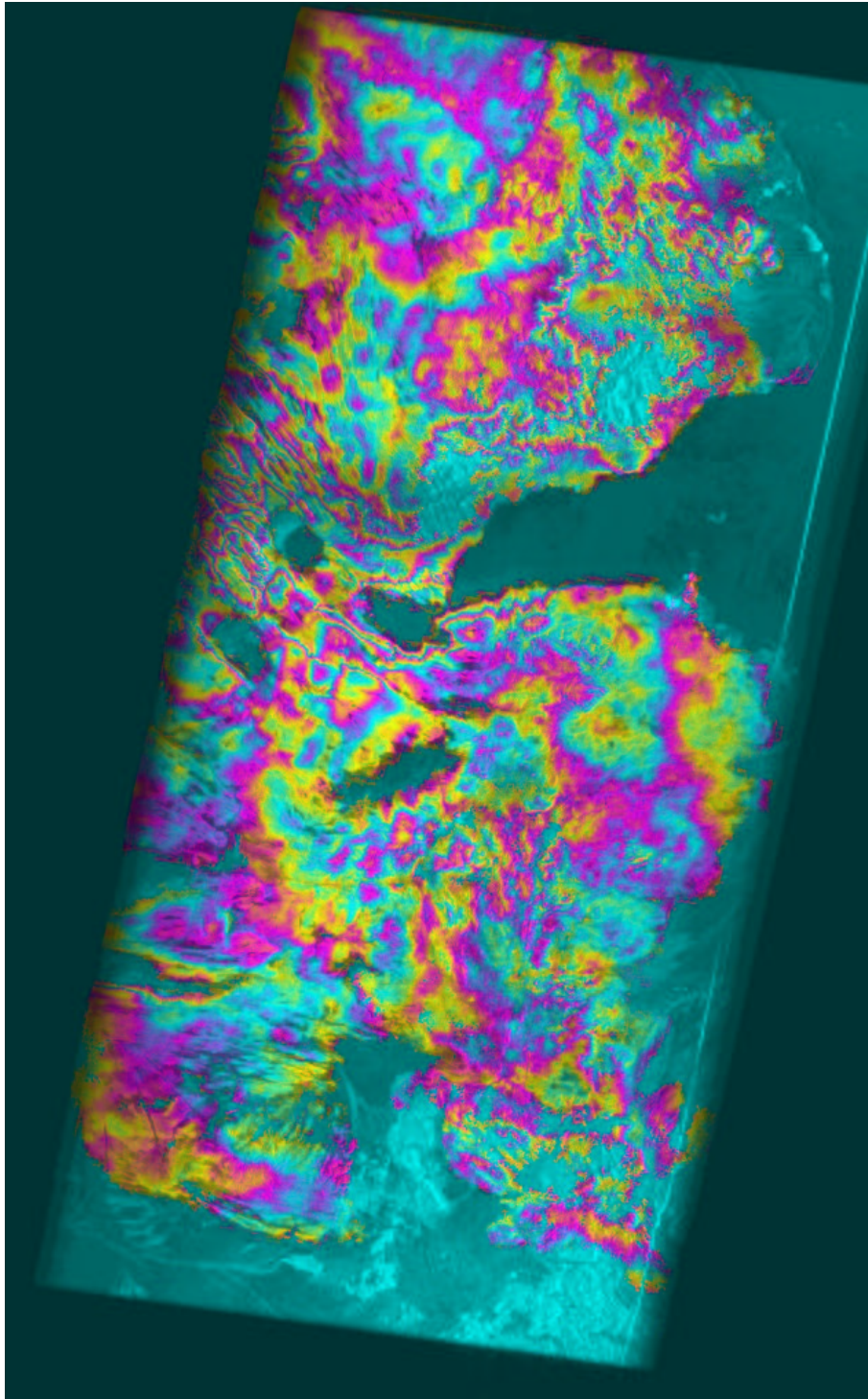


FIG. 7 – Interférogramme 13099-29220, track 324 (code de couleurs : une frange = 2.8cm).

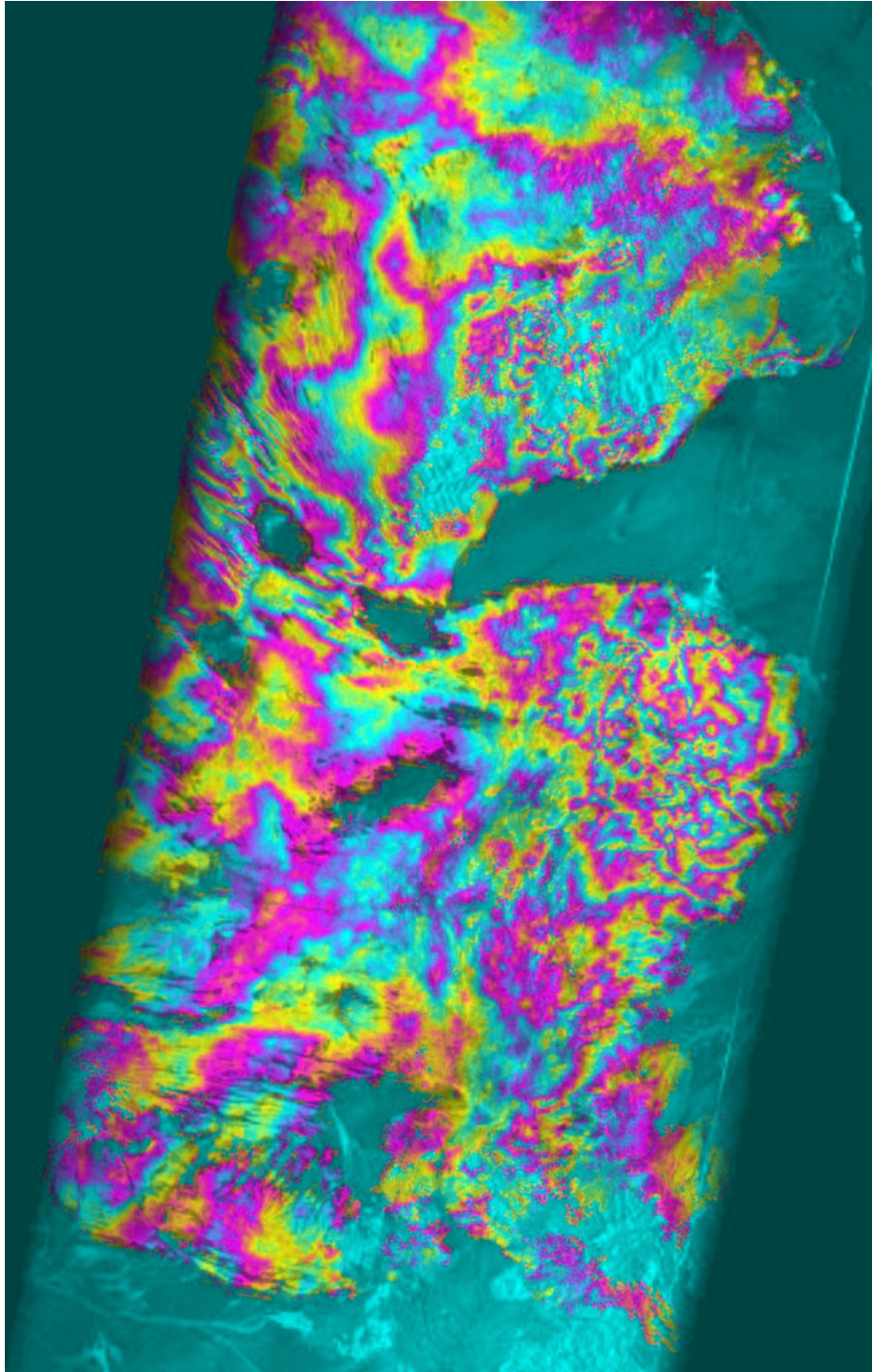
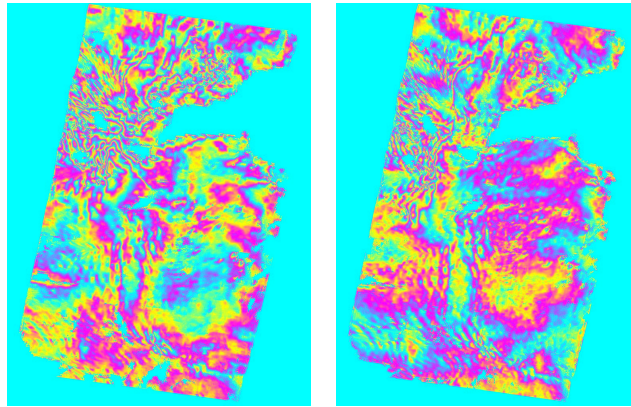


FIG. 8 – Interférogramme 14814-29906, track 324 (code de couleurs : une frange = 2.8cm).



(a) 25447-31964.

(b) 26133-31964.

FIG. 9 – Franges d’origine troposphérique : le long motif qui s’étend du Nord au Sud est quasiment identique sur les deux interférogrammes.

Vu la complexité des interférogrammes, il était donc nécessaire de faire des profils pour essayer de retrouver la signature de mouvements tectoniques. Nous nous sommes concentrés sur le rift Asal-Ghoubbet (Fig.10) car c’est une zone très active et déjà très étudiée.

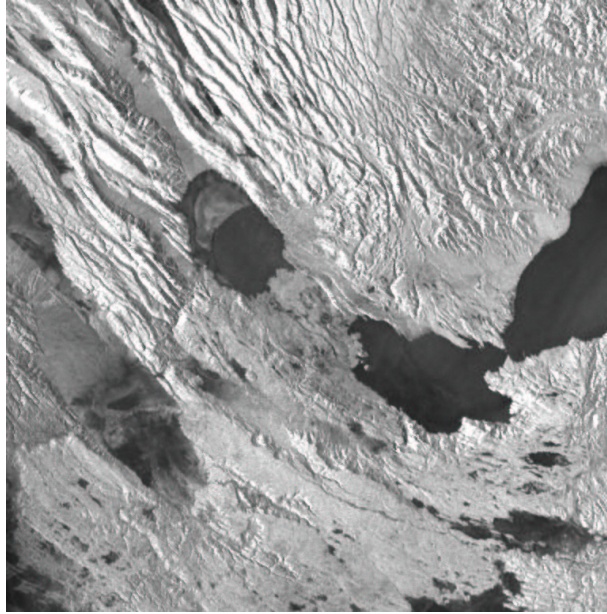


FIG. 10 – Image d’amplitude de l’orbite ascendante 14979-29042. La ligne noire indique le profile entre les points de coordonnées (42.2150 , 11.2033) et (42.6870 , 11.9133).

4.2 Analyse d’un profile au travers du rift Asal-Ghoubbet

Les profiles ont été ramenés en vitesse pour que la composante déplacement soit comparable sur chaque profile, ainsi nous espérons trouver un motif qui se répète sur les différents interférogrammes (Fig.11). On admet que tous les phénomènes qui varient d’un interférogramme à un autre sont d’origine atmosphérique et donc aléatoires. En moyennant les profiles, on espère réduire la composante troposphérique et voir le signal tectonique.

En moyennant les profiles de la “track” 324 d’une part et de la “track” 146 d’autre part (respectivement 13 et 12 profiles), on obtient un profile en double cloche au niveau du rift Asal-Ghoubbet, très prononcé pour la track descendante (Fig.12b) et beaucoup moins pour l’autre (Fig.12a).

Les différences observées entre les profiles des tracks 146 et 324 s’expliquent en partie par le fait que la prise de vue n’est pas la même (première “track” ascendante et deuxième descendante). Mais grâce à ces deux “tracks”, il était possible d’inverser les données et ainsi obtenir deux nouveaux profiles, l’un suivant l’horizontale et l’autre suivant la verticale. Afin de combiner les observations des orbites ascendantes et descendantes, nous faisons l’hypothèse que le long d’un profile perpendiculaire au rift, les mouvements parallèles à la direction du rift sont négligeables. Nous résolvons donc le problème à deux dimensions suivant : Déterminer les composantes horizontales (H) et verticales (V) du déplacement de surface à partir d’observations suivant les lignes de visées des orbites ascendantes (ρ_a) et descendantes (ρ_d). Le problème se ramène à un système de 2 équations à deux inconnues (Fig.17) :

$$\begin{aligned}\rho_a &= -\cos(\alpha_a).\sin(\phi_a).H + \cos(\phi_a).V \\ \rho_d &= \cos(\alpha_d).\sin(\phi_d).H + \cos(\phi_d).V\end{aligned}$$

avec ρ_a la vitesse de déplacement suivant la ligne de visée pour la track ascendante, ρ_d la vitesse de déplacement suivant la ligne de visée pour la track descendante, H la vitesse déplacement

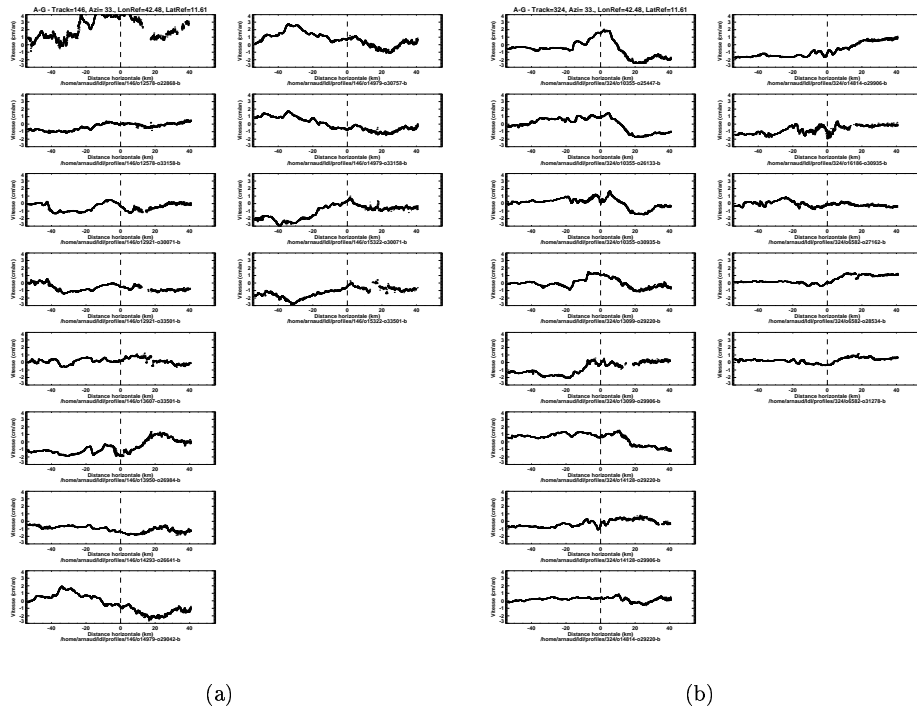


FIG. 11 – Profils pour les tracks 146 (a) et 324 (b). L'origine se trouve à 42.4833 de longitude et 11.6075 de latitude (centre du rift Asal-Ghoubbet).

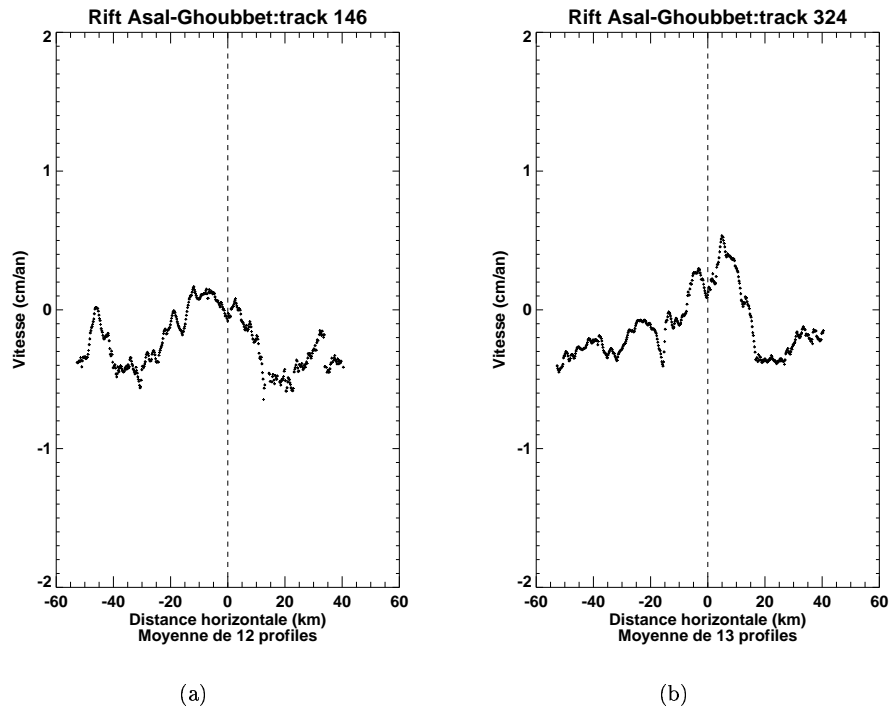


FIG. 12 – Moyenne des profils pour les tracks 146 (a) et 324 (b).

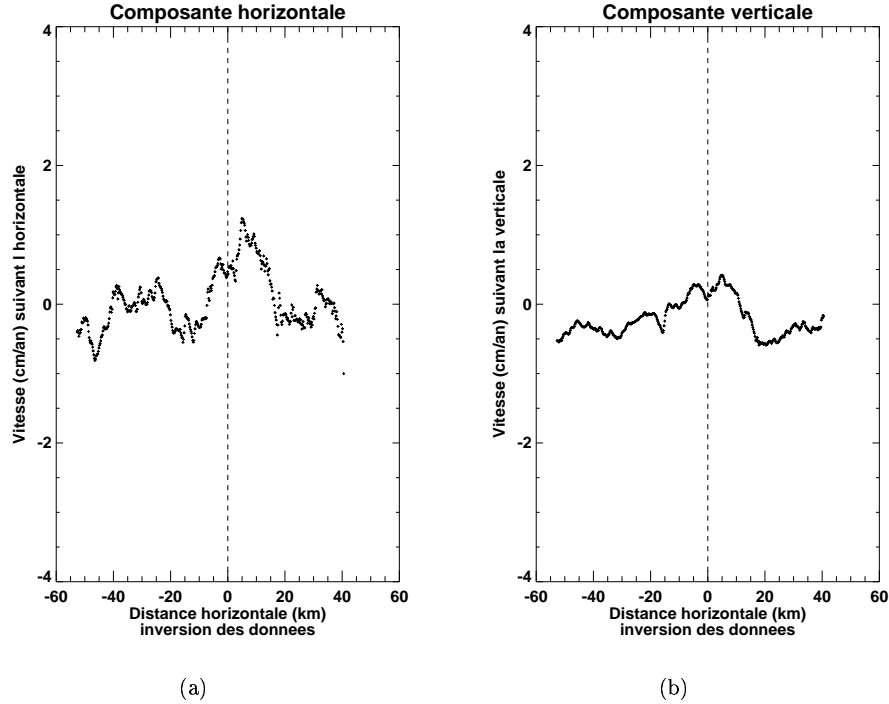


FIG. 13 – Profils donnant la composante horizontale (a) et verticale (b) du déplacement.

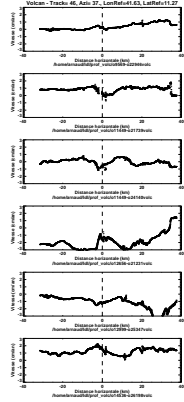
suivant l'horizontale, V la vitesse de déplacement suivant la verticale, α_a et α_d les angles entre la direction d'ouverture du rift et la projection de la ligne de visée au sol des "tracks" ascendante et descendante, ϕ_a et ϕ_d les angles d'incidence des "tracks" ascendantes et descendantes (angle entre la ligne de visée et la verticale).

Lorsqu'on dispose d'observations multiples, on peut résoudre le système par moindres carrés pour déterminer la solution la plus proche de l'ensemble des données grâce à l'équation matricielle suivante :

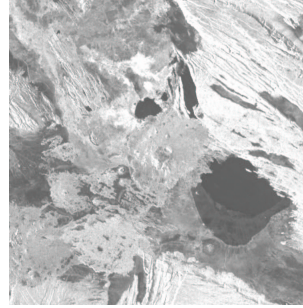
$$X_{ls} = (A^t \cdot A)^{-1} \cdot A^t \cdot Z$$

, solution du système linéaire $Z=AX$ avec A une matrice (m,n), X une matrice (n) et Z une matrice (m). X contient les variables à estimer et Z les observations. Dans notre étude, l'inversion des données a été faite à partir de 25 profils.

Les profils de la Fig.13 montrent la solution par moindres carrés pour le mouvement vertical (V) et horizontal, perpendiculaire au rift (H). Ce qui est remarquable sur ces figures est la symétrie des profils par rapport à l'axe central du rift Asal-Ghoubbet. Cette symétrie suggère que nous observons ici un signal tectonique, ayant réduit significativement le signal dû à la troposphère. Profile du mouvement vertical : La partie centrale du rift semble s'effondrer à une vitesse de 3mm/an entre le centre et la grande faille bordière du SO et 4mm/an entre le centre et la grande faille bordière du NE (respectivement à -3km et +5km sur le profile). Cet effondrement est peut-être associé à du glissement asismique en surface le long des grandes failles, et ce de manière asymétrique. La région du rift semble être soulevée sur une zone plus grande (30km, entre -15km et +15km). Ce gonflement de grande longueur d'onde ne semble pas associé à des failles de surface en particulier et peut avoir une origine magmatique plus profonde. Profile du mouvement horizontal : La composante horizontale du mouvement perpendiculaire au



(a) Profiles, "tracks" 046 et 224.



(b) Profile entre les points de coordonnées (41.4590, 11.0458) et (41.8365, 11.5425).

FIG. 14 – Profiles du volcan au Nord du lac Abhe.

rift indique une déformation correspondant à une ouverture de $\approx 2\text{cm/an}$ distribuée sur environ 20 à 30km (entre -15km et +15km) au travers du rift. Cet écartement rapide s'amortit rapidement dans le champ plus lointain formant une figure de sinusoïde centrée sur le rift. Ce signal de longueur d'onde d'environ 40km ne peut pas correspondre à un état stationnaire de l'ouverture du rift en période intersismique car la vitesse est plus grande que le mouvement des plaques et l'ouverture rapide s'amortit à 20km de part et d'autre du rift. Cette observation pourrait s'interpréter comme un état transitoire, consécutif à la crise sismique de 1978 qui a produit une ouverture brutale de la partie centrale du rift de 2m. Il est possible que ce changement de contraintes dans la croûte s'accompagne par une relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure et le manteau supérieur, produisant une vague de déformation s'éloignant du rift. Une autre interprétation, peut-être plus simple, de ce signal en sinusoïde est la simple réponse de la croûte à un gonflement magmatique au centre du rift. Si la croûte est soulevée en un point par un flux magmatique montant (observé sur le profile V), il n'est pas surprenant de voir un mouvement radial horizontal associé à ce mouvement. Dans les deux cas, une modélisation des processus à l'aide de modèles viscoélastiques permettra de tester ces hypothèses.

4.3 Mouvements au niveau des édifices volcaniques

Des franges plus ou moins concentriques se retrouvent au niveau des édifices volcaniques sur tous les interférogrammes (Fig.15, Fig.16). Cependant, ces franges sont parfois corrélées à la topographie et parfois anticorrélées. Encore une fois, il faut moyenner un grand nombre de profils (Fig.14) pour éliminer la composante troposphérique. Ici, nous n'avons pas suffisamment d'interférogrammes (3 sur la "track" 046 et 3 sur la "track" 224) pour faire ressortir le déplacement. De plus, tout processus transitoire (gonflement/subsidence) ayant lieu entre deux acquisitions radar est perdu, les mouvements cumulés s'annulant.

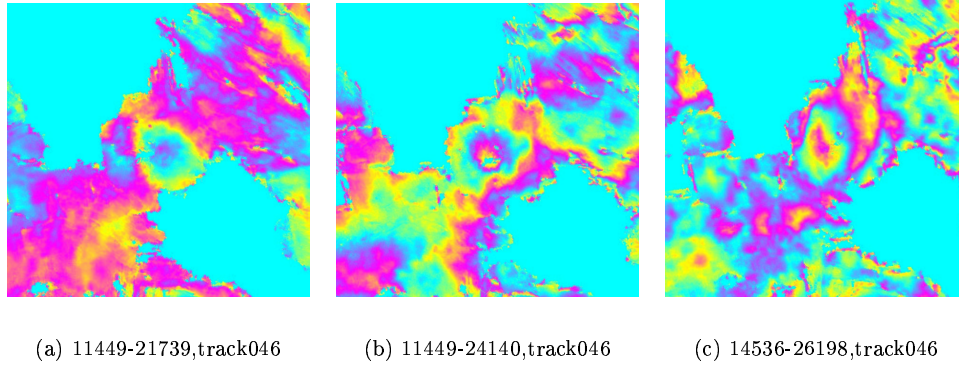


FIG. 15 – Interférogrammes au niveau du volcan au nord du lac Abhe, “track 046” (code de couleurs : une frange = 2.8cm).

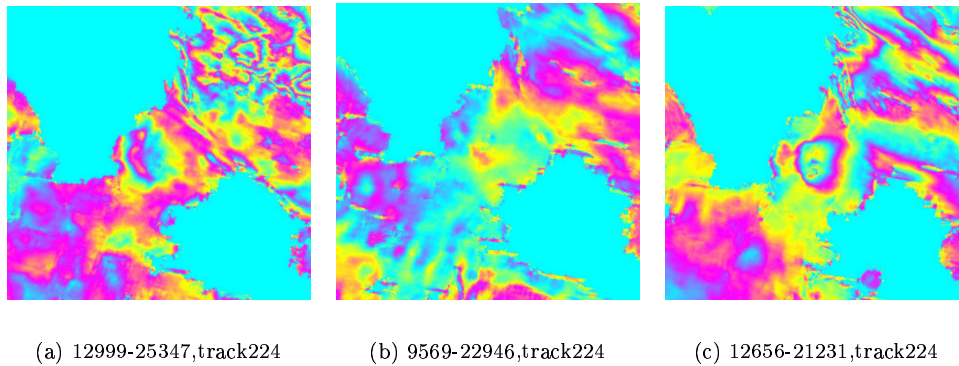


FIG. 16 – Interférogrammes au niveau du volcan au nord du lac Abhe, “track” 224 (code de couleurs : une frange = 2.8cm).

4.4 Petite crise sismique de début 2001

D’octobre 2000 à mars 2001, une campagne sismique a été entreprise dans le rift Asal-Ghoubbet (Doubré C., Dorbath, L., Manighetti, I., Jacques, E. et Geoffroy, L : Current Magmato-Tectonic Activity in the Asal-Ghoubbet Rift ,Afar Depression, Republic of Djibouti) pendant laquelle 11 seismomètres ont été installés pour étudier les relations entre la tectonique et le magmatisme actuel. Ils ont enregistré à partir du 27 février 2001 le début d’une petite crise sismique au niveau de la caldera du Fieale mais malheureusement, la campagne s’est terminée avant la fin de la crise. Cette crise sismique a tout de même donné naissance à 48 événements en 10 jours. Nous avons donc tenté de nouveaux interférogrammes encadrant cette crise (même si nous ne savons pas exactement quand elle s’est terminée).

Vu le peu d’interférogrammes qui encadrent cette période, il est très difficile de faire ressortir une quelconque composante de déplacement. De plus, sur les trois interférogrammes qui recouvrent la crise sismique, deux ont une orbite en commun.

5 Conclusion

Les interférogrammes obtenus ne nous ont pas permis directement d'étudier le déplacement dans la région de l'Afar. C'est en moyennant des profils qu'un signal tectonique est clairement apparu au niveau du rift Asal-Ghoubbet. Ces résultats n'ont pour l'instant été interprétés que de manière qualitative. Il serait maintenant utile de traiter de nouveaux interférogrammes pour affiner les valeurs obtenues. Cependant, les profils obtenus par l'inversion des données sont déjà très encourageants. Les déplacements horizontaux conduisent à penser que le rift n'est pas dans un état stationnaire. Ce pourrait être un état transitoire, consécutif à la crise sismique de 1978. Les mouvements verticaux montrent quant-à eux un gonflement sur une zone de plusieurs dizaines de kilomètres centrée sur le rift Asal-Ghoubbet, qui pourrait avoir une origine magmatique plus ou moins profonde. A ce moment là, le signal horizontal pourrait simplement être la réponse de la croûte à ce gonflement magmatique. La prochaine étape va consister à faire un modèle viscoélastique pour mieux comprendre les processus mis en jeu. Il sera aussi très intéressant d'étudier d'autres régions de l'Afar, en particulier la région de Dobi où il y a eu une crise sismique en 1989.

Remerciements

Je tiens tout particulièrement à remercier le responsable de mon stage Gilles Peltzer, professeur à UCLA (University of California, Los Angeles) pour m'avoir permis de travailler sur l'Afar en utilisant les techniques d'interférométrie radar et pour toute son aide durant ce stage de 6 mois et Cécile Lasserre (ENS) pour m'avoir énormément aidé dans le debugging des programmes informatiques de ROLPAC et dans l'interprétation des résultats. Je tiens aussi à remercier Jean Philippe Avouac (CEA, ENS) pour m'avoir mis en contact avec Gilles Peltzer et pour m'avoir ainsi permis de faire ce stage et enfin Rodolphe Cattin (ENS) pour m'avoir fourni des informations sur les modèles en Afar.

Table des figures

| | | |
|----|--|----|
| 1 | Carte des plaques tectoniques. | 5 |
| 2 | Carte des failles dans la région de l'Afar. | 5 |
| 3 | Géométrie satellite-sol. | 10 |
| 4 | Carte de l'Afar. | 12 |
| 5 | “Plots” des “tracks” 146 (a) et 324 (b). | 14 |
| 6 | Réestimation de baseline quadratique. | 15 |
| 7 | Interférogramme 13099-29220, track 324 | 17 |
| 8 | Interférogramme 14814-29906, track 324 | 18 |
| 9 | Franges d'origine troposphérique | 19 |
| 10 | Carte du profile Asal-Ghoubbet. | 20 |
| 11 | Profils dans le rift Asal-Ghoubbet. | 21 |
| 12 | Moyenne des profils pour les tracks 146 (a) et 324 (b). | 21 |
| 13 | Profils donnant la composante horizontale (a) et verticale (b) du déplacement. | 22 |
| 14 | Profils du volcan au Nord du lac Abhe. | 23 |
| 15 | Interférogrammes au niveau du volcan au nord du lac Abhe, “track” 046 | 24 |
| 16 | Interférogrammes au niveau du volcan au nord du lac Abhe, “track” 224. | 24 |
| 17 | Projection des vecteurs H et V suivant la géométrie radar. | 28 |

Liste des tableaux

| | | |
|---|---|----|
| 1 | Caractéristiques de RADARSAT-1. | 10 |
| 2 | Modules principaux dans le programme ROI_PAC. | 11 |
| 3 | Les différentes étapes du processing. | 13 |
| 4 | Liste des interférogrammes (long terme). | 29 |
| 5 | Liste des interférogrammes (petite crise sismique de début 2001). | 29 |
| 6 | Liste des paires testées qui n'ont pas fonctionné. | 30 |

Références

- A. Abdallah and et al. Afar seismicity and volcanism. *Nature*, 282 :17–23, 1979.
- L. Audin, I. Manighetti, P. Tapponnier, F. Metivier, E. Jacques, and P. Huchon. Fault propagation and climatic control of sedimentation on the Ghoubbet Rift Floor : insights from the Tadjouraden cruise in the western Gulf of Aden. *Geophys. J. Int.*, 144 :391–413, 2001.
- R. Burgmann, P.A. Rosen, and E.J. Fielding. Synthetic aperture radar interferometry to measure earth's surface topography and its deformation. *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, 28 :169–209, 2000.
- I. Chunchuzov, P. W. Vachon, and X. Li. Analysis and Modeling of Atmospheric gravity waves observed in RADARSAT SAR Images. *Remote Sensing of Environment*, 74 :343–361, 2000.
- J. R. Cochran. The Gulf of Aden : structure and evolution of a young oceanic basin and continental margin. *J. Geophys. Res.*, 86 :263–288, 1981.
- F. Crampé. Surface change detection from interferometric synthetic aperture radar (SAR) observations. Master's thesis, SUPAREO, 1998.
- J. B. De Chabaliér and J. P. Avouac. Kinematics of the Asal Rift (Djibouti) determined from the deformation of Fiele volcano. *Science*, 265 :1677–1681, 1994.
- C. De Mets, R. G. Gordon, D. F. Argus, and R. S. Stein. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of curent plate motion. *grl*, 21 :2191–2194, 1994.
- C. Delacourt. *Détection et analyse de mouvements de surface par interférométrie différentielle*. PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, 1997.

- J. Demange and H. Tazieff. L'éruption "tectonique" de l'Ardoukoba (Djibouti). *cras*, 287 : 1269–1272, 1978.
- C. DeMets, R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101 :425–478, 1990.
- R. Goldstein. Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 22 :2517–2520, 1995.
- E. Jacques, G. C. P. King, P. Tapponnier, J. C. Ruegg, and I. Manighetti. Seismic activity triggered by stress changes after the 1978 events in the Asal Rift, Djibouti. *Geophys. Res. Lett.*, 88 :2481–2484, 1996.
- E. Jacques, J.C. Ruegg, J.C. L epine, P. Tapponnier, G.C.P. King, and A. Omar. Relocation of $M \geq 2$ events of the 1989 Dbi seismic sequence in Afar : evidence for earthquake migration. *Geophys. J. Int.*, 138 :447–469, 1999.
- F. P. Jestin and et al. The Somalia plate and the east african rift system present-day kinematics. *gji*, 116 :637–654, 1994.
- I. Manighetti, P. Tapponnier, V. Courtillot, Y. Gallet, E. Jacques, and P.-Y. Gillot. Strain transfer between disconnected, propagating rifts in Afar. *J. Geophys. Res.*, 106 :13613–13665, 2001.
- I. Manighetti, P. Tapponnier, V. Courtillot, S. Gruszow, and P.-Y. Guillot. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary : the Gulfs of Aden and Tadjoura. *J. Geophys. Res.*, 102 :2681–2710, 1997.
- I. Manighetti, P. Tapponnier, P.-Y. Guillot, E. Jacques, V. Courtillot, R. Armijo, J. C. Ruegg, and G. King. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary : into Afar. *J. Geophys. Res.*, 103 :4947–4974, 1998.
- B. Meyer, R. Armijo, D. Massonnet, J.B. De Chabali er, C. Delacourt, J.C. Ruegg, J. Achache, P. Briole, and D. Papanastassiou. The 1995 Grevena (Northern Greece) earthquake : Fault model constrained with tectonic observations and SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 23 (19) :2677–2680, 1996.
- J. Noir, E. Jacques, S. B ekri, P. M. Adler, P. Tapponnier, and G. C. P. King. Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 24 :2335–2338, 1997.
- G. Peltzer, F. Cramp e, S. Hensley, and P. Rosen. Transient strain accumulation and fault interaction in the Eastern California Shear Zone. *Geology*, in press, 2001a.
- G. Peltzer, F. Cramp e, and G. King. Evidence of nonlinear elasticity of the crust from the $M_w = 7.6$ Manyi (Tibet) earthquake. *Science*, 286 :272–276, 1999.
- G. Peltzer, F. Crampe, and P. Rosen. The $M_w 7.1$, Hector Mine, California earthquake : surface rupture, surface displacement field, and fault slip solution from ERS SAR data. *cras*, 333 : 545–555, 2001b.
- G. Peltzer, K.W. Hudnut, and K.L. Feigl. Analysis of coseismic surface displacement gradients using radar interferometry - new insights into the Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, 99 (B11) :21971–21981, 1994.
- G. Peltzer and P. Rosen. Surface displacements of the 17 May 1993 Eureka valley, California, earthquake observed by SAR interferometry. *Science*, 268(5215) :1333–1336, 1995.
- G. Peltzer, P. Rosen, F. Rogez, and K. Hudnut. Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. *J. Geophys. Res.*, 103(B12) :30131–30145, 1998.
- M. E. Pritchard and M. Simons. A satellite geodetic survey of large scale deformation of volcanic centres in the central andes. *Nature*, 418 :167–171, 2002.
- P. A. Rosen, S. Hensley, I. R. Joughin, F. K. Li, Rodriguez E. Madsen, S. N., and R. Goldstein. Synthetic Aperture Radar Interferometry. IEEE, 2000.

- J.-C. Ruegg and et al. First epoch of geodetic gps measurements across the afar plate boundary zone. *grl*, 20 :1899–1902, 1993.
- J. C. Ruegg and M. Kasser. Deformation across the Asal-Ghoubbet rift, Djibouti, uplift and crustal extension. *Geophys. Res. Lett.*, 7 :745–748, 1987.
- J. C. Ruegg, M. Kasser, and J. C. L epine. Strain accumulation across the Asal-Ghoubbet rift, Djibouti, East Africa. *J. Geophys. Res.*, 89 :6237–6246, 1984.
- J. C. Ruegg, J. C. L epine, A. Tarantola, and M Kasser. Geodetic measurements of rifting associated with a seismo-volcanic crisis in Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 6 :817–820, 1979.
- R. S. Stein, P. Briole, J. C. Ruegg, P. Tapponnier, and F. Gasse. Contemporary, Holocene and Quaternary deformation of the Asal Rift, Djibouti : implications for the mechanisms of slow spreading ridges. *J. Geophys. Res.*, 96 :21789–21806, 1991.
- P. Tapponnier, R. Armijo, I. Manighetti, and V. Courtillot. Bookshelf faulting and horizontal block rotations between overlapping rifts in southern Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 45 :435–444, 1990.
- H. Tazieff, J. Varet, F. Barberi, and G. Gli a. Tectonic significance of the Afar depression. *Nature*, 235 :144–147, 1972.
- A. Walpersdorf, C. Vigny, J.-C. Ruegg, P. Huchon, L. M. Asfaw, and S. A. Kirbash. 5 years of GPS observations of the Afar Triple Junction area. *Journal of Geodynamics*, ?? :?, 1999.
- T.J. Wright, B.E. Parsons, and E. Fielding. Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian fault by satellite radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 28(10) :2117–2120, 2001.

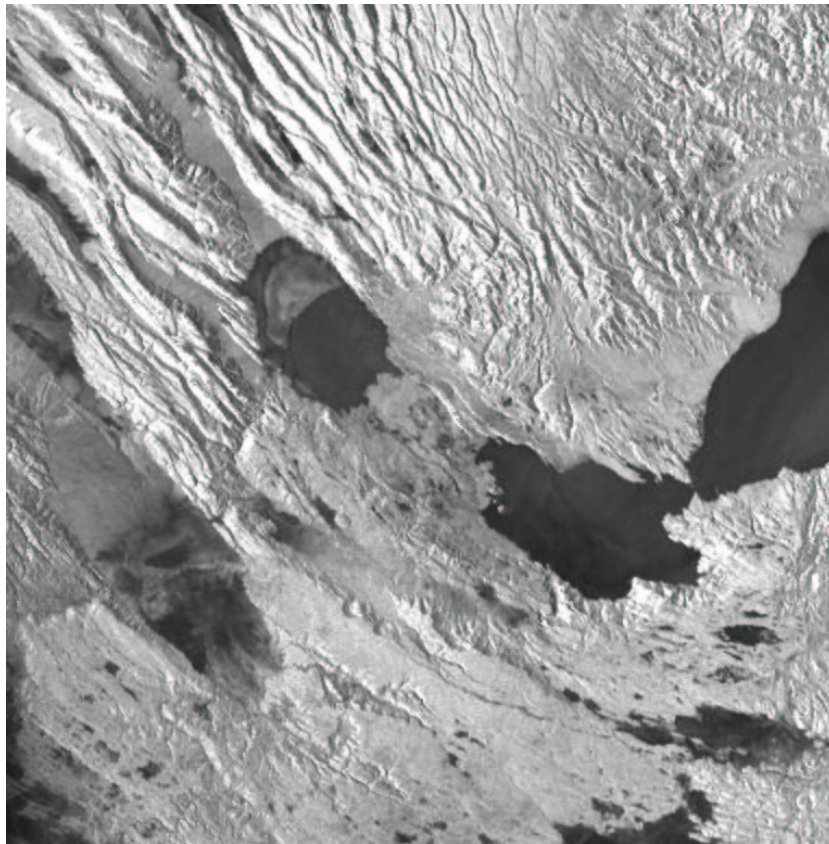


FIG. 17 – Projection des vecteurs H et V suivant la g eom etrie radar.

TAB. 4 – Liste des interférogrammes (long terme).

| couple | track | date | baseline \perp | doppler | frame/swath |
|-------------|-------|-------------------|------------------|-------------|-------------|
| | | | (m) | | |
| 6582/27162 | 324 | 19970207-20010117 | 111 | 5.89/5.93 | swath/swath |
| 6582/28534 | 324 | 19970207-20010423 | 19 | 5.89/6.01 | swath/swath |
| 6582/31278 | 324 | 19970207-20011101 | 55 | 5.89/5.90 | swath/swath |
| 7168/15743 | 224 | 19970320-19981110 | 75 | 5.73/5.82 | swath/swath |
| 9569/22946 | 224 | 19970904-20000328 | 51 | 5.66/6.08 | frame/swath |
| 10355/25447 | 324 | 19971029-20000919 | 40 | 5.87/6.01 | swath/swath |
| 10355/26133 | 324 | 19971029-20001106 | 22 | 5.87/5.92 | swath/swath |
| 10355/30935 | 324 | 19971029-20011008 | 30 | 5.87/5.97 | swath/swath |
| 11449/21739 | 046 | 19980113-20000103 | 96 | -5.80/-6.02 | swath/swath |
| 11449/24140 | 046 | 19980113-20000619 | 51 | -5.80/-5.97 | swath/swath |
| 12578/22868 | 146 | 19980402-20000322 | 140 | -5.93/-5.99 | frame/swath |
| 12578/29042 | 146 | 19980402-20010528 | 69 | -5.93/-6.12 | frame/swath |
| 12578/33158 | 146 | 19980402-20020312 | 40 | -5.93/-6.07 | frame/swath |
| 12656/21231 | 224 | 19980408-19991129 | 64 | 5.65/5.99 | frame/frame |
| 12921/30071 | 146 | 19980426-20010808 | 68 | -5.73/-6.17 | swath/swath |
| 12921/33501 | 146 | 19980426-20020405 | 99 | -5.73/-6.13 | swath/swath |
| 12999/25347 | 224 | 19980502-20000912 | 48 | 5.52/5.65 | swath/swath |
| 13099/29220 | 324 | 19980509-20010610 | 25 | 5.50/6.24 | swath/swath |
| 13099/29906 | 324 | 19980509-20010728 | 107 | 5.50/6.25 | swath/swath |
| 13607/30071 | 146 | 19980613-20010808 | 36 | -5.79/-6.17 | frame/swath |
| 13607/33501 | 146 | 19980613-20020405 | 67 | -5.79/-6.13 | frame/swath |
| 13950/26984 | 146 | 19980707-20010104 | 80 | -5.70/-5.74 | frame/swath |
| 14128/29220 | 324 | 19980720-20010610 | 3 | 5.58/6.24 | swath/swath |
| 14128/29906 | 324 | 19980720-20010728 | 85 | 5.58/6.25 | swath/swath |
| 14293/26641 | 146 | 19980731-20001211 | 73 | -5.67/-5.72 | swath/swath |
| 14536/26198 | 046 | 19980817-20001110 | 85 | -5.74/-5.88 | frame/swath |
| 14814/29220 | 324 | 19980906-20010610 | 16 | 5.62/6.24 | swath/swath |
| 14814/29906 | 324 | 19980906-20010728 | 66 | 5.62/6.25 | swath/swath |
| 14979/29042 | 146 | 19980917-20010528 | 57 | -5.90/-6.12 | swath/swath |
| 14979/30757 | 146 | 19980917-20010925 | 41 | -5.90/-6.02 | swath/swath |
| 14979/33158 | 146 | 19980917-20020312 | 29 | -5.90/-6.07 | swath/swath |
| 15322/30071 | 146 | 19981011-20010808 | 67 | -6.12/-6.17 | frame/swath |
| 15322/33501 | 146 | 19981011-20020405 | 99 | -6.12/-6.13 | frame/swath |
| 16186/30935 | 324 | 19981211-20011008 | 108 | 5.95/5.97 | swath/swath |

TAB. 5 – Liste des interférogrammes (petite crise sismique de début 2001).

| couple | track | date | baseline \perp | doppler | frame/swath |
|-------------|-------|-------------------|------------------|-------------|-------------|
| | | | (m) | | |
| 24583/30071 | 146 | 20000720-20010808 | 84 | -5.99/-6.17 | swath/swath |
| 25269/27670 | 146 | 20000906-20010221 | 42 | -5.89/-5.94 | swath/swath |
| 25447/31964 | 324 | 20000919-20011219 | 20 | 6.01/6.03 | swath/swath |
| 26133/31964 | 324 | 20001106-20011219 | 41 | 5.92/6.03 | swath/swath |

TAB. 6 – Liste des paires testées qui n’ont pas fonctionné.

| couple | track | frame/swath | problème rencontré |
|-------------|-------|---------------------|--------------------------|
| 6304/25512 | 046 | (frame,swath)/swath | 6304 :doppler out(-8.5) |
| 6304/31686 | 046 | swath/swath | 6304 :doppler out(-8.5) |
| 6582/25104 | 324 | (frame,swath)/swath | 25104 :mauvaises données |
| 6582/27162 | 324 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 6582/28534 | 324 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 6582/30592 | 324 | (frame,swath)/swath | dop,problème de baseline |
| 6582/31278 | 324 | (frame,swath)/swath | dop,problème de baseline |
| 6647/27913 | 046 | (frame,swath)/swath | 27913 :mauvaises données |
| 6647/29628 | 046 | (frame,swath)/swath | SLC trop différentes |
| 6825/18487 | 224 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 7268/28877 | 324 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 7268/34365 | 324 | frame/swath | problème de baseline |
| 7776/32472 | 146 | frame/swath | 32472 :mauvaises données |
| 7854/23975 | 224 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 8019/27227 | 046 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 8019/28256 | 046 | frame/swath | 28256 :mauvaises données |
| 8297/21331 | 324 | frame/frame | mauvaises données |
| 9226/22946 | 224 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 10077/22082 | 046 | (frame,swath)/swath | 10077 :left looking |
| 10077/23797 | 046 | (frame,swath)/swath | 10077 :left looking |
| 10077/26884 | 046 | (frame,swath)/swath | 10077 :left looking |
| 10355/20302 | 324 | swath/(frame,swath) | SLC trop différentes |
| 11449/20710 | 046 | frame/frame | SLC trop différentes |
| 11449/21739 | 046 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 11449/24140 | 046 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 12578/30757 | 146 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 12921/24583 | 146 | (frame,swath)/swath | SLC trop différentes |
| 12999/25004 | 224 | swath/swath | 25004 :mauvaises données |
| 12999/26376 | 224 | swath/swath | 26376 :mauvaises données |
| 13607/24583 | 146 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 13607/31100 | 146 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 13850/27570 | 046 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 14128/29220 | 324 | frame/swath | 14128 :mauvaises données |
| 14128/29906 | 324 | frame/swath | 14128 :mauvaises données |
| 14193/30314 | 046 | (frame,swath)/swath | SLC trop différentes |
| 14193/31686 | 046 | (frame,swath)/swath | SLC trop différentes |
| 14293/31786 | 146 | swath/swath | SLC trop différentes |
| 14536/24826 | 046 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 14536/32029 | 046 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 15665/26984 | 146 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 15843/24761 | 324 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 16529/24761 | 324 | frame/swath | SLC trop différentes |
| 19516/32207 | 224 | swath/swath | 19516 :mauvaises données |
| 22868/30757 | 146 | swath/swath | SLC trop différentes |
| 22868/31443 | 146 | swath/swath | SLC trop différentes |
| 23389/30935 | 324 | swath/swath | SLC trop différentes |
| 23897/29385 | 146 | swath/swath | 23897 :mauvaises données |
| 23897/30414 | 146 | swath/swath | 23897 :mauvaises données |
| 24926/29728 | 146 | swath/swath | problème de baseline |
| 25104/28534 | 324 | swath/swath | 25104 :mauvaises données |
| 25104/30592 | 324 | swath/swath | 25104 :mauvaises données |
| 25447/30935 | 324 | swath/swath | SLC trop différentes |