



**HAL**  
open science

# Apport et spécificités des mesures d'interférométrie radar à l'échelle continentale : cas d'étude des déformations actuelles du plateau tibétain oriental

Laëtitia Lemrabet

## ► To cite this version:

Laëtitia Lemrabet. Apport et spécificités des mesures d'interférométrie radar à l'échelle continentale : cas d'étude des déformations actuelles du plateau tibétain oriental. Sciences de la Terre. Université Claude Bernard - Lyon I, 2022. Français. NNT : 2022LYO10154 . tel-04390093

**HAL Id: tel-04390093**

**<https://theses.hal.science/tel-04390093>**

Submitted on 12 Jan 2024

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

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



# THESE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD LYON 1

Ecole Doctorale N° 52  
Physique et Astrophysique de Lyon

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

Soutenue publiquement le 13/12/2022, par :  
**Laëtitia Lemrabet**

---

## APPORT ET SPÉCIFICITÉS DES MESURES D'INTERFÉROMÉTRIE RADAR À L'ÉCHELLE CONTINENTALE : CAS D'ÉTUDE DES DÉFORMATIONS ACTUELLES DU PLATEAU TIBÉTAIN ORIENTAL

---

Devant le jury composé de :

ALLEMAND Pascal	Prof. des Universités, Université Lyon 1	Président
CAVALIE Olivier	MC - HDR, Université Aix Marseille	Rapporteur
NOCQUET Jean-Mathieu	Prof., Université de Genève (Suisse)	Rapporteuse
Zahia GUESSOUM	MC, Université Gustave Eiffel - Bron	Examinatrice
David REY	Prof. Associé, SKEMA Business School – Sophia Antipolis	Examineur
Salima HASSAS	Prof. des Universités, Université Lyon 1	Directrice de thèse
Nour-Eddin EL FAOUZI	Dir. de Recherches, Université Gustave Eiffel – Bron	Co-directeur de thèse
Angelo FURNO	Chargé de Recherche, Université Gustave Eiffel - Bron	Co-directeur de thèse
Eugenio ZIMEO	Prof. Associé, Université de Sannio	Invité



# Remerciements

Je remercie mes directrices de thèse Cécile Lasserre et Marie-Pierre Doin pour vos conseils avisés, votre patience et votre soutien indéfectible au cours de ces quatre années de thèse. Vous avez su me guider dans les moments difficiles et veillé à maintenir un environnement bienveillant, où je me suis sentie écoutée et respectée. Je suis extrêmement reconnaissante de vous avoir eues comme directrices de thèse et ne saurai jamais assez vous remercier pour tout ce que vous avez fait pour moi.

Je remercie Le CNES ainsi que le programme ESA-MOST Dragon 4 (PI : C. Lasserre) pour avoir conjointement financé ma bourse doctorale. Je remercie également le projet CNES APR "TeraSAR-Tibet" (PI : MP Doin) et le projet ANR "Tibetan Orchestra" (PI : A. Replumaz) qui ont permis d'accompagner le projet et de financer une année de thèse supplémentaire. Le traitement des séries temporelles InSAR a été réalisé sur un serveur HPC du CNES via le service FLATSIM opéré par le CNES (ForM@Ter (2020) : FLATSIM Data Products. CNES. (Dataset). doi :10.24400/253171/ FLATSIM2020), en collaboration avec les laboratoires ISTerre, LGLTPE et IPGP. Les post-traitements ont été effectués sur les infrastructures de l'université Grenoble Alpes (GRICAD) et l'université Lyon 1.

Je remercie Marianne Métois, Anne Replumaz et Philippe-Hervé Leloup pour nos discussions scientifiques. Je remercie également Matthieu Volat pour son partage de connaissances et son soutien infaillible en programmation.

Un grand merci à mes collègues de bureau, Antoine, Raphaël et Niels, pour leur ex-

---

trême gentillesse, leur écoute et leur soutien. Votre constante bonne humeur et nos débats animés ont créé une atmosphère conviviale qui a été une source de motivation précieuse pour moi. Merci pour tout ce que vous avez apporté à cette aventure de thèse.

Mille mercis à Manon, Sylvie pour les intimes, arrivée lors de mes six derniers mois de thèse. Une colocataire à l'écoute et aux petits soins surtout. Merci pour les petits Tupperware de fruits et le petit sandwich préparé la veille de ma soutenance.

Je remercie Elena, grande Hockeyeuse et fine experte du pas finlandais de m'avoir initiée à son sport et pour son soutien lors de la dernière ligne droite de cette thèse, la plus difficile sans doute.

Un immense merci à mes collègues de café et de soirée, venus d'horizons très variés : Anastasis, Francesca, Elettra, Alistair, Gabriel, Marine, Selma, Dorian et Valentine, ainsi qu'à ceux qui ont simplement fait un passage éclair, Thomas, Caroline et Massimo.

Enfin je remercie ma mère et Marion pour leur soutien et pour avoir toujours cru en moi.

## Résumé :

Cette thèse vise à démontrer le potentiel des données Sentinel-1 (S1) pour mesurer, par interférométrie radar (InSAR), les déformations actuelles du plateau tibétain oriental. Ce haut plateau tibétain est marqué par de grands systèmes de failles accommodant la déformation engendrée par la collision Inde-Asie. De grands bassins sédimentaires, affectés par de fortes charges hydrologiques saisonnières, encadrés de chaînes montagneuses soumises à l'érosion, marquent également le paysage. Mesurer la déformation de la surface du sol associée au fonctionnement des failles ou d'origine non tectonique est l'un des éléments pour mieux comprendre les différents processus de déformation du plateau tibétain, quantifier la cinématique des failles, et en particulier le taux de déficit de glissement dans leur zone sismogène, des étapes essentielles pour progresser dans la compréhension du cycle sismique et l'évaluation des aléas. La densification des réseaux GNSS et l'interférométrie radar depuis la génération des satellites radar ERS ont progressivement apporté de nouvelles contraintes sur la cinématique de surface du plateau tibétain. Cependant, grâce à leur haute résolution temporelle et leur large couverture spatiale, les images radar fournies par les satellites Sentinel-1 offrent la possibilité de mesurer par InSAR des déformations de surface avec une résolution spatio-temporelle encore inégalée. Cette thèse s'appuie sur un service de traitement InSAR massif et automatisé, développé par le pôle de données et services en Terre Solide ForM@Ter et opéré par le CNES (FLATSIM, THOLLARD et al. (2021)). Nous analysons les séries temporelles produites par FLATSIM selon une approche de petites lignes de base (NSBAS, DOIN et al. (2011) et GRANDIN (2015)), à partir d'images Sentinel-1 couvrant l'est du plateau tibétain sur la période 2014-2020 (fauchées de 1200 km de long sur sept orbites ascendantes et sept orbites descendantes, couvrant une superficie de 1 700 000 km<sup>2</sup>, avec une résolution spatiale de 120 m). Nous proposons une nouvelle méthodologie d'analyse des séries temporelles pour caractériser les déformations à une échelle continentale, via notamment un référencement des vitesses de surface InSAR dans un référentiel pseudo-absolu, avec une faible dépendance aux données GNSS. Nous décomposons

---

les séries temporelles en ligne de visée en un terme linéaire dans le temps (dont nous inversons les composantes horizontales et verticales) et un terme saisonnier. Ce dernier est dominé par les mouvements d'origine hydrologique dans les grands bassins sédimentaires et par les déformations associées aux cycles de gel-dégel du permafrost ; des résidus de délais atmosphériques sont également observés. Le terme linéaire est dominé par la déformation tectonique associée aux failles actives pour sa composante horizontale. Nous mettons ainsi en évidence les transferts de glissement entre différents systèmes de failles (Altyn Tagh vers Haiyuan, Kunlun vers Xianshuihe) et les structures secondaires accommodant la déformation à l'intérieur des grands blocs tectoniques reconnus. La composante verticale de la carte de vitesse moyenne est quant à elle dominée par la dégradation du permafrost (et autres phénomènes non tectoniques). Finalement, nous inversons conjointement cartes de vitesse InSAR en ligne de visée et champs de vitesse GNSS publiés à l'aide d'un modèle de blocs élastiques (TDEFNODE, McCAFFREY (2009)) pour discuter les vitesses intersismiques des principales failles actives, le degré de localisation et le partitionnement de la déformation tectonique dans l'est du plateau tibétain, ainsi que les limites d'une telle approche de modélisation.

---

**Abstract :**

This thesis aims to demonstrate the potential of Sentinel-1 (S1) data to measure, by radar interferometry (InSAR), the current deformations of the eastern Tibetan plateau. This high Tibetan plateau is marked by major fault systems accommodating the deformation caused by the India-Asia collision. Large sedimentary basins, affected by strong seasonal hydrological loads, surrounded by mountain ranges subject to erosion, also mark the landscape. The measurement of ground deformation associated with faults' behavior or of non-tectonic origin is one of the elements for better constrain the various processes of deformation of the Tibetan plateau, quantifying the kinematics of the faults, and in particular the slip deficit rate in their seismogenic zone, essential steps to progress in understanding the seismic cycle and assessing hazards. The densification of GNSS networks and radar interferometry since the generation of ERS radar satellites has gradually brought new constraints on the surface kinematics of the Tibetan plateau. However, thanks to their high temporal resolution and their wide spatial coverage, the radar images provided by the Sentinel-1 satellites offer the possibility of measuring surface deformations by InSAR with a spatiotemporal resolution still unequaled. This thesis is based on a massive and automated InSAR processing service, developed by the ForM@Ter Solid Earth data and services cluster and operated by CNES (FLATSIM, Thollard et al. (2021)). We analyze time series produced by FLATSIM using a small baseline approach (NSBAS, Doin et al. (2011) et Grandin (2015)), from Sentinel-1 images covering the Eastern Tibetan Plateau over the period 2014 - 2020 (swaths 1200 km long in seven ascending orbits and seven descending orbits, covering an area of 1,700,000 km<sup>2</sup>, with a spatial resolution of 120 m). We propose a new methodology for the analysis of time series to characterize deformations at the continental scale, in particular via the referencing of InSAR surface velocities in a pseudo-absolute reference frame, with a limited dependence on GNSS data. We decompose the line-of-sight time series into a linear term in time (whose horizontal and vertical components are inverted) and a seasonal term. The latter is dominated by the movements of hydrological origin in the large sedimentary

---

basins and by the deformations linked to the freeze-thaw cycles of the permafrost ; residues of atmospheric delays are also observed. The linear term is dominated by the tectonic deformation associated with active faults for its horizontal component. We thus highlight the slip transfers between different fault systems (Altyn Tagh towards Haiyuan, Kunlun towards Xianshuihe) and secondary structures accomodating the deformation inside the major recognized tectonic blocks. The vertical component of the average velocity map is dominated by permafrost degradation (and other non-tectonic phenomena). Finally, we jointly invert line-of-sight InSAR velocity maps and published GNSS velocity fields using an elastic block model (TDEFNODE, McCaffrey, 2009) to discuss the interseismic velocities of major active faults, the degree of localization and partitioning of tectonic deformation in the eastern Tibetan plateau, as well as the limits of such a modeling approach.

# Table des matières

<b>Introduction générale</b>	<b>11</b>
<b>1 Tectonique du Tibet et géodésie spatiale : quelques éléments</b>	<b>14</b>
1.1 Le Plateau Tibétain, une zone de déformation majeure . . . . .	14
1.1.1 Structure générale du Plateau . . . . .	14
1.1.2 Héritage géologique du Plateau Tibétain . . . . .	19
1.1.3 Accommodation de la déformation sur le Plateau Tibétain : un débat qui perdure depuis 50 ans . . . . .	20
1.2 L'Interférométrie Radar à Synthèse d'Ouverture (InSAR) . . . . .	22
1.2.1 Principe . . . . .	22
1.2.2 Le critère de cohérence . . . . .	25
1.2.3 Principales limitations . . . . .	26
1.2.4 Spécificités des données Sentinel-1 . . . . .	26
1.2.5 De la donnée radar brute à la série temporelle Sentinel-1 . . .	29
1.2.6 La chaîne de traitement "New Small baseline Subset" (NSBAS)	36
1.3 Le concept de cycle sismique . . . . .	40
1.3.1 La période intersismique . . . . .	40
1.3.2 La phase cosismique . . . . .	41
1.3.3 La phase post-sismique . . . . .	42
1.3.4 Complexité du cycle sismique . . . . .	43

---

<b>2</b>	<b>Referencing of Continental-Scale InSAR-Derived Velocity Fields :</b>	
	<b>Case Study of the Eastern Tibetan Plateau</b>	<b>50</b>
2.1	Introduction . . . . .	50
2.2	Massive automated InSAR processing over Eastern Tibet . . . . .	54
2.2.1	InSAR data set and FLATSIM products . . . . .	54
2.2.2	Processing details in relation to the retrieval of large-scale motion	55
2.2.3	Rationale behind a specific analysis of InSAR ramps . . . . .	60
2.3	Tidal oscillations observed in time series of InSAR ramps . . . . .	61
2.3.1	Solid Earth Tides effect on InSAR ramps in range and azimuth and modeling . . . . .	61
2.3.2	Comparison between modeled and observed InSAR ramps in range . . . . .	62
2.3.3	Comparison between modeled and observed InSAR ramps in azimuth . . . . .	66
2.3.4	Seasonal amplification of tidal oscillations : an effect of ionos- pheric tides? . . . . .	67
2.4	InSAR ramp rate : an effect of plate motion in ITRF reference frame	71
2.4.1	Uncertainties on InSAR ramp rates in range and azimuth . . .	72
2.4.2	Comparison between GNSS predicted and InSAR observed ramp rates . . . . .	73
2.4.3	Discussion on uncertainty associated with measured InSAR ramp rates . . . . .	75
2.5	Methodology for merging InSAR velocity maps at large-scale in the ITRF reference frame . . . . .	77
2.5.1	Separation of average velocity and seasonal signals in FLAT- SIM time series . . . . .	77
2.5.2	Principles of InSAR data referencing strategy in this study . .	81
2.5.3	Merging InSAR velocity maps and referencing in ITRF . . . . .	82



2.5.4	Referencing validation by GNSS-InSAR comparison in the line of sight . . . . .	83
2.5.5	InSAR velocity maps decomposition into horizontal and vertical components . . . . .	86
2.6	Conclusion . . . . .	89
<b>3</b>	<b>Tectonic and Non-Tectonic Deformation in the Eastern Tibetan Plateau as measured from large-scale, high-resolution Sentinel-1 InSAR data</b>	<b>103</b>
3.1	Introduction . . . . .	103
3.2	Tectonic setting and geodetic dataset presentation . . . . .	107
3.2.1	Description of the main active faults and their fault rates . . .	107
3.2.2	InSAR dataset . . . . .	110
3.2.3	Bias due to fading signals . . . . .	111
3.3	Seasonal signal analysis . . . . .	113
3.3.1	Analysis of winter-summer and of spring-autumn displacement components . . . . .	113
3.3.2	Phasing of freeze-thaw cycle signals . . . . .	116
3.3.3	Residual atmospheric contribution . . . . .	118
3.4	Average velocity maps analysis . . . . .	119
3.4.1	Large-scale features of the LOS velocity maps . . . . .	119
3.4.2	Slope-related deformation features . . . . .	121
3.4.3	Analysis of the vertical velocity map . . . . .	122
3.4.4	Analysis of the horizontal velocity map . . . . .	126
3.5	Conclusion . . . . .	131
<b>4</b>	<b>Cinématique régionale</b>	<b>149</b>
4.1	Introduction . . . . .	149
4.2	Principe théorique du modèle TDEFNODE . . . . .	150
4.2.1	Champs de vitesse, rotation de bloc et taux de déformation . .	150

---

4.2.2	Rotation de blocs et couplage . . . . .	151
4.3	Données et méthode . . . . .	155
4.3.1	Données InSAR d'entrée . . . . .	155
4.3.2	Données GNSS d'entrée . . . . .	156
4.3.3	Pondération entre données InSAR et GNSS . . . . .	158
4.3.4	Stratégie de définition des blocs . . . . .	159
4.3.5	Stratégie d'inversion . . . . .	160
4.3.6	Guide de lecture des résidus InSAR en carte . . . . .	161
4.4	Résultats . . . . .	162
4.4.1	Présentation des deux géométries de bloc retenues . . . . .	162
4.4.2	Paramètres de modélisation . . . . .	164
4.4.3	Modélisation GNSS . . . . .	165
4.4.4	Modélisation GNSS InSAR . . . . .	171
4.5	Discussion et perspectives . . . . .	185
4.5.1	Apport des données InSAR . . . . .	185
4.5.2	Importance de la séparation des sources . . . . .	186
4.5.3	Taux de glissement et couplage . . . . .	187
4.6	Conclusion . . . . .	187
	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>197</b>

# Introduction générale

Le plateau tibétain est le plus grand et le plus haut plateau du monde (MOLNAR & TAPPONNIER, 1975). Il s'agit d'une zone de déformation active majeure, caractérisée par la présence de plusieurs grands systèmes de failles accommodant la déformation engendrée par la collision Inde-Asie initiée il y a environ 60 millions d'années. La formation du plateau tibétain et son mode de déformation sont au cœur d'un débat qui perdure depuis plus de cinquante ans. La cartographie précise et la quantification de la déformation de la surface du sol est l'un des éléments critiques qui peuvent aider à mieux contraindre le mode de déformation de ce plateau. Elles sont également essentielles pour contraindre la cinématique des failles, et en particulier le taux de déficit de glissement dans la zone sismogène, parmi les étapes vers la compréhension du cycle sismique et l'évaluation de l'aléa (e.g. AVOUAC, 2015). Le champ de vitesse actuel du Tibet a d'abord été mesuré par le système mondial de navigation par satellite (GNSS). Dès 2001, la couverture spatiale GNSS était suffisante pour produire une première solution à l'échelle continentale (Q. WANG et al., 2001). La densification des réseaux GNSS et l'interférométrie radar (InSAR) dès la génération des satellites ERS ont progressivement apporté de nouvelles contraintes pour décrire la cinématique de surface du Tibet. Le lancement des satellites Sentinel-1 (S1) en 2014 et 2016 est une avancée remarquable pour l'observation des déformations de surface avec la disponibilité d'un grand volume de données à une résolution temporelle et une couverture spatiale sans précédent. Avec des acquisitions systématiques sur 12 jours au Tibet

depuis le lancement de Sentinel-1B fin 2016, les images radar S1 constituent une archive à fort potentiel pour étudier les déformations de surface dans les années à venir.

Ces dernières années, un service de traitement InSAR automatisé des données Sentinel-1 en série temporelle a été mis en place dans le cadre du pôle de données et services ForM@Ter, en collaboration entre différents laboratoires français (Institut des Sciences la Terre (ISTerre), Laboratoire de Géologie de Lyon (LGL–TPE), Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), Institut Terre & Environnement de Strasbourg (ITES)) et le CNES (THOLLARD et al., 2021). Ce service FLATSIM est opéré par le CNES depuis 2020 et cette thèse s’inscrit dans le cadre de cette collaboration, avec l’exploitation de premières données tirées de ce service. Elle présente deux objectifs principaux. Un premier objectif, méthodologique, est de démontrer l’apport d’une analyse fine en série temporelle pour caractériser les déformations tectoniques et non-tectoniques à une échelle continentale sur toute la région est du Tibet, en analysant les différentes sources d’incertitudes et en développant une méthode de référencement des données Sentinel-1 faiblement dépendante des données GNSS. Un second objectif plus thématique porte sur l’exploitation des cartes de vitesse Sentinel-1 pour analyser les sources de signaux saisonniers en amplitude et en phase (cryosphériques, hydrologiques), la déformation intersismique autour des principales zones de failles et le degré de localisation et le partitionnement de cette déformation sur le plateau Tibétain.

Ce manuscrit de thèse est articulé en quatre chapitres. Le chapitre 1 introduit brièvement le contexte tectonique général du plateau tibétain, les notions essentielles sur l’InSAR ainsi que sur le cycle sismique. Le chapitre 2 analyse les différents types de signaux contenus dans les séries temporelles et les incertitudes associées et propose une méthodologie pour fournir des cartes de vitesse linéaire ou saisonnière unifiées et référencées de façon quasi-absolue pour en exploiter le potentiel à grande échelle. Ce chapitre sera soumis d’ici le 15 novembre à JGR-Solid Earth. Le chapitre 3 présente

une analyse des séries temporelles Sentinel-1 référencées présentées dans le chapitre 2. L'objectif est de caractériser plus en détail les déformations de surface d'origine saisonnière et d'origine tectonique. Ceci passe notamment par une analyse des cartes de vitesse en ligne de visée et après décomposition en composantes horizontale/verticale. Enfin, le chapitre 4 exploite les cartes de vitesse de surface InSAR à grande échelle pour modéliser les vitesses de chargement intersismique au travers des grands systèmes de failles tibétains à l'échelle de grands blocs lithosphériques, en tenant compte de leurs rotations relatives. Nous discutons de la localisation des déformations et des taux de glissement le long des principales failles décrochantes de la région à l'échelle régionale.

# Tectonique du Tibet et géodésie spatiale : quelques éléments

## **1.1 Le Plateau Tibétain, une zone de déformation majeure**

### **1.1.1 Structure générale du Plateau**

Le plateau tibétain est la plus grande zone de déformation intracontinentale au monde. Sa formation résulte de la convergence entre la plaque indienne et la plaque eurasiennne initiée au début du Cénozoïque, il y a 55 millions d'années (MOLNAR & TAPPONNIER, 1975). Culminant à 5 000 mètres d'altitude en moyenne sur sa partie sud, il se caractérise par plusieurs grands systèmes de failles, délimitant de grands blocs lithosphériques, structures héritées de l'histoire géologique depuis le Permien. Le Plateau Tibétain est délimité au Sud par la chaîne de l'Himalaya, qui représente le front de collision entre la plaque indienne et la plaque Eurasienne.

En plus d'une topographie importante (Figure 1.1), le plateau Tibétain se démarque des structures environnantes par une croûte continentale particulièrement épaisse. L'imagerie sismique et l'analyse de fonctions récepteurs s'accordent sur un Moho situé à une profondeur moyenne de 60 kilomètres sous le Plateau Tibétain

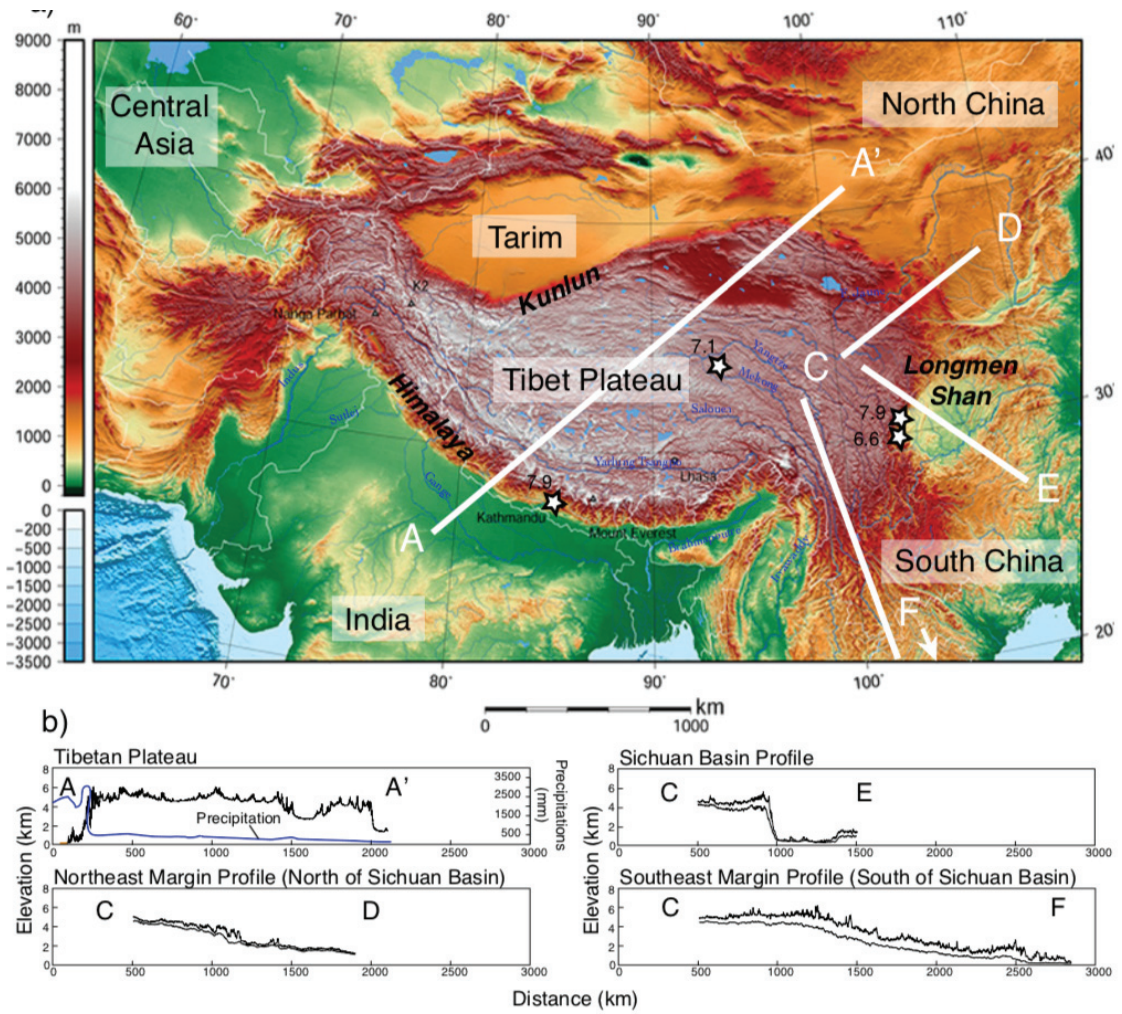


FIGURE 1.1 – (a) Topographie du plateau tibétain, avec les fleuves prenant leur source sur le plateau et les épices des derniers gros séismes. (b) Profils topographiques au travers des marges du plateau, d'après CLARK et ROYDEN (2000). Figure extraite sans modification de la thèse de GOUSSIN (2019).



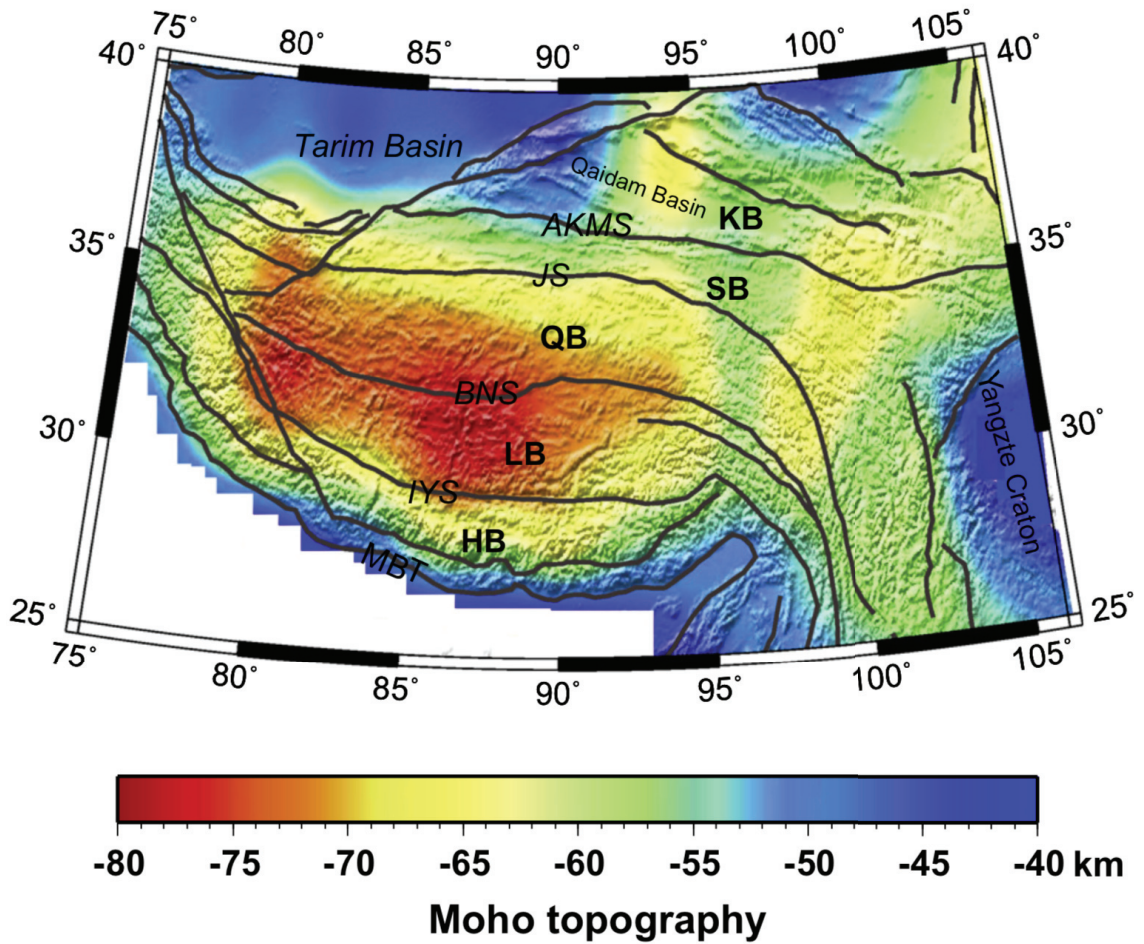


FIGURE 1.2 – Répartition spatiale de la profondeur de Moho sous le plateau tibétain estimée à partir de sondages sismiques profonds (d'après ZHANG et al. (2011))



contre 40 kilomètres au niveau des bassins du Sichuan, du Tarim ou bien du bloc de l'Ordos (Figure 1.2. (REPLUMAZ et al., 2010; ZHANG et al., 2011)).

Le plateau est composé de plusieurs blocs lithosphériques délimités par des sutures qui correspondent à des vestiges d'anciennes zones de subduction résultant de la fermeture successive de plusieurs océans durant le Mésozoïque (Figures 1.3 et 1.4) : **Le bloc de Qaidam** se situe au Nord de la suture de Kunlun. Il est bordé par la chaîne des Kunlun et la chaîne des Qilian Shan qui correspond à une série de chevauchements accommodant la convergence nord-est du Tibet. Entouré par ces chaînes de montagnes, se trouve le bassin du Qaidam.

**Le bloc de Songpan Garze** est délimité au nord par la suture de Kunlun, au sud par la suture de Jinsha et à l'est par la chaîne des Longmen Shan. Il s'agit d'un épais bassin sédimentaire plissé constitué de Flyschs triasiques qui s'est formé par le biais d'une double subduction sous le bloc de Qaidam au nord et sous le bloc de Qiangtang au Sud pour former un prisme d'accrétion d'océanique (Figure 1.5).

**Le bloc de Qiangtang** est délimité par la suture de Jinsha au Nord et la suture de Bangong–Nujiang au sud. Sa couverture sédimentaire est continentale contrairement au bloc de Songpan Gârze, allant du Permien au Jurassique.

**Le bloc de Lhasa** est délimité au sud par la suture de Indus-TsangPo et au nord par la suture de Bangong-NuXiang.

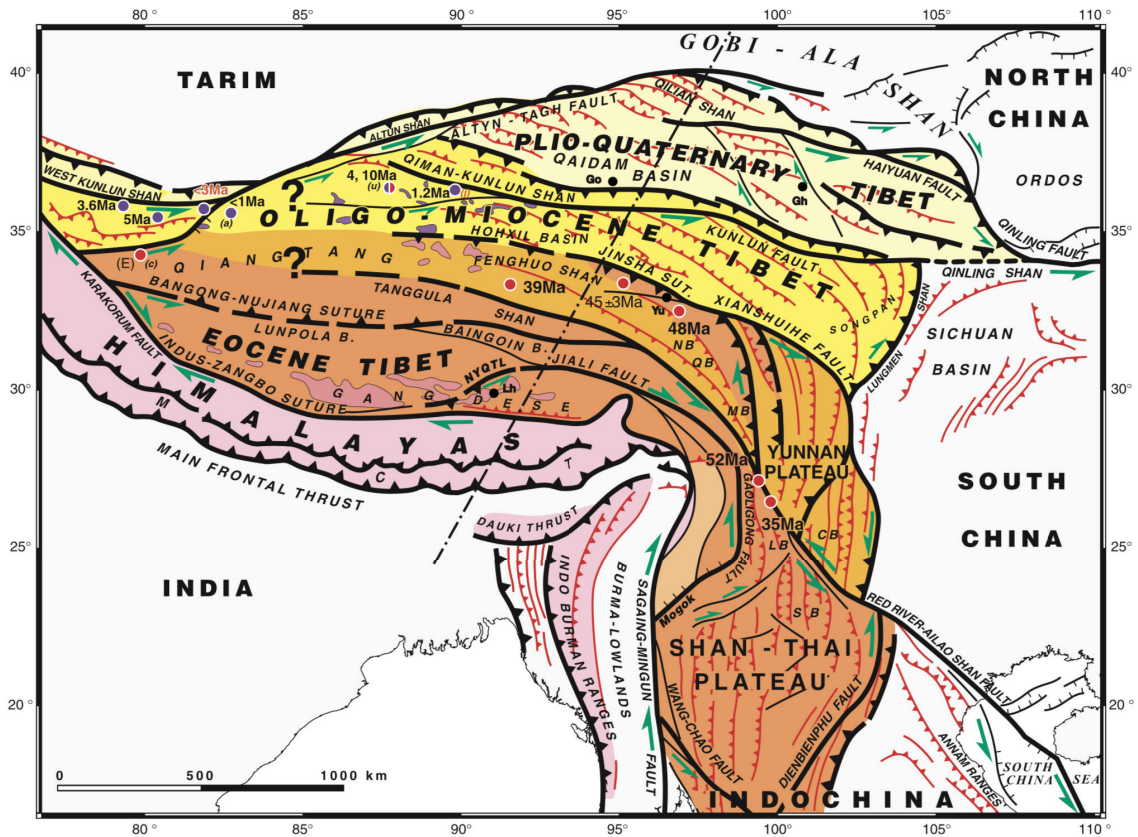


FIGURE 1.3 – Carte des blocs lithosphériques composant le plateau Tibétain et des principales sutures (d’après (TAPPONNIER et al., 2001))

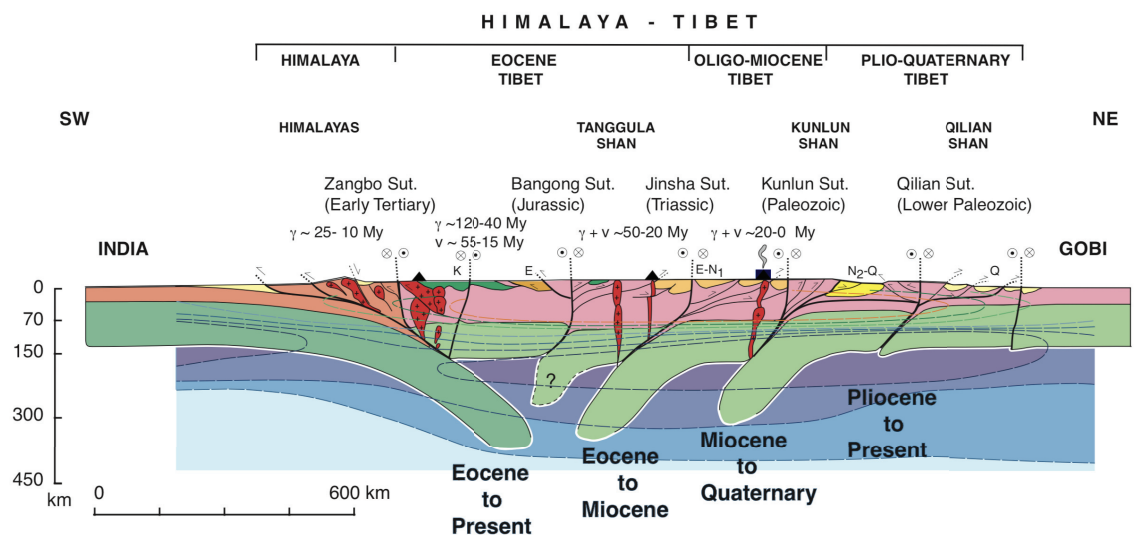


FIGURE 1.4 – Coupe au travers du Tibet (localisation sur la figure 1.3) montrant les subductions continentales successives associées aux grandes sutures lithosphériques (d’après (TAPPONNIER et al., 2001))

### 1.1.2 Héritage géologique du Plateau Tibétain

La partie Orientale du Plateau Tibétain est caractérisée par la présence de plusieurs grands systèmes de failles lithosphériques actives délimitant un certain nombre de blocs et structures héritées du Permien. La construction du Plateau Tibétain n'est pas seulement le fruit de la collision entre l'Inde et l'Eurasie initiée il y a environ 55 millions d'années. C'est en réalité le résultat de sutures successives d'espaces océaniques ayant débuté au Trias il y a environ 200 millions d'années, antérieurement à la collision et la subduction de la plaque Indienne sous la plaque Eurasienne.

**Au Permien** deux supercontinents cohabitent : le Gondwana et la Laurasia. Le continent Indien se sépare du Gondwana et entame une migration vers le nord en direction de la Laurasia, c'est le début de l'ouverture océanique de la Mésotéthys et de la fermeture de la Paleotéthys. **Au Crétacé inférieur**, le continent Indien se sépare de l'Afrique et entame une migration vers le nord parallèlement à la fermeture de la Néotéthys par la collision entre l'Inde et l'Eurasie il y a 55 millions d'années créant ainsi la zone de suture Indus-TsangPo. Il s'en suit la fermeture de la Paleotéthys par une double subduction sous la chaîne de Kunlun (Kunlun suture) et le bloc de Qiangtang créant la suture de Jinsha (Figure 1.5).

**Au Cénozoïque**, les systèmes de failles connus aujourd'hui sous le nom de Xianshuihe, Kunlun, de l'Altyn Tagh et de Haiyuan se développent en direction du nord-est et sont au cœur d'un débat au sujet des mécanismes de déformation et d'évolution de cette région.

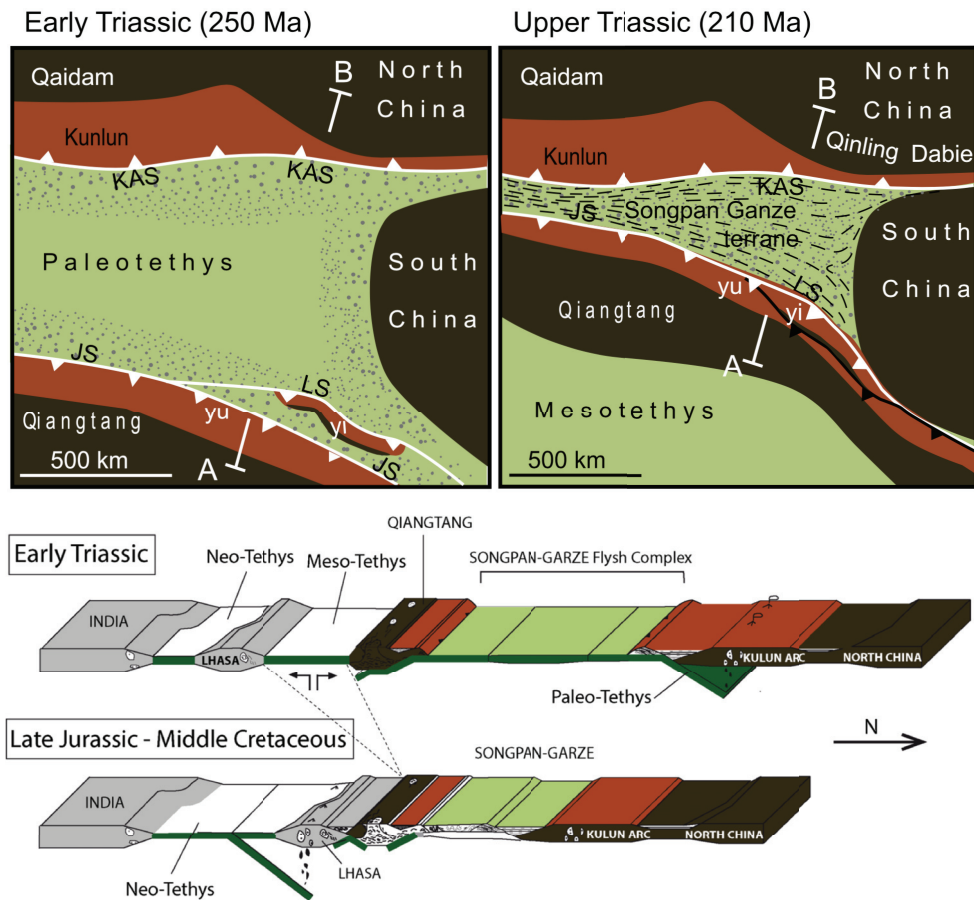


FIGURE 1.5 – Fermeture de la paleotethis au Trias et mise en place des flyshs de Songpan Ganze (d'après de SIGOYER et al. (2014) et la thèse de AIRAGHI (2017)

### 1.1.3 Accommodation de la déformation sur le Plateau Tibétain : un débat qui perdure depuis 50 ans

Les mécanismes de déformation et d'évolution de ce plateau sont encore très discutés. Cependant, deux grandes familles de modèles de structuration existent :

#### *Modèle de déformation continue ou "Channel flow"*

Ce concept suggère un découplage entre la croûte continentale et le manteau lithosphérique. Ce modèle repose sur l'existence d'une racine lithosphérique très ductile à la base de la croûte continentale. Sous l'effet du poids, ce matériau chaud et ductile s'écoule vers les extrémités du Plateau (CLARK & ROYDEN, 2000 ; KLEMPERER, 2006) (Figure 1.6).

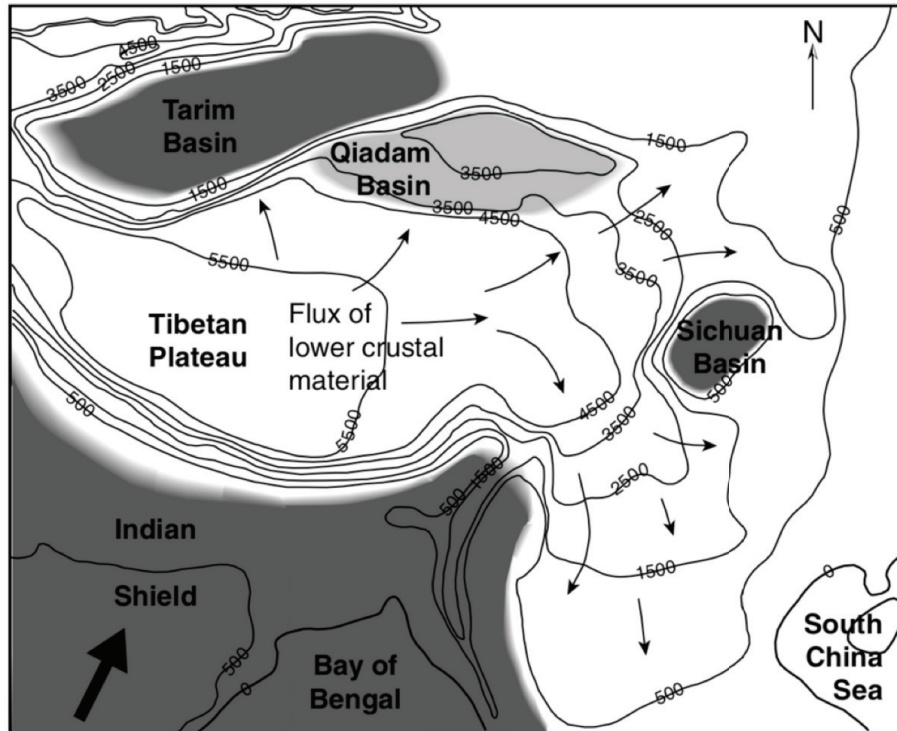


FIGURE 1.6 – Ecoulement dans la croûte inférieure ductile lié à l'épaississement crustal au Tibet central (d'après (CLARK & ROYDEN, 2000))

*Modèle de déformation localisé ou "Crème brûlée"*

Ce modèle suggère une extrusion vers l'est de grands blocs lithosphériques sous l'effet de l'indentation de l'Inde (TAPPONNIER & MOLNAR, 1976). La déformation se localise le long de grandes failles décrochantes et de chevauchements participant à l'épaississement du plateau. Contrairement au modèle dît de "channel flow", celui-ci suppose que le plateau Tibétain adopte un comportement plastique face aux contraintes auxquelles ce dernier est soumis.

En complément de données tectoniques et géomorphologiques pour caractériser l'histoire Quaternaire des grandes failles actives, l'ajout de nouvelles données géodésiques (GNSS, InSAR) pour quantifier les déformations actuelles à la surface du Tibet est un des éléments clés pouvant alimenter la discussion sur les principaux modes de déformation lithosphérique.

## 1.2 L'Interférométrie Radar à Synthèse d'Ouverture (InSAR)

### 1.2.1 Principe

La technologie Radar (pour « Radio, Detection, Ranging ») est un outil permettant de déterminer la position d'un objet par l'utilisation d'ondes électromagnétiques. Dans le cadre de l'observation terrestre, un satellite équipé d'un radar imageur survole une zone d'intérêt en émettant des pulses électromagnétiques en direction du sol. Ces ondes électromagnétiques sont émises selon la ligne de visée du capteur qui forme un angle d'incidence  $\theta$  avec la verticale (Figure 1.7). Le sol rétrodiffuse l'onde électromagnétique vers le capteur radar qui enregistre le signal électromagnétique réfléchi sous la forme d'un nombre complexe. Une fois l'acquisition accomplie, nous obtenons une image radar composée de pixels recouvrant une portion du sol. À chaque pixel est associé une valeur complexe dont la phase correspond au délai de propagation de l'onde électromagnétique entre le satellite et le sol et dont l'amplitude correspond à la somme des rétro-diffusions des éléments au sol présents dans le pixel. La combinaison de tous ces éléments cibles au sein d'un pixel crée une phase aléatoire (MASSONNET & SOUYRIS, 2008). Le SAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) ou RSO (Radar à Synthèse d'Ouverture) est une technologie d'imagerie active, c'est-à-dire qu'elle émet sa propre source d'énergie électromagnétique ce qui lui permet de s'affranchir des principaux obstacles rencontrés en imagerie optique. Cela lui permet d'acquérir des images radar de jour comme de nuit, indépendamment de la couverture nuageuse au sol. Par ailleurs, l'acquisition s'effectue depuis l'espace ce qui lui permet de s'affranchir de difficultés d'accès à certaines zones du globe par manque d'infrastructures ou bien pour des raisons politiques, comme c'est le cas actuellement au Tibet.

La modulation de fréquence en portée (range) et celle induite par l'effet Doppler en azimut permettent de reconstituer une image haute définition à partir des échos basse-résolution provenant du sol. L'effet en azimut est identique à celui qu'aurait une



très longue antenne radar (correspondant aux différentes visées du même pixel au sol par le satellite) ce qui génère, après l'étape de synthèse, une image à haute résolution appelée SLC (ou Single Look Complex). À la différence d'un système optique qui classe chaque pixel d'une image selon sa position spatiale au sol, le système radar classe les pixels selon la distance séparant l'objet détecté au sol du capteur. Il est donc nécessaire de réorganiser la position de chaque pixel de l'image radar en calculant leur position géographique sur le globe.

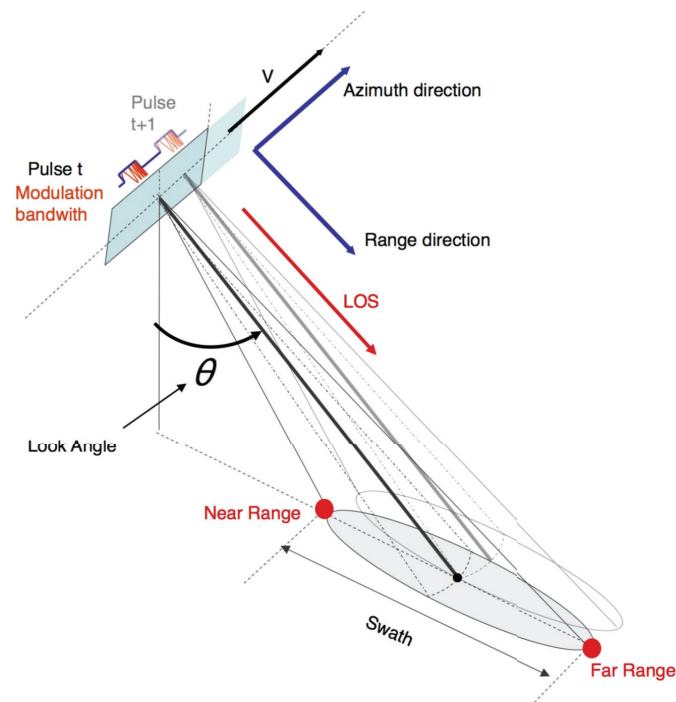


FIGURE 1.7 – Schéma représentant la géométrie d'acquisition d'une fauchée radar. Le satellite survole la zone selon la direction d'azimut en éclairant la scène selon une ligne de visée (Line Of Sight, LOS) en direction de portée, avec un angle d'incidence  $\theta$  (Modifié d'après DAOUT (2016)).

La trajectoire d'un satellite n'est jamais identique d'une acquisition à l'autre. Cela introduit des distorsions géométriques qui peuvent être corrigées à partir des données orbitales. Cette différence de trajectoire est décrite par le terme de ligne de base. La ligne de base parallèle n'a que peu d'impact sur la distorsion géométrique entre les deux images, mais change la distance absolue satellite-sol. À l'inverse la ligne de base perpendiculaire correspond à la projection de la ligne de visée lors du premier survol

sur la ligne de visée du second survol du satellite (Figure 1.8), et va avoir, par effet stéréoscopique, un impact sur la distorsion des images.

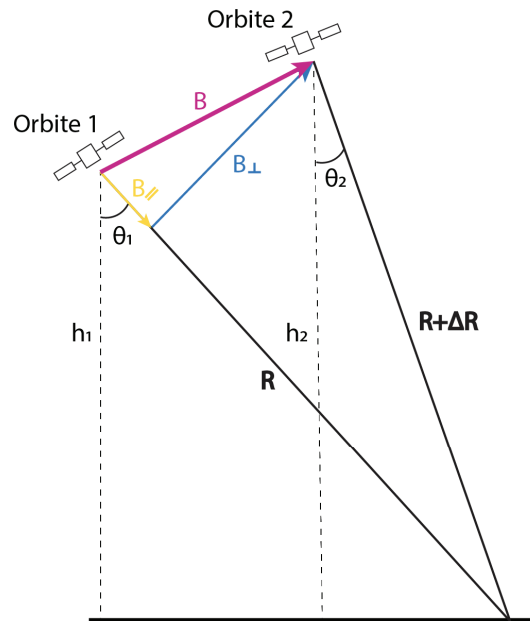


FIGURE 1.8 – Schéma représentant la géométrie d'acquisition d'une image radar par un satellite lors de deux passages successifs. La ligne de base est caractérisée par la somme de la ligne de base perpendiculaire symbolisée en bleu et la ligne de base parallèle représentée en jaune.

L'interférométrie radar à synthèse d'ouverture (InSAR ou Interferometric Synthetic Aperture radar) est une technique d'imagerie spatiale permettant de reconstituer les déplacements du sol qui se sont produits entre deux acquisitions radar. Lors du second passage du satellite, dans des conditions géométriques d'acquisition quasi identiques, la phase de ce même pixel présentera une phase aléatoire identique à celle de l'acquisition précédente. Pour calculer ce déplacement, on procède donc au calcul de la différence de phase entre deux images radar (Figure 1.9). Le produit de cette comparaison est une nouvelle image complexe appelée interférogramme et dont le contenu de la phase de chaque pixel nous informe sur le déplacement du sol qui s'est produit sur l'intervalle de temps séparant les deux acquisitions radar. Cet intervalle de temps est appelé ligne de base temporelle, ou « temporal baseline ». Plus précisément, la différence de phase contient tous les effets des délais géométriques et atmosphériques entre les deux acquisitions.



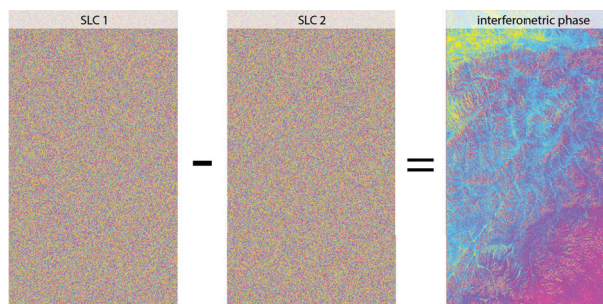


FIGURE 1.9 – Schéma représentant la phase interférométrique calculée à partir de deux images radar acquise à deux dates différentes. La phase d'une image radar seule et aléatoire est dépourvue de sens physique. À l'inverse, lorsque nous la comparons à la phase d'une seconde image, nous obtenons une phase interférométrique cohérente décrivant le mouvement du sol.

### 1.2.2 Le critère de cohérence

La cohérence est un paramètre permettant de mesurer le degré de précision de la phase interférométrique pour chaque pixel d'un interférogramme (HANSSEN, 2001). Sa valeur varie entre 0 et 1, désignant respectivement soit une phase interférométrique non cohérente et bruitée, soit une phase parfaitement cohérente et précise. Mathématiquement, la cohérence correspond au module du coefficient de corrélation complexe  $\gamma$  1.1.

$$|\gamma| = \frac{|\sum_{n=1}^N y_1^{(n)} y_2^{*(n)}|}{\sqrt{\sum_{n=1}^N |y_1^{(n)}|^2 \sum_{n=1}^N |y_2^{(n)}|^2}} \quad (1.1)$$

où la somme s'effectue sur un voisinage de  $N$  pixels,  $y_1^n$  et  $y_2^n$  sont les valeurs complexes du même pixel  $n$  à deux dates différentes 1 et 2. L'estimation de la cohérence par l'équation ci-dessus dépend du voisinage choisi, c'est à dire du nombre  $N$  d'échantillon. Un faible nombre d'échantillon génère une sur-estimation de la cohérence. À l'inverse, la phase interférométrique sur un voisinage trop large peut varier avec des processus physiques tels qu'un déplacement ou une perturbation atmosphérique. La cohérence sera alors sous-estimée par l'équation ci-dessus.

Plusieurs processus peuvent être à l'origine d'une dégradation de la cohérence d'un interférogramme : (1) Un changement des propriétés du sol entre deux acquisitions, comme en utilisant une paire de SLC hiver/été ou bien présentant une ligne de base

temporelle trop importante; (2) une ligne de base spatiale trop importante entre deux acquisitions induisant une décorrélation d'origine géométrique. Les sources de décorrélation temporelle sont : la végétation, la neige, les changements d'humidité du sol, et l'agriculture, etc... Les satellites Sentinel-1 présentent un tube orbital de 200 mètres ainsi qu'un temps de revisite de 12 à 24 jours sur le plateau Tibétain, optimisant ainsi la cohérence. Cependant, nous sommes malgré-tout amenés à créer des interferogrammes avec des lignes de base temporelles de 2 mois à 1 an.

### 1.2.3 Principales limitations

En plus des facteurs pouvant dégrader la cohérence d'un interférogramme, la technique InSAR présente plusieurs autres facteurs limitant :

**Le phénomène de recouvrement** (ou "layover") se produit en zone urbaine ou montagneuse, lorsque du point de vue du capteur radar, fonds de vallée et versants montagneux (ou rues et façades d'immeuble) se trouvent à une distance identique. Sur l'image radar, cela se traduit au niveau d'un pixel par un mélange entre le signal provenant du sol et le signal provenant des versants.

**Le phénomène d'ombre** (ou "shadow" en anglais) qui se produit également en région montagneuse. La présence d'une topographie très abrupte crée des zones d'ombre se trouvant hors de portée des pulses électromagnétiques émis par le radar.

**Un déplacement du sol trop important** entre deux acquisitions ayant pour conséquence un changement de phase supérieur à  $\lambda/2$  d'un pixel à l'autre. Il devient alors impossible d'estimer l'évolution du gradient de phase de pixel en pixel. Cela correspond à un déplacement supérieur à 2,8 cm pour les satellites Sentinel-1.

### 1.2.4 Spécificités des données Sentinel-1

Le satellite ERS (1991-2000) et son successeur ENVISAT (2002-2011) sont la première génération de satellites civils d'observation opérés par l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Ces satellites sont équipés d'un imageur radar en bande C, acquérant des images en mode « Stripmap ». Cette stratégie d'acquisition consiste à éclairer la

scène avec un angle d'incidence moyen  $\theta$  fixe en direction de la portée (Figure 1.7). Le mode Stripmap fait partie des méthodes d'acquisition simples, enregistrant des fauchées mesurant 100 kilomètres en portée avec une résolution spatiale d'environ 5 mètres en azimut et en portée. Mais cette simplicité empêche l'acquisition de fauchées plus larges et cela a pour conséquence finale un temps de revisite du satellite de 35 jours.

Afin de succéder à ces deux premières missions satellitaires qui furent un succès, l'ESA et les pays partenaires de l'Union Européenne ont participé au développement de la constellation de satellite Sentinel-1 qui s'inscrit dans le cadre du programme Copernicus et qui a pour objectif l'observation et la surveillance de la Terre pour l'environnement et la sécurité (<https://sentinel.esa.int>). Cette constellation se compose de deux satellites jumeaux, Sentinel-1a et Sentinel-1b respectivement mis en orbite le 3 avril 2014 et le 25 avril 2016 depuis le centre spatial guyanais.

Chacun des satellites embarque un imageur radar en bande C dernière génération capable d'observer la surface du globe en mode Interferometric Wide Swath (IW). Contrairement au mode SM pour lequel la ligne de visée est fixe, le mode IW repose sur une acquisition par balayage progressif TOPSAR (pour « Terrain Observation with Progressive Scans SAR »). Lors de son passage, l'imageur radar procède au premier cycle d'acquisition et enregistre le premier burst de la sous-fauchée numéro une en faisant varier son angle de visée  $\Psi$  en direction de l'azimut. Le capteur dépointe d'un angle  $\theta$  en direction de la portée et enregistre le burst numéro deux de la même façon avant de dépointer de nouveau en portée pour enregistrer le burst numéro trois (Figure 1.10). Cette stratégie d'acquisition permet d'enregistrer des fauchées de 250 km de large réduisant ainsi le temps de retour du satellite. En revanche, elle implique une perte de résolution spatiale en azimut qui passe de 5 mètres en mode SM à 14 mètres en mode IW et nécessite un certain nombre de traitements post-acquisition.

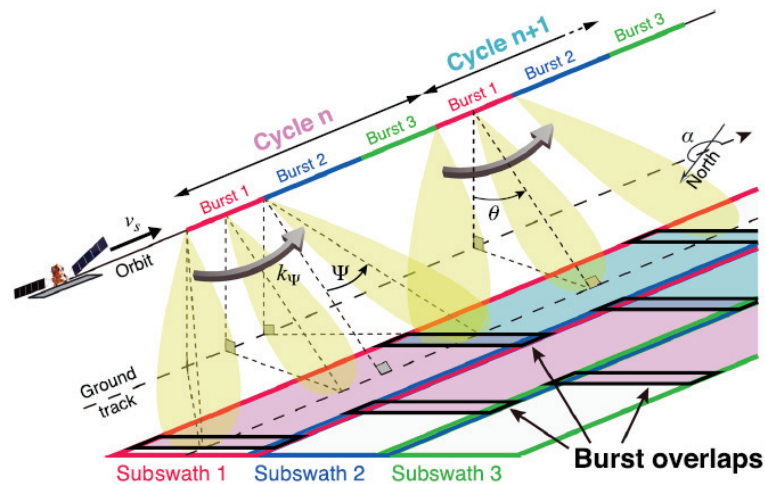


FIGURE 1.10 – Schéma d'acquisition radar en mode Interferometric Wide swath (IW). Une fauchée est divisée en trois sous-fauchées en direction de la portée. Chaque sous-fauchée est divisée en bursts en direction de l'azimut (d'après GRANDIN et al., 2016).

La variation de l'angle d'incidence au cours de l'acquisition impacte la phase de l'image radar. Le mouvement de balayage progressif d'arrière en avant au cours de l'acquisition d'un burst implique une variation progressive de la distance entre le capteur et le sol, sous une forme parabolique (Figure 1.11). Le délai de propagation de l'onde électromagnétique est plus important aux extrémités du burst en visée arrière et avant qu'en visée verticale. Dans le domaine fréquentiel, cela se traduit par une variation de la fréquence de l'onde électromagnétique au cours de l'enregistrement d'une scène. Ce phénomène est appelé effet Doppler et se caractérise par une fréquence de signal plus basse en visée arrière et plus élevée en visée avant. Il existe également un phénomène de recouvrement (ou "aliasing") au sein de chaque burst. Cet aliasing est directement lié à la fréquence de répétition des impulsions (PRF, Pulse Repetition Frequency) le long de l'azimut. Ce phénomène de repliement se produit en direction de l'azimut lorsque le délai entre deux pixels successifs en azimut devient plus large que  $1/\text{PRF}$ , puis un deuxième repliement a lieu à des différences de délais de  $2/\text{PRF}$ , etc..

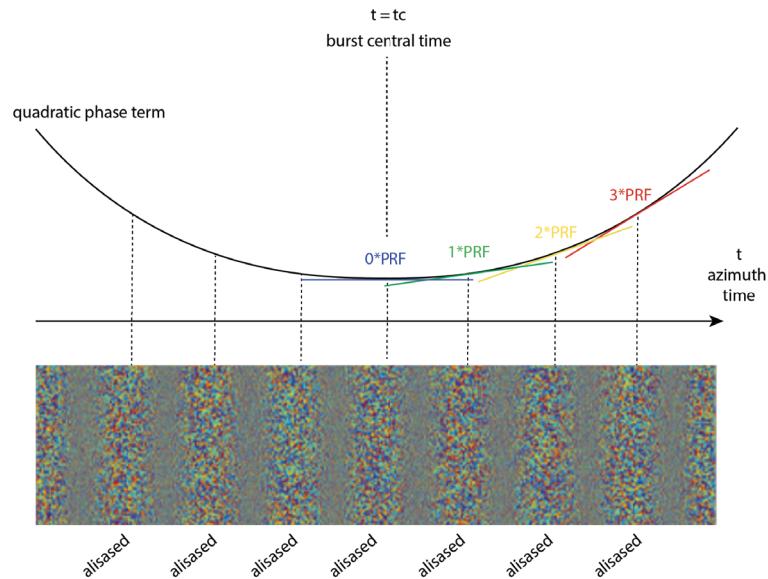


FIGURE 1.11 – Schéma illustrant le délai satellite-sol lors du balayage de l’antenne d’arrière en avant, ainsi que l’effet de repliement des très haute fréquences vers les basses fréquences (modifié d’après GRANDIN et al. (2016)).

La mise en œuvre de satellites jumeaux partageant le même plan orbital avec un déphasage de 180 degrés offre un temps de revisite de la constellation de 12 à 24 jours sur la Plateau Tibétain. Cela peut atteindre jusqu’à 6 jours selon la zone où les images sont collectées.

### 1.2.5 De la donnée radar brute à la série temporelle Sentinel-1

L’interférométrie radar à synthèse d’ouverture nécessite une série d’étapes pour obtenir l’interférogramme final.

La **coregistration** est une première étape essentielle pour la comparaison de la phase entre deux images radar. En effet, un satellite ne repasse jamais exactement au même endroit entre deux acquisitions radar ce qui crée des variations sur l’emprise au sol de chaque image radar. La première étape du traitement consiste donc à aligner les images SLC (pour Single Look Complex) entre elles. Pour se faire, nous définissons une image de référence par rapport à laquelle l’ensemble des autres images dites « secondaires » seront alignées. Nous créons un modèle de distorsion géométrique en

estimant les décalages en azimuth et en portée entre l'image de référence et chaque image secondaire par une méthode de corrélation d'image en amplitude. Nous créons également un modèle de simulation de phase induite par la topographie locale pour chaque image à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) issu de la "Shuttle Radar Topography Mission" (SRTM) et de la position de l'orbite. Nous corrigeons les décalages entre les SLCs secondaires et la SLC de référence par une fonction linéaire en azimuth et en portée, et corrigeons la phase de l'effet de la topographie. Un interférogramme cohérent repose sur un alignement des deux images avec une précision sub-pixelique au risque de voir une perte de cohérence se traduisant par la phase interférométrique bruitée et inexploitable.

**La création d'interférogrammes enroulés** repose sur le calcul de la différence de phase entre deux images radar. Mathématiquement, un interférogramme est le résultat du produit conjugué de deux images complexes  $y_1$  et  $y_2$  (équation 1.2) :

$$y_1 y_2^* = |y_1| |y_2| e^{\Delta\Phi} \quad (1.2)$$

Où

$$\Delta\Phi = \phi_1 - \phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} (\rho_1 - \rho_2) \quad (1.3)$$

Avec  $|y|$  l'amplitude de l'image radar,  $\Delta\phi$  la phase interférométrique,  $\phi$  la phase de l'image complexe,  $\lambda$  la longueur d'onde du signal électromagnétique émis par l'antenne radar et  $\rho$  la distance en portée (d'après P. ROSEN et al. (2000)).

La phase interférométrique obtenue est la somme de plusieurs contributions décrites dans l'équation 1.4 :

$$\Delta\Phi = \Phi_{def} + \Phi_{atmo} + \Phi_{orb} + \Phi_{topo} + \Phi_{noise} \quad (1.4)$$

Avec  $\Phi_{def}$  le déplacement du sol qui s'est produit entre les deux acquisitions,  $\Phi_{atmo}$  la différence de délai troposphérique,  $\Phi_{orb}$  la contribution orbitale liées à la ligne de base entre les deux trajectoires orbitales,  $\Phi_{topo}$  la contribution topographique générée par



une variation de l'altitude entre deux acquisitions,  $\Phi_{noise}$  le bruit. En pratique, les orbites précises sont délivrées par l'ESA, et nous disposons de MNT SRTM présentant une résolution spatiale de 30 mètres. Les termes orbitaux et topographiques sont ôtés des interférogrammes, alors appelés différentiels, ou DInSAR (Differential InSAR).

La phase interférométrique contient alors des résidus orbitaux et topographiques, associés à une précision des orbites de quelques centimètres (elle n'est en fait pas bien connue), et à des erreurs de MNTs pluri-métriques. La faible ligne de base perpendiculaire des satellites Sentinel-1 réduit la sensibilité aux erreurs de MNT sans l'annuler.

**Le multilooking et filtrage spatial** consistent à moyenner les pixels en portée et en azimuth par le moyen d'une fenêtre glissante. Cette opération permet d'améliorer le niveau de bruit de l'interférogramme au détriment de sa résolution spatiale, améliorant ainsi l'étape de déroulement. Les images Sentinel-1 présentent une résolution spatiale initiale de 16 mètres en azimuth et 5 mètres en portée. En pratique, on commence d'abord par le moyennage spatial qui réduit la taille des images, puis on filtre sur des fenêtres glissantes la phase interférométrique enroulée (Figure 1.12).

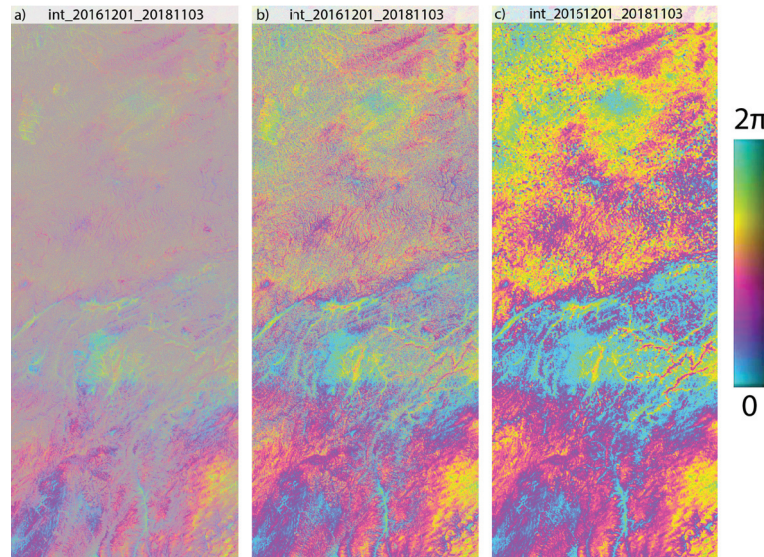


FIGURE 1.12 – Interférogrammes Sentinel-1 enroulés en géométrie radar de la fauchée D033, centrés sur une portion du segment de Xianshuihe. Ces interférogrammes sont corrigés de la diversité spectrale, du modèle troposphérique global ERA5, des rampes orbitales en azimuth et en portée. a) Interferogramme 2 looks, b) 8 looks, c) 8 looks filtré.

**La correction atmosphérique** a pour objectif de corriger les délais troposphériques. L'atmosphère est une enveloppe fluide stratifiée en perpétuel mouvement. Cette caractéristique modifie ses propriétés de réfraction au cours du temps, entraînant ainsi une variation la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique d'une acquisition à l'autre. Le délai atmosphérique sur le signal interférométrique est souvent séparé en deux pour des raisons d'analyse et de propriétés statistiques : (1) des phénomènes de turbulence créant une hétérogénéité de réfraction spatiale en trois dimensions ; (2) une variation du profil de réfraction induit par une modification de la stratification verticale de l'atmosphère. Ce phénomène produit des signaux sur les interférogrammes particulièrement importants dans les zones montagneuses (HANSSEN, 2001).

En connaissant les caractéristiques physiques de l'atmosphère au moment de l'acquisition, il est possible de calculer le retard atmosphérique pour chaque acquisition radar. Une première approche se base sur l'estimation d'une relation empirique entre la phase interférométrique et la topographie (CAVALIÉ et al., 2007), en tenant parfois compte également d'un modèle de déformation, et/ou d'une rampe orbitale. Cependant, afin que cette correction soit robuste, il est nécessaire que la topographie et la phase interférométrique soient décorréliées. Cela n'est généralement pas le cas sur le Plateau Tibétain pour lequel, la phase interférométrique est souvent corrélée à la topographie au niveau des vallées. La seconde approche repose sur des modèles atmosphériques globaux, qui fournissent des informations actualisées plusieurs fois par jour sur les caractéristiques de l'atmosphère en trois dimensions (DOIN et al., 2009). Ces modèles globaux assimilent les observations de la température, de la pression, de l'humidité et du vent fournies par des satellites, stations météorologiques, ballons stratosphériques etc. (<https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis>). Le retard de phase, composé des délais secs et humides, est calculé en fonction de l'altitude de chaque pixel et est appliqué sur la phase enroulée (Figure 1.14). Nous reviendrons dessus plus en détail dans la section 1.2.6 qui porte sur la chaîne de traitement NSBAS.



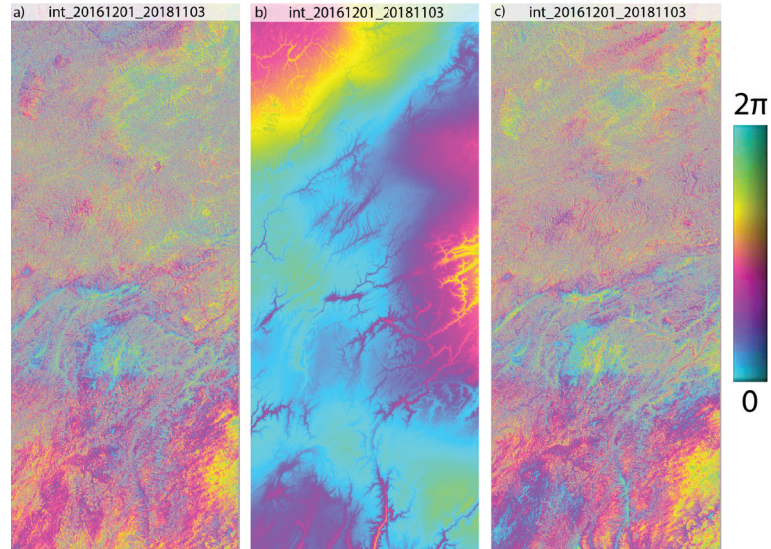


FIGURE 1.13 – Interférogramme Sentinel-1 enroulé en géométrie radar pour la fauchée D033. a) Interférogramme corrigé de la diversité spectrale. b) Modèle de retard de phase calculé à partir du modèle ERA5. c) Interférogramme après correction atmosphérique.

**Le déroulement** consiste à estimer la valeur absolue de phase interférométrique sur l'intervalle  $[-\pi, \pi]$ . En d'autres termes, cela consiste à lever l'ambiguïté modulo  $2\pi$  en estimant le nombre entier  $\kappa$  de la phase interférométrique enroulée  $\Phi_w$ , pour obtenir la phase déroulée  $\Phi_{unw}$  (équation 1.5 et figure 1.14) :

$$\Phi_{unw} = 2\pi\kappa + \Phi_w \quad (1.5)$$

Le déroulement de la phase s'effectue de proche en proche, le passage d'un pixel à l'autre est conditionné de telle sorte que le gradient phase entre deux pixels adjacents ne puisse être supérieur à  $2\pi$ . Il est donc important de sélectionner un pixel de départ dans une zone très cohérente afin de limiter les erreurs sur l'estimation du gradient induite par une phase bruitée et qui, le cas échéant, se propagerait sur l'ensemble de l'interférogramme (HANSSEN, 2001).

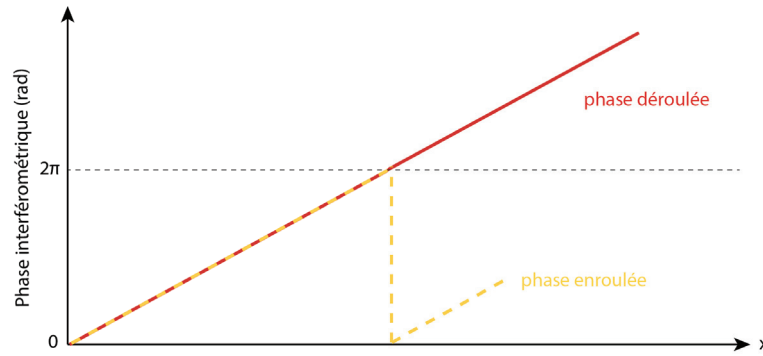


FIGURE 1.14 – Représentation schématique d'un profil de la phase d'un interférogramme. La phase enroulée modulo  $2\pi$  est représentée en jaune, la phase déroulée est représentée en rouge.

### La formation de série temporelle

La formation de série temporelle (MTInSAR : MultiTemporal InSAR) permet d'estimer l'évolution de la phase interférométrique au cours du temps. Le principe repose sur l'inversion de la phase interférométrique sur plusieurs pas de temps  $\delta\phi$  différents (Figure 1.15). La formation de série temporelle présente plusieurs avantages : (1) Elle permet d'étudier les déformations de surface transitoires sur une grande période de temps étendue; (2) Elle permet d'obtenir un meilleur rapport signal sur bruit en limitant l'impact des délais atmosphériques résiduels sur la carte de vitesse.

Il existe trois grandes stratégies d'approche selon la configuration de la zone étudiée :

#### *La méthode "Small Baseline Subset" (SBAS)*

Le but de cette méthode, développée par BERARDINO et al. (2002), est de limiter les problèmes de décorrélation géométrique et le risque de perte de cohérence lorsque la période de temps entre deux acquisitions est trop importante. Son principe repose la construction d'un réseau interférométrique comprenant principalement des interférogrammes à courte ligne de base temporelle et spatiale. Elle s'appuie sur la redondance de l'information au sein du réseau d'interférogramme afin de limiter les principaux bruits (bruit de décorrélation et erreurs de déroulement) qui peuvent affecter la phase interférométrique. L'ensemble du système est inversé pour reconstruire l'incrément de la phase interférométrique entre deux dates successives (Figure 1.15). Lorsque le ré-

seau d'interférogrammes présente plusieurs jeux de données déconnectés entre eux, on parle de "subset", et il est nécessaire d'introduire une contrainte supplémentaire. Cette contrainte peut être la minimisation des incréments de phase par décomposition en valeurs singulières (SVD) ou d'autres contraintes implémentées par exemple dans NSBAS.

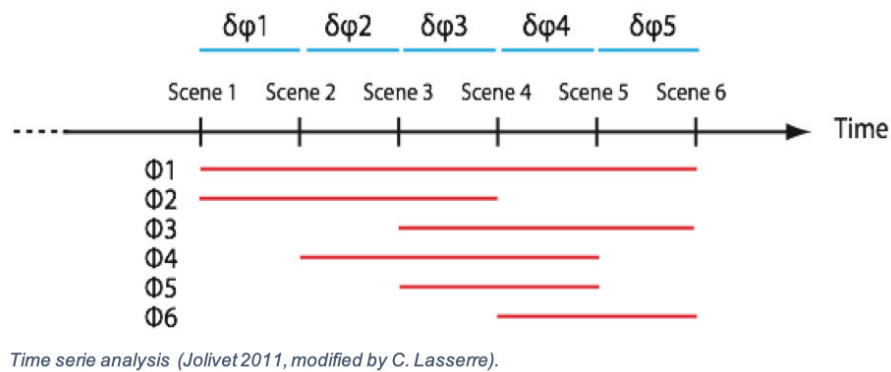


FIGURE 1.15 – Schéma illustrant le principe de l'inversion en série temporelle d'un réseau interférométrique à petite ligne de base (d'après JOLIVET (2011)).

Les cartes de vitesse moyenne de déplacement du sol produites présentent une haute résolution spatiale, mais afin d'améliorer la cohérence spatiale qui peut être perturbée par la présence de réflecteurs peu cohérents, il est nécessaire de filtrer spatialement nos données. Cependant, ANSARI et al. (2021) mettent en évidence l'introduction d'un biais systématique lors de l'utilisation exclusive de paires interférométriques courtes, inférieures à un mois. Un exemple portant sur le bassin du Qaidam sur le plateau Tibétain montre clairement une corrélation entre le biais introduit dans la phase interférométrique et l'emploi d'interférogramme à très courte ligne de base temporelle. Pour outrepasser ce problème, cette étude suggère d'introduire des interférogrammes présentant une longue ligne de base temporelle, typiquement entre un et deux ans, afin de limiter cet effet et ainsi stabiliser l'inversion.

#### *La méthode "Permanent Scatterers" (PS)*

Cette méthode, développée par FERRETTI et al. (2000), est très robuste en zone urbanisée pour lesquelles les bâtiments constituent une multitude de réflecteurs radar cohérents. Son principe est de sélectionner exclusivement des points très stables, en

se basant sur l'amplitude rétrodiffusée et sa variabilité temporelle. La différence de phase entre des points proches est ensuite déroulée selon un axe temporel. L'ensemble des points forment un réseau reliés par des arcs, et l'intégration progressive de ce réseau donne le résultat final. Sa principale limitation repose sur le fait que ces cibles sont généralement peu nombreuses et spatialement réparties de manière irrégulière. Son usage n'est pas recommandé en milieu naturel présentant une surface à géométrie très variable au cours du temps (couverture neigeuse, canopée, agriculture) car cela réduit la qualité de la cohérence temporelle. La partie orientale du Plateau Tibétain est très peu urbanisée et ne présente pas suffisamment de réflecteurs radar cohérents robustes pour l'utilisation de la méthode PS.

### *La méthode "Persistent and Distributed Scattered" (PSDS)*

Cette technique a émergé pour remédier aux problématiques propres rencontrées par les deux méthodes présentées précédemment, à savoir le problème de résolution spatiale en ce qui concerne la méthode PS et le problème de robustesse concernant la méthode SBAS. Une multitude d'approches a été élaborées afin de combiner ces deux méthodes (FERRETTI et al., 2011 ; FERRETTI et al., 2008 ; HOOPER, 2008). Le principe est d'aggréger des pixels voisins ayant les mêmes propriétés de rétrodiffusion pour construire la matrice de covariance complexe temporelle. Cette dernière est ensuite retravaillée (étape de "Phase Linking") pour obtenir une série temporelle de phase.

### **1.2.6 La chaîne de traitement "New Small baseline Subset" (NSBAS)**

NSBAS est une chaîne traitant l'ensemble des étapes de calculs permettant de passer d'images radar brutes aux résultats d'une analyse en série temporelle. Elle a été construite en développement partagé au sein de l'École Normale Supérieure de Paris puis à l'Institut des Sciences de la Terre à Grenoble. Son architecture reprend en partie les modules de la chaîne de traitement InSAR ROI\_PAC prévue pour le traitement des données radar ERS et JERS (P. A. ROSEN et al., 2004) ainsi que

de nouveaux modules créés dans le cadre de son l'amélioration afin de l'adapter aux spécificités des données Sentinel-1. Parmi les principales améliorations apportées à l'interférométrie radar, nous retrouvons la mise en place d'un filtre spectral adaptatif qui permet d'améliorer la cohérence dans les régions présentant un fort relief (DOIN et al., 2011 ; DUCRET et al., 2014) (Figure 1.16). Une autre amélioration concerne le choix entre deux types de corrections atmosphériques : empiriques ou bien à partir de modèles atmosphériques globaux. Enfin, une méthode développée par DOIN et al. (2015) dont la stratégie consiste à optimiser la réussite du déroulement en identifiant au préalable les zones très cohérentes.

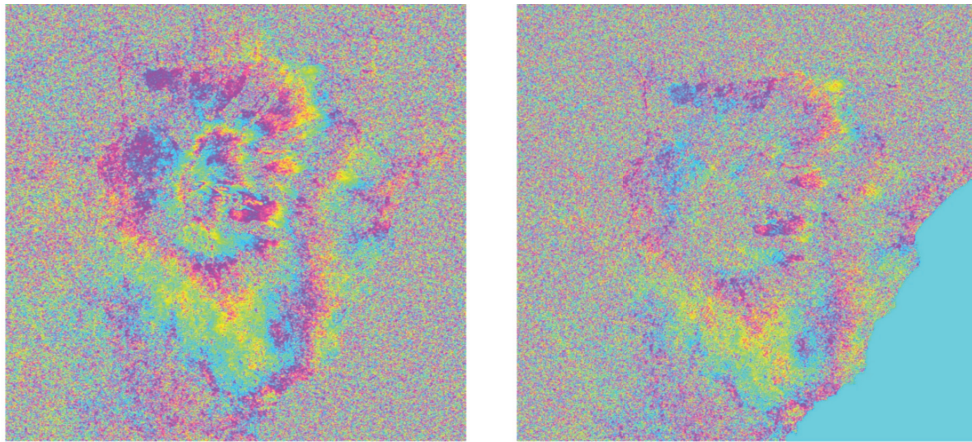


FIGURE 1.16 – Comparaison d'un interférogramme enroulé centré sur l'Etna situé en Sicile. À gauche interférogramme calculé par la chaîne de traitement NSBAS, à droite, interférogramme calculé par la chaîne de traitement ROI\_PAC DOIN et al., 2011.

Voici les principales étapes de traitement (DOIN et al., 2011 ; THOLLARD et al., 2021) (Figure 1.17) :

- Récupération automatisée des images radar Sentinel-1 et du modèle numérique de terrain (MNT) correspondant en définissant l'emprise spatiale de la région à étudier
- Sélection des bursts pour chaque sous-fauchée
- Coregistration des images radar et établissement d'un réseau d'interférogramme selon une suite de critères paramétrables : ligne de base spatiale et temporelle et nombre de connexion entre les images.
- Calcul des interférogrammes enroulés pour chaque sous-fauchée.

- Évaluation de la diversité spectrale pour chaque sous-fauchée et correction des interférogrammes de cet effet.

- Assemblage des trois sous-fauchées pour chaque interférogramme.

Correction des interférogrammes des effets atmosphériques. L'utilisateur a le choix entre une méthode de correction empirique ou bien une correction à partir de modèles numériques globaux ERA5.

- Multi-looking, filtrage et déroulement selon une méthode développée par DOIN et al. (2015).

- Inversion en série temporelle des interférogrammes (LÓPEZ-QUIROZ et al., 2009).

L'inversion fournit une carte de déplacement moyen du sol en fonction de la ligne de visée du radar sur la période de temps couverte par le jeu de donnée. Elle fournit également le déplacement cumulé au cours du temps ainsi que des cartes indicatrices de qualité (pourcentage d'interférogramme déroulé, RMS, cohérence).

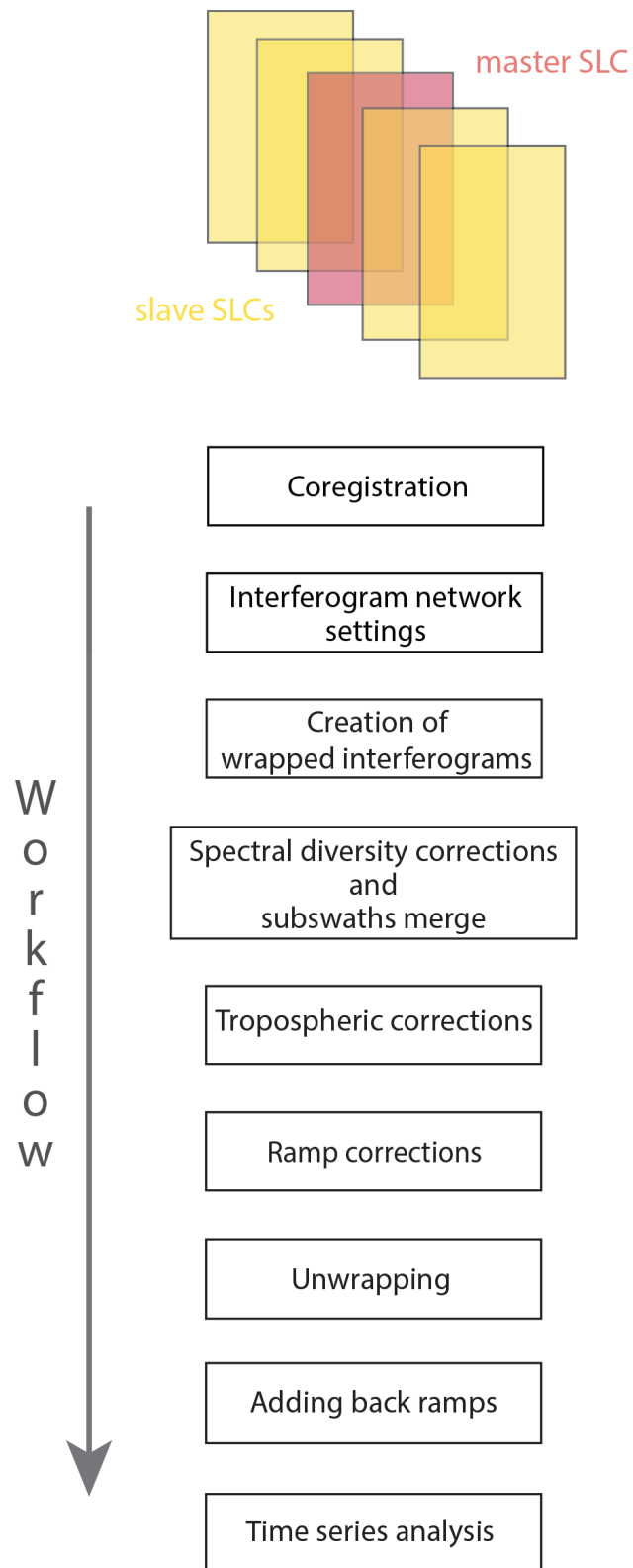


FIGURE 1.17 – Diagramme illustrant les principales étapes de traitement de la chaîne NSBAS.



## 1.3 Le concept de cycle sismique

Le cycle sismique est un concept qui décrit le cycle de vie d'une faille accommodant la déformation au cours du temps. Une vision classique le décrit en trois étapes :

### 1.3.1 La période intersismique

Elle se caractérise par un verrouillage de la faille dans la partie superficielle et élastique de la croûte, généralement entre 0 et 20 kilomètres de profondeur. Pendant cette phase, la faille subit une augmentation continue des contraintes due au mouvement relatif des deux blocs. Au-delà de la profondeur de blocage, au niveau de la croûte inférieure et du manteau supérieur, la faille flue. Le milieu environnant la faille accomode ce chargement tectonique de manière élastique, ou en profondeur, de manière visco-élastique (Figures 1.18 et 1.19). Dans le cas d'un système vertical décrochant, la largeur de la zone déformée en surface est relative à l'épaisseur élastique de la croûte sous-jacente. La période intersismique peut durer jusqu'à plusieurs milliers d'années.

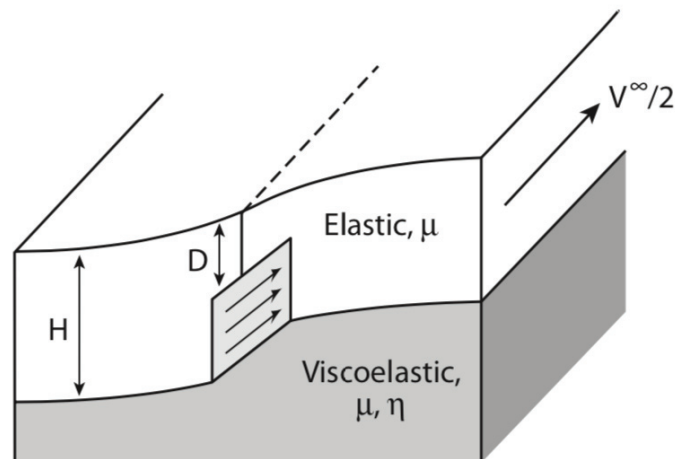


FIGURE 1.18 – Schéma représentant l'accommodation de la déformation en surface le long d'un plan de faille. La partie supérieure de la croûte accomode la déformation de manière élastique tandis que la partie inférieure l'accomode de manière visco-élastique. Au delà de la profondeur  $D$ , la faille glisse à vitesse constante (SEGALL, 2010).



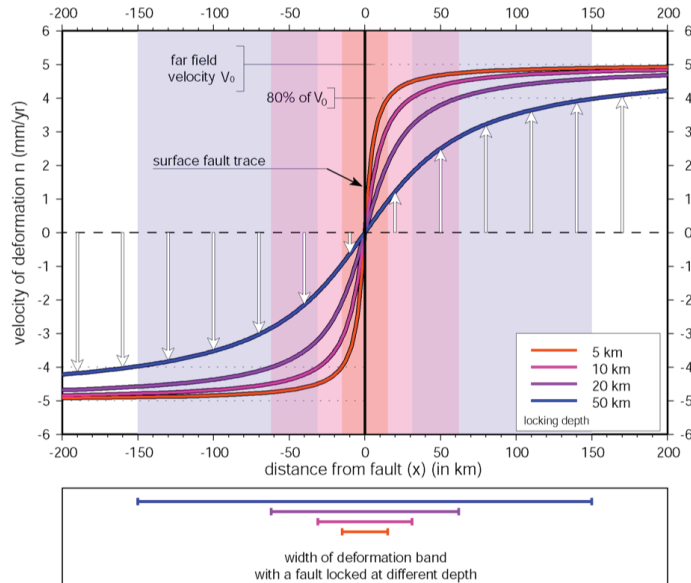


FIGURE 1.19 – Schéma représentant l'évolution de la vitesse de déformation en fonction de la distance au plan de faille et de sa profondeur de blocage. Une profondeur de blocage superficielle induit un champ de déformation très localisée sur le plan de faille. À l'inverse, une profondeur de blocage plus profonde génère en surface un champ de déformation plus large (pers. com., C. Vigny).

### 1.3.2 La phase cosismique

Cette phase intervient lorsque le taux de contrainte accumulé atteint un niveau suffisant pour provoquer une rupture sur le plan faille : c'est le séisme. L'énergie emmagasinée est libérée brutalement sous forme d'ondes sismiques. Cette phase dure généralement de quelques secondes à quelques minutes. Le séisme, qui crée le déplacement relatif des deux côtés du plan de faille, génère des contraintes accommodées de façon élastique dans le volume. Un profil typique de déplacement de surface est représenté figure 1.20.

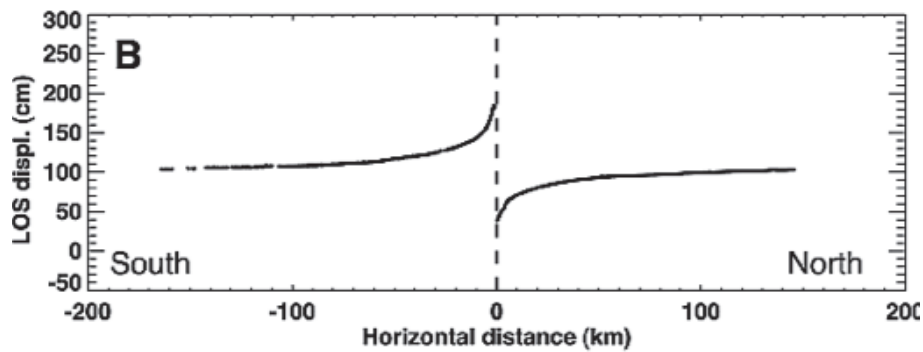


FIGURE 1.20 – Profil représentant le déplacement du sol produit par le séisme de Kokoxili de 2001 en ligne de visée radar au travers d'un interférogramme de 2 mois construit à partir de deux images ERS en géométrie descendante. La ligne verticale en tireté indique la zone de rupture. (voir section 1.3.3) (LASSERRE et al., 2005).

### 1.3.3 La phase post-sismique

La phase post-sismique se compose de plusieurs processus de déformation : Dans un premier temps, nous observons une phase de glissement à court terme appelée glissement post-sismique ou "after slip". Ce glissement post-sismique survient sur ou à proximité de la faille rompue, et peut durer de quelques mois à années. L'after slip montre généralement un taux de glissement initial rapide suivi d'une décroissance logarithmique vers le taux intersismique à long terme (Figure 1.21). Le glissement se produit principalement dans les zones présentant un déficit de glissement cosismique.

La relaxation viscoélastique, qui est observée sur des temps plus long, correspond à la relaxation visco-élastique dans la croûte inférieure et/ou le manteau supérieur des contraintes générées par le séisme.

Enfin, la croûte supérieure étant un milieu poreux rempli de fluides, elle est le siège d'une relaxation poroélastique qui se caractérise par une dissipation progressive des gradients de pression de fluide interstitiel. La déformation cosismique provoque une variation soudaine de la pression interstitielle dans des conditions non drainées. En surface, la phase post-sismique se traduit par un mouvement opposé au mouvement cosismique et qui décroît au cours du temps.

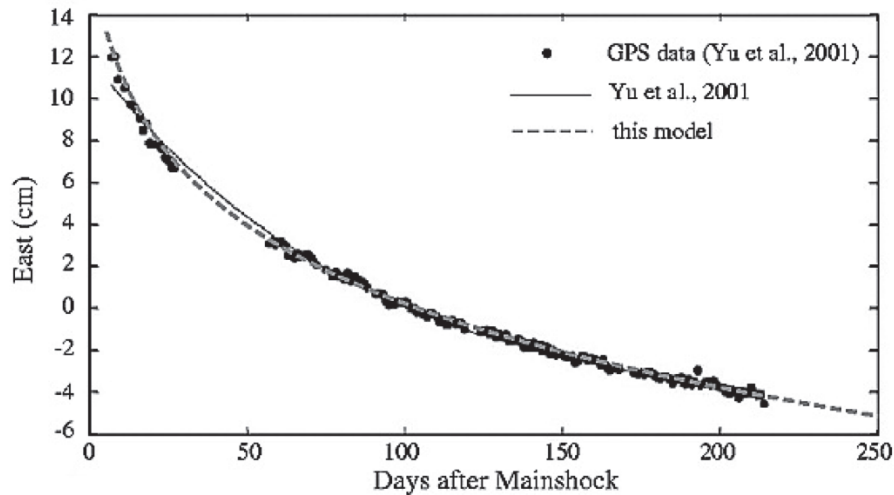


FIGURE 1.21 – Composante Est du déplacement du sol post-sismique du séisme de Chi-Chi d'une magnitude de moment de 7.6 qui s'est produit à Taiwan le 21/09/1999 (d'après PERFETTINI et AVOUAC (2004)). Les points noirs représentent les données GPS de station I007 (YU et al., 2001). La ligne noire représente le modèle post-sismique proposé par YU et al. (2001). La ligne en tireté représente la modélisation post-sismique proposée par PERFETTINI et AVOUAC (2004). Ce graphique met en évidence la décroissance logarithmique de la déformation propre à la relaxation post-sismique.

### 1.3.4 Complexité du cycle sismique

#### La découverte des glissements lents

Les premières observations de glissements lents asismiques ont été faites dans les années 1960 sur le grand système de faille décrochant de San Andreas (STEINBRUGGE et al., 1960). Ces glissements correspondaient à des glissements transitoires superficiels ne générant pas d'ondes sismiques perceptibles par les instruments. Leur manifestation est potentiellement visible en surface sous forme de décalages de marqueurs dans le cas de systèmes décrochants comme celui de la faille de San Andrés. Depuis les années 2000, les mesures GNSS, plus récemment complétées par des observations InSAR, ont progressivement révélé l'existence de toute une gamme de séismes lents de profondeur variés, d'amplitude et de durées très variables, souvent associés à de la microsismicité, en zone de subduction comme sur les failles intracontinentales, qui ont remis en cause notre compréhension du cycle sismique et ont forcé à revoir les

bilans d'énergie accumulée/libérée au cours du cycle sismique.

### **Champs de déformation et étude de l'aléa sismique**

Le cycle sismique n'est généralement pas régulier, ce qui rend l'appréhension de futures ruptures difficile. Cependant, la caractérisation du champ de déformation à proximité des systèmes de failles permet d'identifier dans la zone sismogénique les portions du plan de faille qui peuvent être bloquées, ainsi que celles en glissement asismique. Il est alors possible de modéliser la distribution spatiale du couplage intersismique sur le plan de faille et d'identifier les zones dont les caractéristiques sont propices à d'éventuelles futures ruptures. Pour ce faire, les observations géodésiques (InSAR notamment) sont de précieuses sources d'information pour l'estimation de l'aléa sismique.

# Bibliographie

- AIRAGHI, L. (2017). *A petro-chronological study of the Longmen Shan thrust belt (eastern Tibet) : geological inheritance and implication for the present geodynamics* (Theses 2017GREAU029). Université Grenoble Alpes. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01712320>
- ANSARI, H., DE ZAN, F. & PARIZZI, A. (2021). Study of Systematic Bias in Measuring Surface Deformation With SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 59(2), 1285-1301. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.3003421>
- BERARDINO, P., FORNARO, G., LANARI, R. & SANSOSTI, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11), 2375-2383. <https://doi.org/10.1109/tgrs.2002.803792>
- CAVALIÉ, O., DOIN, M.-P., LASSERRE, C. & BRIOLE, P. (2007). Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis : Probing the lithosphere rheological structure. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 112(B3).
- CLARK, M. K. & ROYDEN, L. H. (2000). Topographic ooze : Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8), 703. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<703:tobtem>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<703:tobtem>2.0.co;2)

- DAOUT, S. (2016). *Mesures géodésiques et modélisation de la convergence oblique au travers de failles transformantes. Application au bord Nord du Plateau Tibétain et à la Californie du Sud* (Theses 2016GREAU025). Université Grenoble Alpes. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01560620>
- de SIGOYER, J., VANDERHAEGHE, O., DUCHÊNE, S. & BILLEROT, A. (2014). Generation and emplacement of Triassic granitoids within the Songpan Ganze accretionary-orogenic wedge in a context of slab retreat accommodated by tear faulting, Eastern Tibetan plateau, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 88, 192-216. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.01.010>
- DOIN, M.-P., GUILLASO, S., JOLIVET, R., LASSERRE, C., LODGE, F., DUCRET, G. & GRANDIN, R. (2011). Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : The Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data. *Proceedings of the Fringe symposium*, 3434-3437.
- DOIN, M.-P., TWARDZIK, C., DUCRET, G., LASSERRE, C., GUILLASO, S. & JIANBAO, S. (2015). InSAR measurement of the deformation around Siling Co Lake : Inferences on the lower crust viscosity in central Tibet. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(7), 5290-5310. <https://doi.org/10.1002/2014jb011768>
- DOIN, M.-P., LASSERRE, C., PELTZER, G., CAVALIÉ, O. & DOUBRE, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 35-50. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.03.010>
- DUCRET, G., DOIN, M.-P., GRANDIN, R., LASSERRE, C. & GUILLASO, S. (2014). DEM Corrections Before Unwrapping in a Small Baseline Strategy for InSAR Time Series Analysis. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(3), 696-700. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2013.2276040>
- FERRETTI, A., PRATI, C. & ROCCA, F. (2000). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transac-*

- tions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(5), 2202-2212. <https://doi.org/10.1109/36.868878>
- FERRETTI, A., FUMAGALLI, A., NOVALI, F., PRATI, C., ROCCA, F. & RUCCI, A. (2011). A New Algorithm for Processing Interferometric Data-Stacks : SqueeSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9), 3460-3470. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2124465>
- FERRETTI, A., NOVALI, F., ZAN, F. d., PRATI, C. & ROCCA, F. (2008). Moving from PS to Slowly Decorrelating Targets : A Prospective View. *7th European Conference on Synthetic Aperture Radar*, 1-3.
- GOUSSIN, F. (2019). *Subductions continentales au Tibet Central : héritages pétrologique, rhéologique et construction d'un plateau*. (Theses 2019GREAU007). Université Grenoble Alpes. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02268972>
- GRANDIN, R., KLEIN, E., MÉTOIS, M. & VIGNY, C. (2016). Three-dimensional displacement field of the 2015Mw8.3 Illapel earthquake (Chile) from across- and along-track Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2552-2561. <https://doi.org/10.1002/2016gl067954>
- HANSEN, R. (2001). *Radar Interferometry Data Interpretation and Error Analysis*. Springer Netherlands. <https://books.google.fr/books?id=bqNkJUk4wtMC>
- HOOPER, A. (2008). A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophysical Research Letters*, 35(16). <https://doi.org/10.1029/2008gl034654>
- JOLIVET, R. (2011). *Déformation intersismique le long de la faille de Haiyuan, Chine : variations spatio-temporelles contraintes par interférométrie SAR* (Theses 2011GRENU036). Université de Grenoble. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00649146>
- KLEMPERER, S. L. (2006). Crustal flow in Tibet : geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow. *Geological Society, London, Special Publications*, 268(1), 39-70. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2006.268.01.03>

- LASSERRE, C., PELTZER, G., CRAMPÉ, F., KLINGER, Y., VAN DER WOERD, J. & TAPPONNIER, P. (2005). Coseismic deformation of the 2001 Mw = 7.8 Kokoxili earthquake in Tibet, measured by synthetic aperture radar interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B12). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2004JB003500>
- LÓPEZ-QUIROZ, P., DOIN, M.-P., TUPIN, F., BRIOLE, P. & NICOLAS, J.-M. (2009). Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.02.006>
- MASSONNET, D. & SOUYRIS, J. (2008). *Imaging with Synthetic Aperture Radar*. EFPL Press. <https://books.google.fr/books?id=CGGr7ZcFcJMC>
- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P. (1975). Cenozoic Tectonics of Asia : Effects of a Continental Collision : Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*, 189(4201), 419-426. <https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>
- PERFETTINI, H. & AVOUAC, J.-P. (2004). Postseismic relaxation driven by brittle creep : A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B2). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2003JB002488>
- REPLUMAZ, A., NEGREDO, A. M., GUILLOT, S., van der BEEK, P. & VILLASEÑOR, A. (2010). Crustal mass budget and recycling during the India/Asia collision. *Tectonophysics*, 492(1-4), 99-107. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.023>
- ROSEN, P., HENSLEY, S., JOUGHIN, I., LI, F., MADSEN, S., RODRIGUEZ, E. & GOLDSTEIN, R. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88(3), 333-382. <https://doi.org/10.1109/5.838084>
- ROSEN, P. A., HENSLEY, S., PELTZER, G. & SIMONS, M. (2004). Updated repeat orbit interferometry package released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(5), 47-47. <https://doi.org/10.1029/2004eo050004>



- SEGALL, P. (2010). *Earthquake and Volcano Deformation*. Princeton University Press.  
<https://books.google.fr/books?id=x6Fp4hMBTpYC>
- STEINBRUGGE, K. V., ZACHER, E. G., TOCHER, D., WHITTEN, C. A. & CLAIRE, C. N. (1960). Creep on the San Andreas fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 50(3), 389-415. <https://doi.org/10.1785/bssa0500030389>
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1976). Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264(5584), 319-324. <https://doi.org/10.1038/264319a0>
- TAPPONNIER, P., ZHIQIN, X., ROGER, F., MEYER, B., ARNAUD, N., WITTLINGER, G. & JINGSUI, Y. (2001). Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294(5547), 1671-1677. <https://doi.org/10.1126/science.105978>
- THOLLARD, F., CLESSE, D., DOIN, M.-P., DONADIEU, J., DURAND, P., GRANDIN, R., LASSERRE, C., LAURENT, C., DESCHAMPS-OSTANCIAUX, E., PATHIER, E., POINTAL, E., PROY, C. & SPECHT, B. (2021). FLATSIM : The ForM@Ter LARge-Scale Multi-Temporal Sentinel-1 InterferoMetry Service. *Remote Sensing*, 13(18), 3734. <https://doi.org/10.3390/rs13183734>
- YU, S.-B., KUO, L.-C., HSU, Y.-J., SU, H.-H., LIU, C.-C., HOU, C.-S., LEE, J.-F., LAI, T.-C., LIU, C.-C., LIU, C.-L., TSENG, T.-F., TSAI, C.-S. & SHIN, T.-C. (2001). Preseismic Deformation and Coseismic Displacements Associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5), 995-1012. <https://doi.org/10.1785/0120000722>
- ZHANG, Z., DENG, Y., TENG, J., WANG, C., GAO, R., CHEN, Y. & FAN, W. (2011). An overview of the crustal structure of the Tibetan plateau after 35 years of deep seismic soundings. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(4), 977-989. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.03.010>

# Referencing of Continental-Scale InSAR-Derived Velocity Fields : Case Study of the Eastern Tibetan Plateau

## 2.1 Introduction

The ever-increasing temporal resolution and spatial coverage of radar interferometry (InSAR) satellite data has expanded the application fields of InSAR. For tectonic studies of active faulting and continental-scale deformation, the use of InSAR has gradually evolved from local-scale studies of earthquakes and fault seismic cycle (e.g., BÜRGMANN et al., 2000; MASSONNET & SOUYRIS, 2008) to analyze at the large-scale of major fault systems and plate-tectonics (e.g., CAVALIÉ & JÓNSSON, 2014; WALTERS et al., 2014; H. WANG & WRIGHT, 2012; WEISS et al., 2020).

InSAR time series analysis over longer and longer time spans contributed to improve our understanding of the mechanisms of postseismic deformation (e.g., PELTZER et al., 1996). It also made it possible to constrain not only the average rates of tectonic loading on faults at depth (e.g., CAVALIÉ et al., 2008; WRIGHT et al., 2001) but also the spatio-temporal evolution of slip in the seismogenic zone during the interseismic period (e.g., JOLIVET et al., 2015; JOLIVET et al., 2012; MAUBANT et al., 2020).

Recent studies even highlight the interest of time series analysis for coseismic studies to improve the signal to noise ratio and complete near-field data (GRANDIN et al., 2017; LIU et al., 2021; MARCONATO et al., 2022). However, large scale perturbations after earthquakes and long-distance interactions between faults, with possible long time delays, observed from geodesy over the seismic cycle (e.g., DURAND et al., 2010; TRUBIENKO et al., 2013), now require to enlarge surface deformation study areas on a continental scale. For InSAR measurements, this in turn requires to reconsider the methods for their referencing and discuss their potential for measuring plate tectonic motion in global reference frame systems (e.g., PARIZZI et al., 2021; XU et al., 2020). The issues of disentangling the tectonic signal from the non-tectonic signal and separating the horizontal and vertical movements from all signal sources are also at play (e.g., DAOUT et al., 2020; DAOUT et al., 2017; HU et al., 2021).

With these new goals in sight, the launch of the Sentinel-1 (S1) satellites in 2014 and 2016 has opened a new era for surface deformation observations, providing open access to a large volume of data, acquired systematically at the global scale over large areas (including high seismic hazard regions) at unprecedented temporal resolution. Exploitation of the first years of S1 data has already demonstrated, still focusing on the example of tectonics, the ability of such a dense data set both to detect tiny aseismic transient events along faults (e.g., ASLAN et al., 2019) and to quantify strain partitioning and localization in the interaction zones of tectonic plates (e.g., MOORE et al., 2021; WEISS et al., 2020).

InSAR measurements are double differences in time and space of phase measurements and as such are relative measurements. The uncertainty of these relative measurements increases significantly with distance (PARIZZI et al., 2021). Indeed, the large spatial wavelengths in InSAR displacement or velocity maps remain affected by uncorrected phase contributions due to the atmosphere (tropospheric or ionospheric delays), inaccurate orbital information, solid earth tide effects (XU et al., 2020) or other atmospheric, hydrologic or oceanic tidal loading (DICAPRIO & SIMONS, 2008; YU et al., 2020). Absolute referencing and displacement mapping at

large-scale therefore classically requires a combination with Global Navigation Satellite System (GNSS) measurements. Several methods exist to express InSAR and GNSS data in a common reference frame. They are generally based on the assumption that the GNSS reference sites to which the InSAR data will be attached have negligible relative vertical motion. Only a few GNSS points can be selected for referencing InSAR data (e.g., LI et al., 2022), preferably in areas of low vertical signal and low noise level for both geodetic data sets, or dense GNSS networks can be used depending on the study area. To fit GNSS data, a constant and linear or quadratic ramps in both range and azimuth directions can be added to InSAR velocity maps (e.g., HUSSAIN et al., 2018; WALTERS et al., 2014; WEISS et al., 2020). Alternatively, for a more isotropic referencing procedure, a first-order low-pass GNSS-based velocity model (projected into the line of sight - LOS) can be removed from the InSAR velocity maps, then the residuals are high-pass filtered and the GNSS-based model is added back (e.g., LANARI et al., 2020; TONG et al., 2013; WEI et al., 2010). This is done for each track/frame individually, before merging. The GNSS-based model may be interpolated from velocity measurements at GNSS sites after a robust outlier removal procedure (LANARI et al., 2020), or may derive from modeled displacement fields constrained by GNSS data after an inversion (TONG et al., 2013). The key parameters are the cutoff wavelength of the high-pass filter applied to the residual InSAR velocity maps after GNSS correction and that of the low-pass filter applied to the GNSS-based velocity field added at the end. This GNSS-based field must be complete and accurate for all wavelengths down to the cutoff wavelength in the whole area of interest, as discussed in (TONG et al., 2013). The InSAR (referenced or not) and GNSS data can then be jointly inverted to retrieve a 2D-3D velocity field model at large scale, although this implies data down-sampling and regularization by spatial smoothing (e.g., WALTERS et al., 2014; H. WANG & WRIGHT, 2012). Alternatively, an east-west and up/down decomposition of the InSAR referenced velocity field can be computed using both ascending and descending viewing geometries, neglecting north-south motion (see BROUWER & HANSEN, 2021).

In this paper, we tackle this issue of InSAR data referencing, testing a new approach limiting the dependency on GNSS data, with the specific objective of continental-scale surface deformation retrieval in an International Terrestrial Reference Frame (ITRF) (ALTAMIMI et al., 2012). This approach is adapted to new generation InSAR satellites such as Sentinel-1 (S1) with improved orbit accuracy. We develop and validate it based on a large set of InSAR velocity maps and related products from the FLATSIM service (ForM@Ter LArge-scale multi-Temporal Sentinel-1 InterferoMetry, THOLLARD et al., 2021) over the eastern Tibetan plateau. The study area is of  $\simeq 1300km \times 1000km$ , covered by 14 tracks along descending and ascending orbits (Figure 2.1). This region is marked by major thrusts and strike-slip fault systems with high seismic hazard, which kinematics and slip behavior have been monitored by InSAR since the ERS generation (e.g., CAVALIÉ et al., 2008; JOLIVET et al., 2012; OU et al., 2022; H. WANG & WRIGHT, 2012). As part of the highest and widest plateau on Earth, it has long been studied to debate on the mechanisms of continental deformation (CLARK & ROYDEN, 2000; ENGLAND & JACKSON, 1989; TAPPONNIER et al., 1990). There is also a growing interest in the region for non tectonic processes such as permafrost seasonal fluctuations and long-term degradation (DAOUT et al., 2020; DAOUT et al., 2017). S1 acquisitions are available over the Tibetan plateau every 24 days (S1-A) to 12 days (since the launch of S1-B), providing a data set with unprecedented resolution for methodological advances (this study) and further analysis of tectonic and non-tectonic processes (out of scope of the current paper).

We first present the FLATSIM products used in this study, highlighting their specificities with respect to previous work and particular interest in terms of processing to improve InSAR referencing for large-scale studies. We then perform a time series analysis of the ramps in range and azimuth estimated in the original interferograms by the FLATSIM service, discuss solid earth tidal contributions on them and if/how accurate the ramp rates are to describe plate motion in an ITRF reference frame. We finally propose a methodology for merging InSAR velocity maps from different tracks

in such a reference frame system, requiring a separation of linear velocity terms from seasonal variations and a limited adjustment to GNSS data. We provide in the end unique InSAR LOS velocity fields over the eastern Tibetan plateau in ascending and descending orbit geometries, showing an agreement with GNSS data at a 1 mm/yr level in LOS. A decomposition into horizontal and vertical motion further validates the approach and highlights the potential for future analysis of deformation processes.

## 2.2 Massive automated InSAR processing over Eastern Tibet

### 2.2.1 InSAR data set and FLATSIM products

FLATSIM is a ForM@Ter service operated by CNES, aiming to systematically produce interferograms and time-series analyzes from Sentinel-1 data, over large geographic areas (THOLLARD et al., 2021). It is based on the InSAR New Small temporal and spatial BASelines processing chain (NSBAS) (DOIN et al., 2011; GRANDIN, 2015). Here, we use Sentinel-1A/B radar images acquired in the Interferometric Wide (IW) Swath mode, along 7 ascending and 7 descending orbits from October 2014 to October 2020 (see Table A1). Data are processed by 600 to 700 km long segments, each of them covering on average 30 to 35 bursts, and overlapping by at least 100 km along the azimuthal direction (Figures 2.1 and A1 in Supp. Information). This strategy differs from that of other automated services, such as LIC SAR (LAZECKÝ et al., 2020) and ARIA (BEKAERT et al., 2019), which process approximately 8 bursts' chunks. The advantage of processing long segments is that it stabilizes the retrieval of some processing parameters (see subsection below) and provides a consistent solution along the track. The process of merging all chunks is also simplified and facilitated by the large overlapping region. The FLATSIM service provides wrapped or unwrapped, filtered or raw, interferograms in terrain or radar geometry. Besides the result of the time series inversion of the unwrapped interferometric network, it also gives nume-



rous useful auxiliary data sets to validate the automated processing and, if necessary, re-process some track segments.

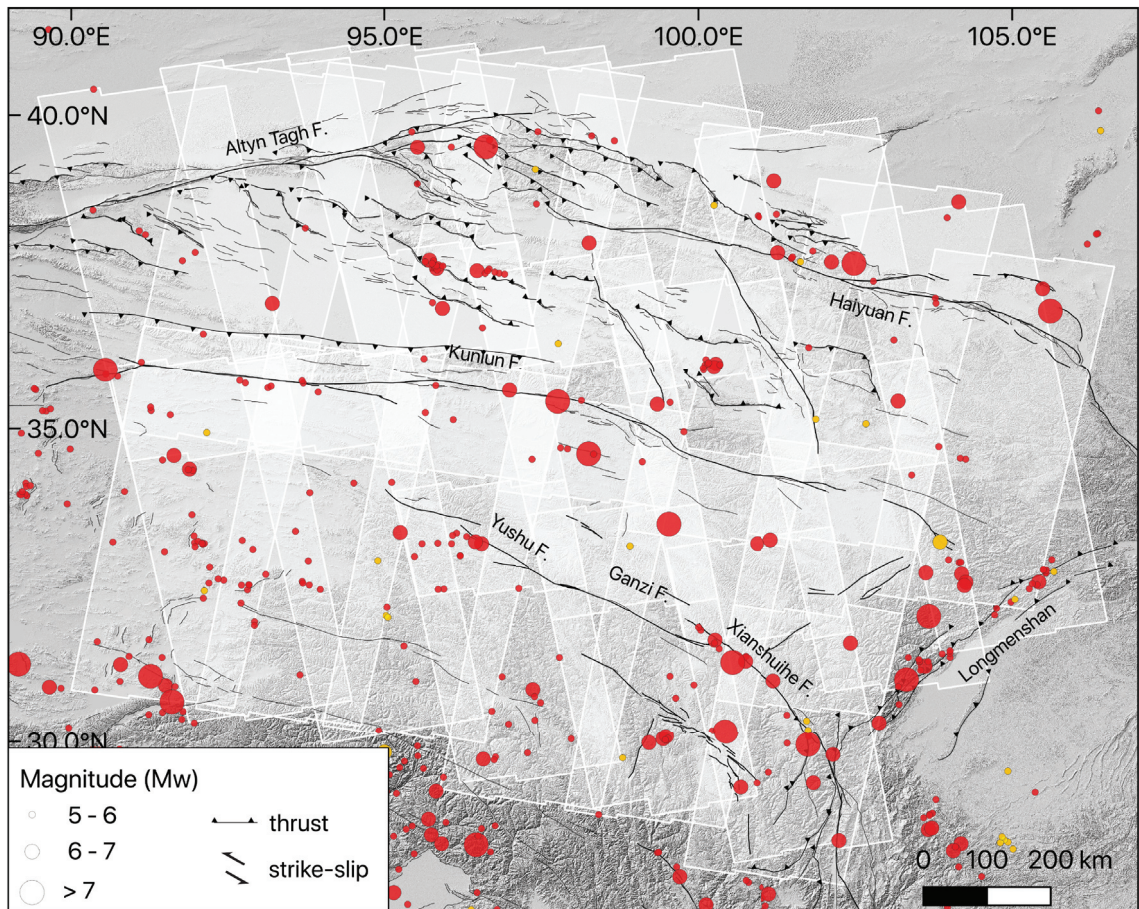


FIGURE 2.1 – Seismotectonic map of the eastern part of the Tibetan plateau superimposed on the shaded SRTM digital elevation model. Black lines represent major active faults from TAPPONNIER et MOLNAR (1977). Red circles indicate major earthquakes from the International Seismological Centre (1904 to 1983) and National Earthquake Information Center (1984-2022) catalogs. Yellow circles represents the seismicity during the InSAR acquisition period for this study. Sentinel-1 track locations are overprinted in light grey.

### 2.2.2 Processing details in relation to the retrieval of large-scale motion

We describe below some specificities of the FLATSIM processing steps, that are relevant to our large-scale study and the understanding of all post-processing analyzes. We refer to THOLLARD et al. (2021) for more details.



1. The first processing steps (1 to 5) are carried out separately on the three image subswaths. In a first step, we select the range of bursts to process for each track segment, that falls between the user-defined maximum and minimum latitudes. Incomplete acquisitions, i.e. with missing bursts in the burst range, are excluded from the data set. Depending on the track segment, 84 to 142 acquisition dates are selected (Table A1).
2. A central reference image is chosen for each track segment. We then use the 3 arc-second Shuttle Radar Topography Mission digital elevation model (DEM) (FARR et al., 2007) and the orbit of the reference acquisition to simulate a radar backscatter intensity image and the surface elevation in the geometry of the reference image.
3. All single Look Complex (SLC) images are then constructed. Precise orbits were taken from the Copernicus Precise Orbit Determination (CPOD) service (PETER et al., 2017) in early 2021, before their complete reprocessing in an homogeneous framework (FERNÁNDEZ et al., 2022). The SLC coregistration on the reference image is then performed in successive steps. First, the precise orbits and the DEM are used to simulate the distortion field in range between the reference and secondary images. Then, image correlation is used to refine this first estimate, adding a constant offset in range to this simulated field and an affine function of range and azimuth for the distortion field in azimuth. The distortion fields are used to resample the secondary SLCs into the reference geometry. Note that the empirical offset in range accounts for a possible translation velocity of the secondary SLCs with respect to the reference SLC due to absolute plate motion in the orbit reference frame.
4. The interferometric network is built from the pairing of successive acquisitions ( $n/n+1$ ), each acquisition  $n$  with its next plus two ( $n/n+2$ ), each acquisition  $n$

with its next plus three ( $n/n+3$ ), then from pairs of images spaced two to three months apart and about one year apart with a reduced perpendicular baseline. The number of differential interferograms per track segment varies between 353 and 665 (Table A1).

5. Differential backward-forward interferograms are computed over the successive burst overlapping areas (about 30 overlaps for our data set) to extract the Enhanced Spectral Diversity (ESD) phase (PRATS-IRAOLA et al., 2012). This ESD phase is fitted by a constant, a bilinear ramp in range and azimuth, and a constant gradient within burst overlaps. These four ESD fit parameters are inverted into time series to improve their reliability and avoid a drift with time that could result from accumulating random errors. After inversion, they are used to correct interferograms with a sawtooth function modulated in range and azimuth and a corrugated (by burst) sheet function. The auxiliary data provided by the FLATSIM service have been checked during the validation procedure to verify that the ESD inversion process for all these parameters is stable and that the ESD parameters are of very good quality for each acquisition.
6. At this stage, the interferograms obtained for each subswath separately, multi-looked by a factor 8 in range and 2 in azimuth, are merged using the annotations provided by ESA. A phase offset between contiguous subswaths and per acquisition is computed by inversion of the phase offsets measured on the interferograms overlaps between subswaths. It is then applied to avoid phase jumps between subswaths. The quality of the time series of inverted phase offsets was also checked for each track segment.
7. The next steps (atmospheric correction, filtering, unwrapping) were applied using procedures already developed for ERS or Envisat data (DAOUT et al., 2018; DOIN et al., 2015). Interferograms are corrected from tropospheric delay

predictions by the ERA5 model provided by the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (DOIN et al., 2009; JOLIVET et al., 2011) and then multi-looked to 32 in range and 8 in azimuth. Low-pass filtering is applied using a sliding window. Interferograms are unwrapped by a coherence-based region-growing algorithm described in GRANDIN et al. (2012), starting from an automatically selected point in an area of high coherence. Interferograms with low unwrapping fractions are automatically discarded.

8. Linear ramps in range,  $a_{ij}$ , and azimuth,  $b_{ij}$ , in mm/km, are estimated for each interferogram  $ij$ , using an iterative procedure eliminating outliers, by adjusting :

$$\phi_{ij}(x, y) = \frac{4\pi}{\lambda}(a_{ij}\beta x + b_{ij}y + c + r_{ij}(x, y)), \quad (2.1)$$

where  $\phi_{ij}(x, y)$  is the unwrapped phase in radian and positive away from satellite,  $\lambda$  is the radar wavelength,  $x$  is the satellite to ground range in km,  $\beta = 1/\sin(\theta_m)$  is a constant scaling factor to transform range in approximate ground distance with  $\theta_m = 33.9^\circ$ , and  $y$  the azimuth in km,  $c$  is a constant and  $r_{ij}(x, y)$  is the residual, zero-mean, phase. The standard deviation,  $\sigma_{ij}$ , of the residual phase is also estimated for each interferogram. Then, for each time step (or acquisition)  $k$ , we invert for the ramp coefficients  $a_k^o$  and  $b_k^o$ , in mm/km, and the residual phase standard deviation  $\sigma_k^{APS}$  (BIGGS et al., 2007; CAVALIÉ et al., 2007), with an iteration to down-weight outliers. The  $\sigma_k^{APS}$  values represent the mean Atmospheric Phase screen (APS) amplitude of each acquisition (DOIN et al., 2011). The inverted ramp coefficients are used to flatten interferograms. Interferograms with particularly large standard deviations are automatically discarded, ensuring the rejection of anomalous acquisitions that may exist at the beginning of the time series.

9. Finally, filtered, unwrapped, flattened interferograms are referenced to an area

located around the unwrapping seed point and inverted into displacement time series, with an automatic correction of unwrapping errors (DOIN et al., 2011; DOIN et al., 2015; HO TONG MINH et al., 2022; LÓPEZ-QUIROZ et al., 2009). Network misclosures, averaged by date or by interferogram, were all checked during the validation procedure of the FLATSIM products.

Some quality maps are provided by FLATSIM (THOLLARD et al., 2021). Among them, the root mean square (RMS) misclosure maps, describing the residual during the interferometric network inversion, are displayed in Figure A2 for each processed track. They quantify the quality of the unwrapping step. We consider that the RMS should be less than 0.5 radians to ensure good quality. Two segments (D150S and A070S, Figures A1 and A2) exhibit large network misclosure values. They correspond to unwrapping errors acquired when crossing basins subject to strong deformation gradients due to freeze-thaw cycles (DAOUT et al., 2017). For tracks A099S and A055 (Figure A1), located in the easternmost area with steep relief, unwrapped FLATSIM interferograms were re-inverted into time series after changing the reference area and eliminating the interferograms with large unwrapping errors.

The Line Of Sight (LOS) velocity maps produced by FLATSIM (or slightly post-processed for some tracks as mentioned above) for the ascending and descending track segments are displayed in Figures 2.2a and 2.2b, respectively (a constant offset is added to each velocity map to improve the readability of the Figures). Note that, although almost fully automatic, the processing described above preserves the quality of the resulting ground displacement maps.

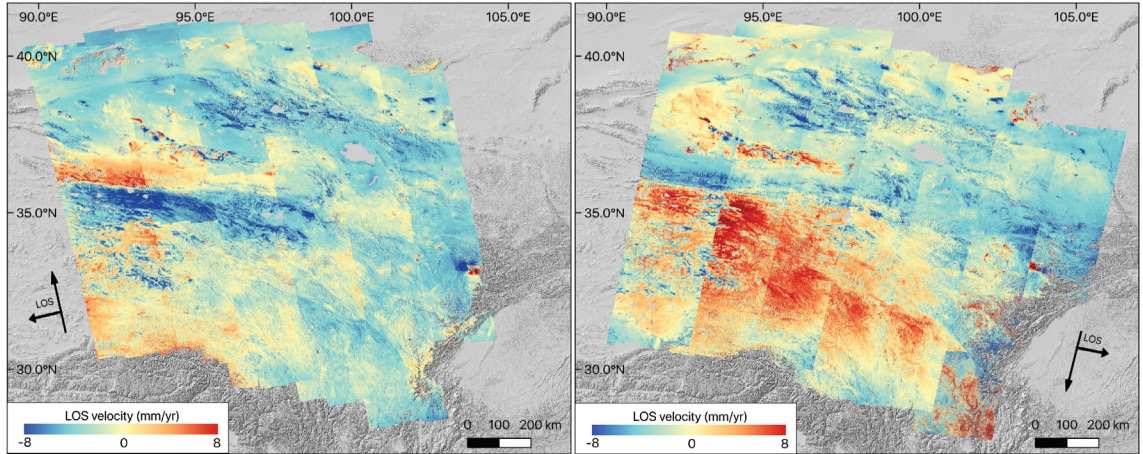


FIGURE 2.2 – LOS velocity maps from automated FLATSIM processing, with an offset manually added to each track segment to improve the Figure readability. Sign convention : positive toward satellite. Panel (a) : ascending geometry. Panel (b) : descending geometry. Positive and negative values indicate ground motion toward and away from the satellite, respectively. The velocity map for D135S (southeastermost track in panel b) is impaired by a data gap in years one and four.

### 2.2.3 Rationale behind a specific analysis of InSAR ramps

In the following, we analyze the time series derived from flattened interferograms (from step 9 above) and the ramp time series (from step 8) separately. There are different reasons why we choose to obtain a flattened data cube and compute a velocity from it, and to quantify ramp rates from ramp measurements alone. First of all, the orbit uncertainty and the ionospheric and residual tropospheric phase screens are believed to prevent multi-temporal InSAR analysis from reaching a few mm/yr accuracy on deformation at very large scales (e.g., LANARI et al., 2020 ; PARIZZI et al., 2021), in contrast with what is expected when measuring small-scale deformation patterns. Therefore, one must first ascertain the confidence level that we have in ramp measurements, before possibly inserting them back in velocity maps for further interpretation. Second, obtaining a velocity map from a linear regression through time of a phase time series affected by tilt oscillations is not ideal. The latter would appear as noise in time, and lead to a lower velocity amplitude by least-square regression than if these oscillations had previously been removed. Furthermore, the time series for some pixels may have data gaps due to areas that are not unwrapped, as could

occur in the case of coherence drops due to snow or rain. In these noisy conditions, the best-fit velocity through the phase time series may be impacted by data holes in a non negligible way. Third, the weights applied for an optimized ramp inversion (point 8 of subsection 2.2.2) are quite different than those used for time series inversion estimation on each pixel. Similarly, the weights used for an optimized estimation of the ramp trends with time (named as ramp rates in the following, see section 2.3 below) are different from those used for computing the velocity for each pixel (as in subsection 2.5.1).

The following sections show that InSAR ramps in range and azimuth measure quite well solid earth tides oscillations plus some other tidal oscillations probably of atmospheric origin. We then explore the accuracy of the ramps rates and discuss whether or not the obtained ramp rates are accurate enough for being re-introduced in the FLATSIM flattened velocity maps.

## **2.3 Tidal oscillations observed in time series of InSAR ramps**

### **2.3.1 Solid Earth Tides effect on InSAR ramps in range and azimuth and modeling**

Solid earth tides (SET) are known to affect the interferometric phase and are part of the geodetic correction set (EINER et al., 2015) included in the Sentinel-1 Extended Timing Annotation Datasets (S1 ETAD). As shown in Figure 2.3a, their main contribution is a phase ramp in range due to the vertical surface displacement (XU et al., 2020). As the S1 incidence angle varies from  $29^\circ$  in near range to  $46^\circ$  in far range, an upward displacement of 180 mm produces a LOS range change of -156 mm in near range and of -124 mm in far range (XU et al., 2020), thus a ramp in range of 0.13 mm/km. Although SET produce a very large scale deformation pattern, any small tilt in the induced surface deformation pattern in the range and azimuth

directions of InSAR tracks will also affect the interferometric phase ramps (Figure 2.3c). We use a numerical model by V. Dehant and modified by D. Milbert to predict SET in IERS 2003 convention (MCCARTHY & PETIT, 2004) for spherical harmonic degrees 2 and 3, for each acquisition date of our InSAR time series. We convert the predicted surface displacement field in LOS range change, yielding the predicted tilt in range  $a_k^t$  and in azimuth  $b_k^t$  at each time step  $k$ .

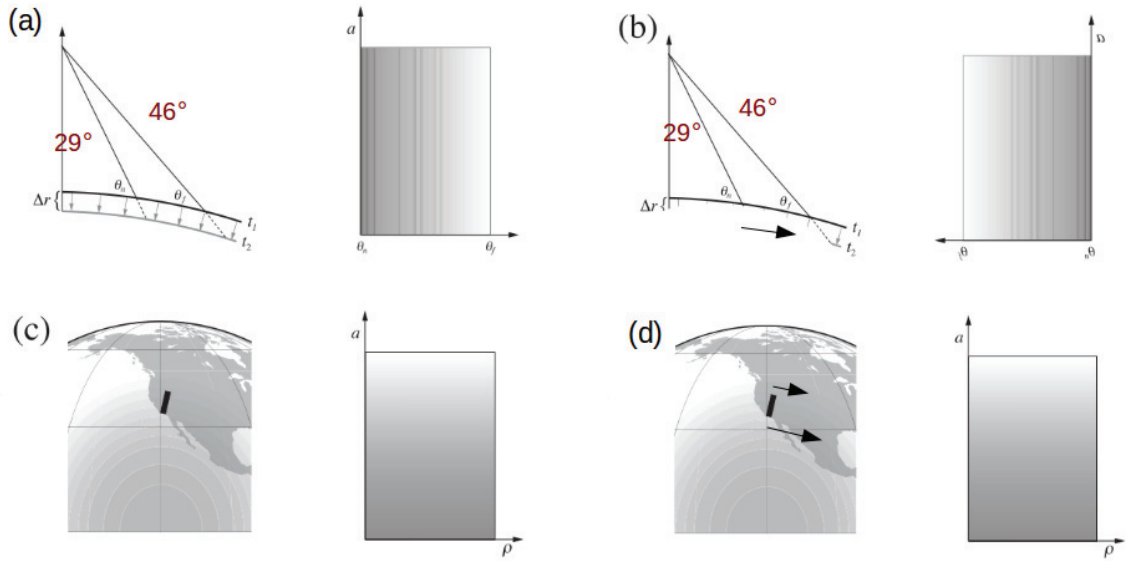


FIGURE 2.3 – Sketch of the effect of solid earth tides (panels a,c) and of plate velocity (panels b,d) in the ITRF orbit reference frame on ramps in range (panels a,b) or in azimuth (panels c,d). Modified from XU et al. (2020)

### 2.3.2 Comparison between modeled and observed InSAR ramps in range

We compare, for the 30 track segments in eastern Tibet and each time step, such predicted  $a_k^t$  values (in mm/km) with the ramps in range,  $a_k^o$ , observed in the InSAR time series (see point 8 in section 2.2.2). The given error bar on observed ramps,  $\sigma_k^o$ , is the root mean square of the network misclosures between inverted,  $(a_j^o - a_i^o)$  and



measured,  $a_{ij}^o$ , ramps, for all interferometric pairs including a specific date,  $k$  :

$$\sigma_k^o = \left( \frac{1}{N} \sum_{i,j, \text{for } i=k \text{ or } j=k} (a_j^o - a_i^o - a_{ij}^o)^2 \right), \quad (2.2)$$

where  $N$  is the number of pairs containing the image  $k$ . It is a reconstruction error, assumed to quantify how well defined are the ramps on interferograms including a given date. A comparison example is shown on Figure 2.4a for a descending track. Another example for an ascending track is shown in Supplementary Material Figure A3.

### 2.3. Tidal oscillations observed in time series of InSAR ramps

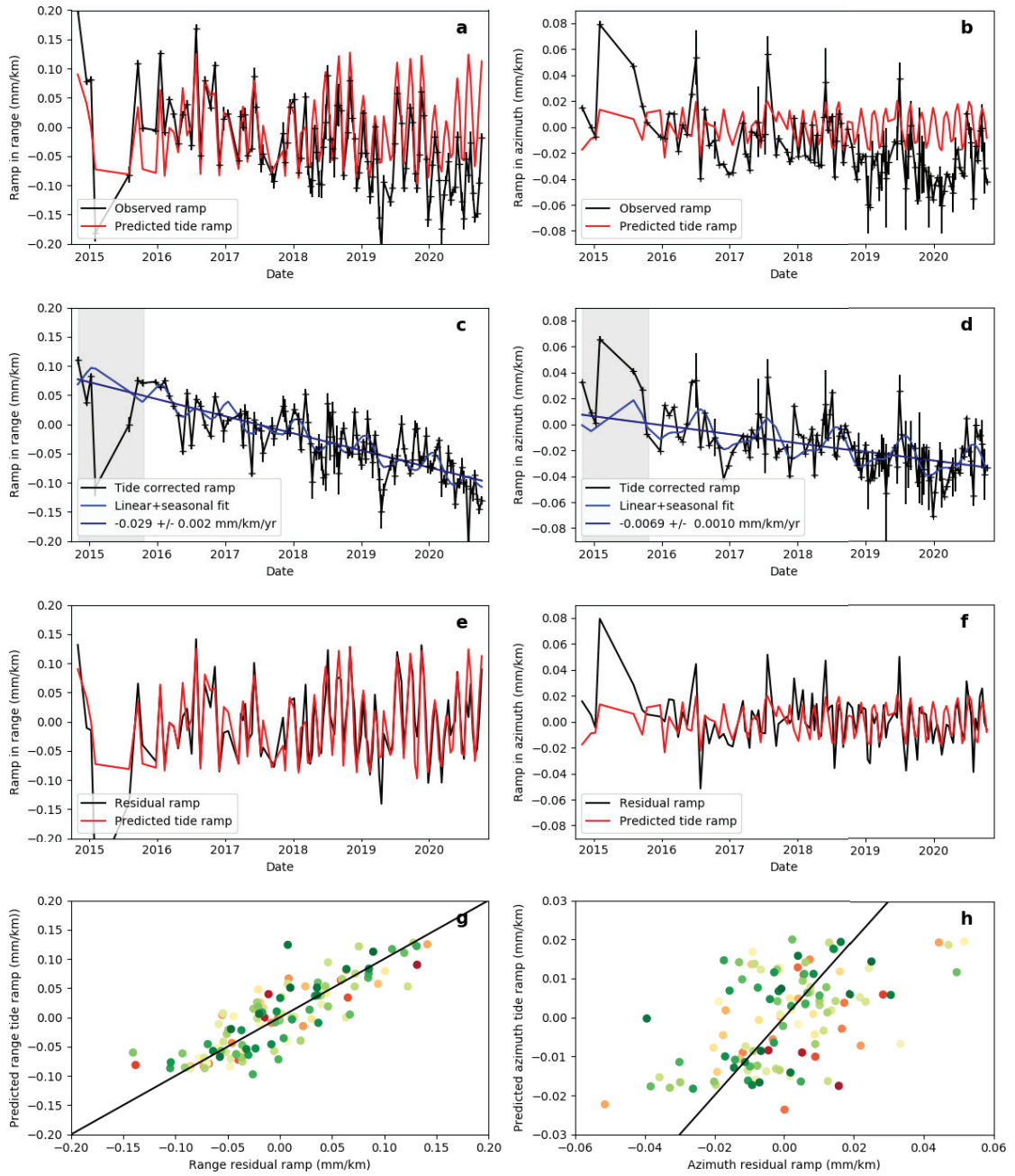


FIGURE 2.4 – Ramps analysis for the northern segment of track D004. Panels (a), (c), (e), (g) : ramps in range. Panels (b), (d), (f), (h) : ramps in azimuth. Panels (a-b) : Estimated ramp at each time step, inverted from those measured on individual interferograms, with their associated reconstruction uncertainties (black line). Predicted ramps due to solid earth tides (red line). Panels (c-d) : Estimated ramp corrected from tidal effect (black) together with the adjusted linear and seasonal fit (blue). The data in the grey area have a very low weight in the adjustment. Panels (e-f) : Observed ramp after subtracting seasonal and linear fit (black), compared to tidal ramp (red), as a function of time. Panels (g-h) : as panels (e-f) but the predicted tidal ramps are shown as a function of residual ramps, with a color scale varying from red for the earliest dates to dark green for the latest dates.

The agreement between the observed and predicted phase ramps in range is striking. Both time series present the same high frequency oscillations that correspond to the aliasing of the tide frequencies at the sampling of Sentinel-1 data. After removal of the modeled tide ramps, the residual shows a clear trend and a seasonal oscillation (Figures 2.4c, e). Observed ramps in range are thus fitted using :

$$a_k^o = a_k^t + a_0 + \dot{a}t_k + a_c \cos(2\pi t_k) + a_s \sin(2\pi t_k) + a_{2c} \cos(4\pi t_k) + a_{2s} \sin(4\pi t_k) + \epsilon_a(t_k) \quad (2.3)$$

where  $t_k$  is the acquisition date in year,  $a_0$  is a constant,  $\dot{a}$  is the estimated ramp rate in range (in mm/km/yr),  $a_c$  and  $a_s$  are the amplitude of the in-phase (winter-summer) and out-of-phase (spring-autumn) seasonal ramp variations,  $a_{2c}$  and  $a_{2s}$  are the amplitude of semi-seasonal ramp variations, and  $\epsilon_a$  is the residual ramp. The fit is obtained by linear least square adjustment with a weight on each acquisition inversely proportional to the reconstruction uncertainty on  $a_k^o$ . To account for the presence of outliers in the time series, six iterations are performed by decreasing the weight of outliers. After removal of the linear and seasonal fit, the agreement between the observed and modeled ramps is even more striking (Figures 2.4e and g), both in the amplitude and timing of the tide oscillations.

The ramps in range displayed for the ascending example shown in Figure A3 are noisier. However, the high frequency oscillations of the ramps are clearly tidal in origin. The linear increase of the ramp in range with time, and the seasonal fluctuation are also evident. The agreement between the observed ramps, after removal of the linear and seasonal fit, and the tidal prediction is summarized in Figure 2.5a. It is better for descending tracks (standard deviation of 0.042 mm/km) than for ascending tracks (standard deviation of 0.050 mm/km).

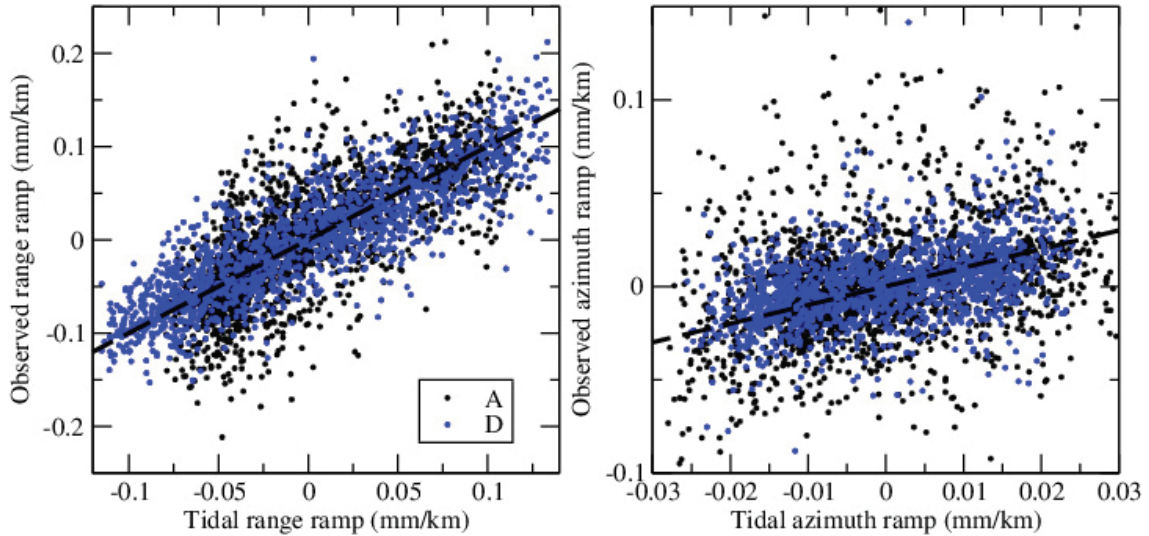


FIGURE 2.5 – Observed ramps corrected from seasonal and linear trend versus predicted tidal ramps, for the whole data set, (a) in range, (b) in azimuth. Only dates later than 2016.8 (2015.8, respectively) are shown with black points for ascending tracks, A, (with blue dots for descending tracks, D, respectively).

The seasonal oscillation, evident for some tracks, could possibly include the effect of seasonal atmospheric loading. The latter induces vertical displacement oscillations of about 15 mm in Tibet, that would produce a ramp in range of about 0.01 mm/km. However, we did not attempt in this study to correct the ramp time series from a predicted atmospheric loading.

### 2.3.3 Comparison between modeled and observed InSAR ramps in azimuth

SET can also produce a non negligible ramp in the interferometric phase along the azimuth direction. However, this ramp is proportional to the latitudinal gradient of the SET-induced surface displacement, which is very low as SET displacement patterns are mostly significant up to spherical harmonic degree 2. This is why the ramp in azimuth due to SET has never, to our knowledge, been convincingly observed with InSAR.

Figure 2.4 and Figure A3 of the Supplementary Material show two examples of time series of the observed ( $b_k^o$ ) and predicted ( $b_k^t$ ) ramps in azimuth as a function of

time (panels b). Note that the amplitude of  $b_k^o$  variations ( $\pm 0.015$  mm/km) is at least three times smaller than that of the  $a_k^o$  variations ( $\pm 0.10$  mm/km). However, the 700 km-long InSAR chunks allow to measure phase gradients along azimuth with a relatively good accuracy. As in subsection 2.3.2, the ramps are adjusted by a constant,  $b_0$ , a linear trend,  $\dot{b}$ , and seasonal and semi-seasonal components with amplitudes  $b_c$ ,  $b_s$ ,  $b_{2c}$  and  $b_{2s}$  (panels d) :

$$b_k^o = b_k^t + b_0 + \dot{b}t_k + b_c \cos(2\pi t_k) + b_s \sin(2\pi t_k) + b_{2c} \cos(4\pi t_k) + b_{2s} \sin(4\pi t_k) + \epsilon_b(t_k) \quad (2.4)$$

After removal of the fitted function of time, the oscillations of the residual ramp show a clear agreement with those of the predicted tidal ramp (panels f). The one to one comparison between observed ramps, corrected from trend and seasonality, and predicted tidal ramps is shown in panels f, and for all tracks together in Figure 2.5b. Again, a slightly better agreement is found for descending tracks (standard deviation of 0.020 mm/km) than for ascending tracks (standard deviation of 0.029 mm/km), with less outliers. Such a better agreement for descending tracks is probably due to better ionospheric conditions at dawn (descending tracks) than at dusk (ascending tracks). The standard deviation values found here, and the contrast between ascending and descending tracks, correspond very closely to those found by (LIANG et al., 2019) for ionospheric ramps in Sentinel-1 in California, at similar mid geomagnetic latitude regions.

### 2.3.4 Seasonal amplification of tidal oscillations : an effect of ionospheric tides ?

In Figures 2.4e,f and A3e,f, the tidal oscillations of InSAR ramps in range or azimuth appear as if they were sometimes amplified compared to the predicted SET oscillations. However, a possible amplification effect cannot be assessed from the data of a single track. In order to further examine the ramp oscillations in phase with the SET oscillations, we collate all observations for the 30 InSAR track chunks, corrected

from the trend and seasonal function, on a single plot (Figure 2.6a,b for ramps in range and A4a,b for ramps in azimuth). Aliasing of SET is now less important, resulting in apparently higher frequency oscillations, with periods of about half a month (15.76 days), corresponding to lunar semi-diurnal tides sampled at constant solar time. We then perform a correlation between the SET predictions and the observed InSAR ramps on a moving window corresponding to about two aliased SET cycles (Figure 2.6 for ramps in range and A4 for ramps in azimuth). The correlation coefficient  $\rho(t)$  and the regression slope,  $s(t)$ , are then examined as a function of time. Values  $\rho = 1$  and  $s = 1$  would correspond to a perfect fit between the observations and the SET predictions. In the presence of white noise, without other tidal effects, we expect a concomitant and proportional decrease of both  $\rho$  and  $s$ . Departure of the  $s(t)$  curve from the  $\rho(t)$  curve is thus indicative, for correlation coefficients larger than about 0.4, of tidal effects not taken into account in the SET prediction.

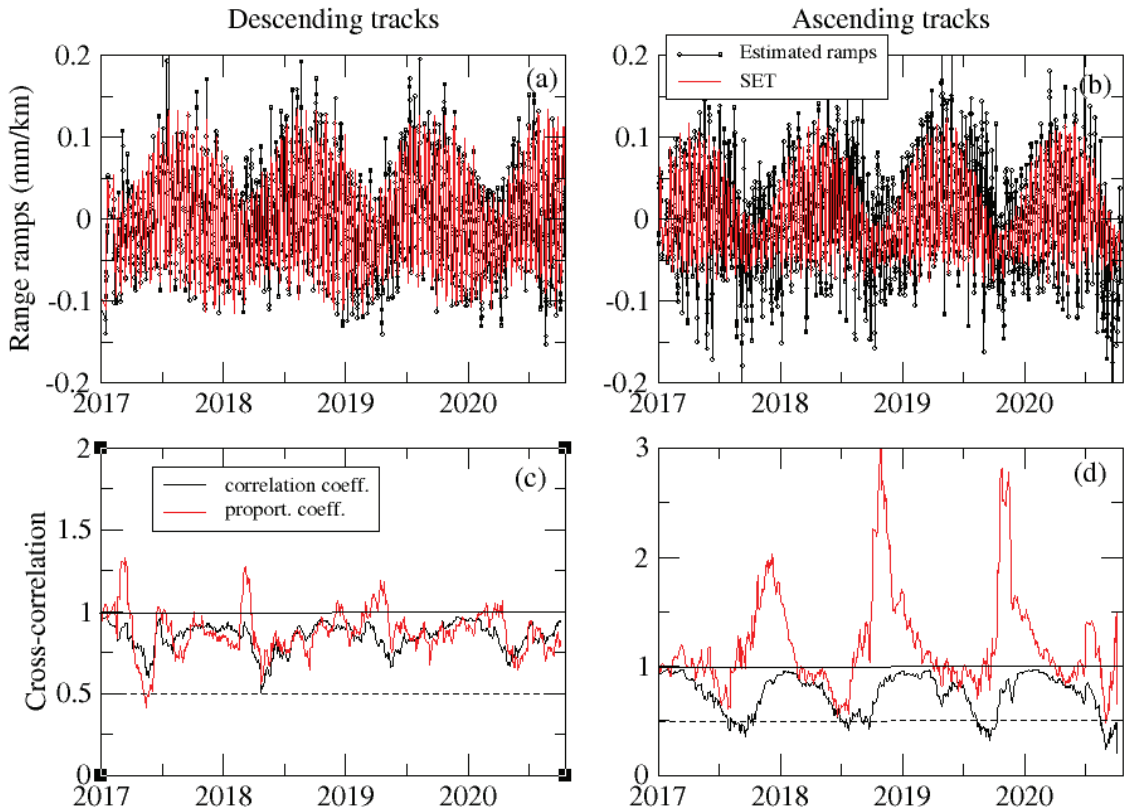


FIGURE 2.6 – Temporal evolution of the correlation between observed InSAR ramps in range and SET predictions. (a-b) Predicted ramps in range (red line) and observed ramps corrected from seasonal and linear trend (black line and symbols), plotted as a function of time for descending (a) or ascending (b) tracks. (c-d) Correlation coefficient (black line) and regression slope (red line) obtained between observation and prediction for a moving window, about two SET cycle wide. Data before 2017 are noisier and not shown.

For the ramps in range (Figure 2.6), the variation of  $\rho(t)$  is seasonal, but is only partly associated with variations in  $s(t)$ . On morning, descending tracks, we note short pulses of tide amplification in winter months (February-March) of years 2017, 2018, and less significantly of years 2019 and 2020. A zoom of the 2018 tide amplification event is displayed on Figure 2.7. Tide amplification on late-afternoon, ascending tracks is much more pronounced and last longer, occurring from July to November, with more noise in July-August than in autumn months. Zoom of the 2018 tide amplification events are displayed on Figure 2.7. The contrast between tidal amplifications in ascending and descending tracks favors an atmospheric origin for these tidal effects. One possible origin is the semi-diurnal lunar ionospheric tides



that affect the Total Electronic Content (TEC) (PEDATELLA & FORBES, 2010). The February-March amplifications might for example be related to sudden stratospheric warming events (e.g., FORBES & ZHANG, 2012). Another origin might be the tropospheric lunar tides, that have a seasonal modulation but with a rather low amplitude (KOHYAMA & WALLACE, 2014). Hence, we are not aware of an explanation for the strong tidal oscillations observed in summer periods for ascending tracks only, when SET models predict relatively small amplitudes.

The ramps in azimuth are larger and noisier for ascending tracks than for descending tracks (Figure A4), with maximum amplitude in summer times. The correlation coefficients remain significant for descending tracks, and a clear seasonal tidal amplification can also be observed from June to October. A zoom in 2019 (Figure A5) shows that despite noise, a 14.75 period is very clear in the data, especially after applying a 5-point sliding median. The amplification appears to result from a few large ramp values, positive or negative, however in phase with tidal oscillations. Similarly, the zoom in 2020 displayed for ascending tracks again shows large ramp values in phase with tidal oscillations.

The above analysis suggests that taking into account and correcting all non-stationary tidal signatures in the atmosphere could also help to strongly reduce the noise standard deviations in InSAR ramps.

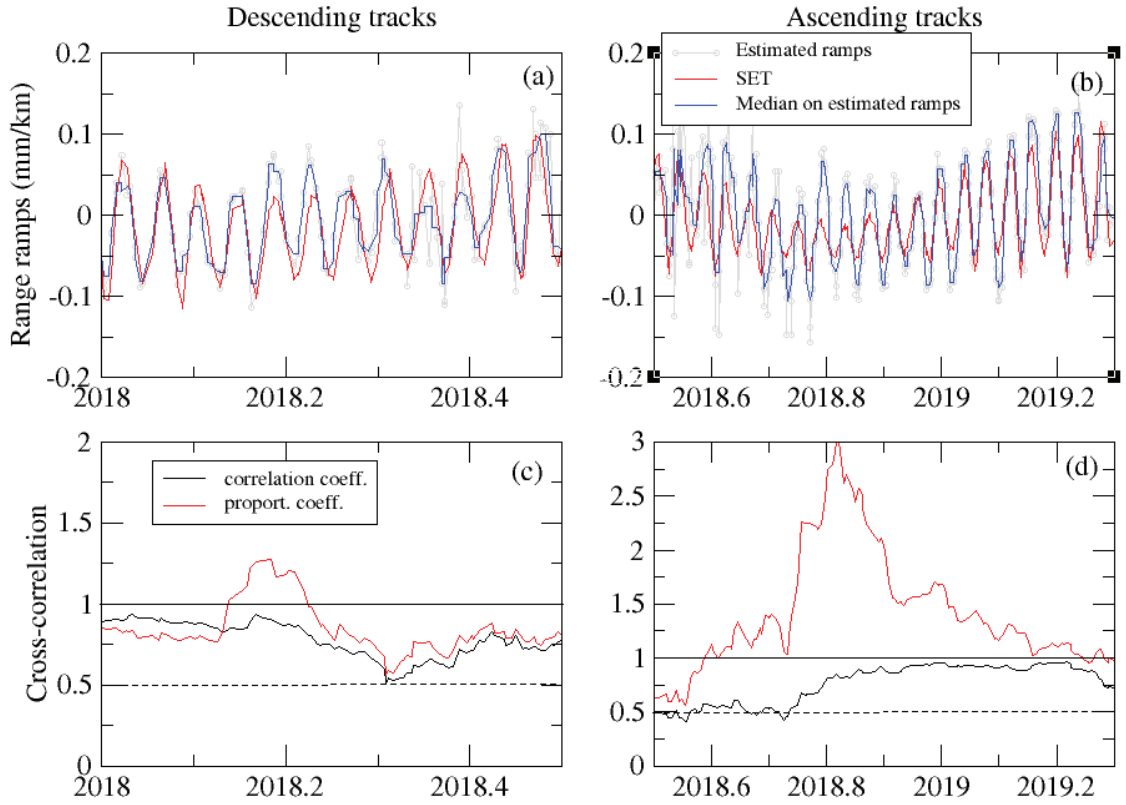


FIGURE 2.7 – As Figure 2.6 but zooming on amplification events in 2018. On panels (a-b), observed ramps are drawn with grey lines and symbols, while a 5-data-wide sliding median is shown with a blue curve. SET predicted ramps are shown in red. For the noisier ascending track ramps, the median allows to better visualize the tidal oscillations in the data.

## 2.4 InSAR ramp rate : an effect of plate motion in ITRF reference frame

GNSS data over the tibetan plateau show an eastward motion with velocities (east component  $v_E$ ) of about 30 to 50 mm/yr in the ITRF reference frame (e.g. M. WANG & SHEN, 2020, Figure A8). On InSAR time series for S1 tracks, such velocities will produce, because of the look angle variation across the 250 km-wide track range (Figure 2.3b), a ramp rate in range of about  $v_E * (\sin(46^\circ) - \sin(29^\circ)) / 250$ , i.e., approximately 0.028 to 0.047 mm/km/yr. In addition, lateral variations in the surface velocity at large scale will also produce ramp rates in range and in azimuth

(Figure 2.3d), but with a smaller amplitude. In order to test the hypothesis that the ramp rates we measured from our InSAR time series ( $\dot{a}$  and  $\dot{b}$  in equations 2.3 and 2.4, respectively) are representative of plate motion in an ITRF reference frame, we first estimate their uncertainty, then compare the measured ramp rates with predicted values based on the GNSS velocity field.

### 2.4.1 Uncertainties on InSAR ramp rates in range and azimuth

We derive from equation 2.3 and its root mean square residual,  $\sigma_a$ , an uncertainty on the estimated InSAR ramp rate in range,  $\sigma_{\dot{a}}$ , as :

$$\sigma_{\dot{a}} = \frac{\sigma_a}{\sqrt{N - 6}\sigma_t}, \quad (2.5)$$

where  $N$  is the number of acquisitions,  $N - 6$ , the degree of freedom of equation (2), and  $\sigma_t$  is the standard deviation of the acquisition times. The mean value of  $\sigma_{\dot{a}}$  is 0.0030 mm/km/yr for ascending tracks and 0.0023 mm/km/yr for descending tracks.

Despite large outliers (Figure A4 in Supplementary Material) and a significant seasonal component, the ramp rate in azimuth is also relatively well constrained, with an uncertainty,  $\sigma_{\dot{b}}$ , defined as :

$$\sigma_{\dot{b}} = \frac{\sigma_b}{\sqrt{N - 7}\sigma_t}, \quad (2.6)$$

where  $\sigma_b$  is the root mean square residual of equation 2.4 for each track. The mean value of  $\sigma_{\dot{b}}$  is 0.0026 mm/km/yr for ascending tracks and 0.0011 mm/km/yr for descending tracks.

These uncertainties are related to all unmodeled effects, such as residual tidal effects, orbital uncertainties, or ionospheric or residual tropospheric contributions.

### 2.4.2 Comparison between GNSS predicted and InSAR observed ramp rates

Here, we compare the InSAR ramp rates we inverted (sections 2.3.2 and 2.3.3) with the prediction obtained from GNSS data, for each of the 30 available chunks in eastern Tibet. To do so, we assume that the large-scale surface displacement is purely horizontal. We use GNSS horizontal velocities,  $v_g^H$ , from M. WANG et SHEN (2020), given in the ITRF 2008 reference frame. Within each track segment, we project them along the LOS using the local LOS unit vector to get  $v_g^{LOS}$ . We further assume that the sampling of GNSS data is dense and representative enough (see GNSS point locations in Figure A7 in Supplementary Information) to adequately capture the average velocity and its average tilt in range and in azimuth that InSAR would measure in the LOS within each chunk.

We note  $\bar{v}_g^H$  the average horizontal velocity per chunk obtained after weighting individual GNSS measurements by their given standard deviation, and after an iterative removal of the main outliers. The averaged tilt rate in range produced by this average surface velocity,  $\dot{a}_g^m$ , is the LOS projection from near range to far range of  $\bar{v}_g^H$ . The values of  $\dot{a}_g^m$  are compared to the  $\dot{a}$  values estimated from InSAR time series on Figure 2.6a (red symbols) for all chunks in ascending and descending geometries. The good agreement between the InSAR-derived values (positive  $\dot{a}$  values of about 0.03 mm/km/yr observed for ascending tracks and negative  $\dot{a}$  values of about -0.03 mm/km/yr for descending tracks) and GNSS-predicted ones shows that the ramp rates measured by InSAR are primarily due to the mean horizontal surface motion within InSAR chunks in the ITRF reference frame.

To further refine this analysis, taking into account horizontal gradients of the surface velocities within each chunk, we also adjust the GNSS velocities projected on LOS by :

$$v_g^{LOS} = \dot{a}_g x_g + \dot{b}_g y_g + c_g \quad (2.7)$$

where  $x_g$  and  $y_g$  are the range and azimuth of GNSS points,  $\dot{a}_g$  is the estimated

ramp rate in range using horizontal GNSS data and  $\dot{b}_g$  is the estimated ramp rate in azimuth. The least-square adjustment is performed with a weight on each GNSS data proportional to its given standard deviation converted into LOS. Note that the GNSS data distribution in the westernmost tracks (rather along N-S profiles, Figure A7) does not necessarily allow an accurate separation between the ramp in range and that in azimuth. Approximate 1- $\sigma$  uncertainties,  $\sigma_{a_g}$  and  $\sigma_{b_g}$ , are also estimated from equation 2.7 using the residual GNSS LOS velocities and the degree of freedom.

The comparison between the ramp rates predicted from the spatially distributed GNSS data and those estimated with InSAR is shown with black symbols on Figure 2.8. We now observe for the ramp rate in range a better alignment within each ascending or descending point clouds (Figure 2.8a), except for one track. Similarly, a good agreement is also observed for the ramp rate in azimuth (Figure 2.8b). Importantly, no large bias on the ramp rates, i.e., no large offset from the  $y = x$  line, is observed. This means that the possible orbit error drift in the ITRF, or the possible ionospheric over the observation period, are limited. Deviations from the  $x = y$  line in Figure 2.8 are also probably at least equally due to the large uncertainty in the GNSS-derived values of  $\dot{a}_g$  and  $\dot{b}_g$  than to the uncertainty on the InSAR-derived values  $\dot{a}$  and  $\dot{b}$ . Indeed, we obtain quite large one-sigma standard deviations on  $\dot{a}_g$  and  $\dot{b}_g$  (Figure 2.8) due to uneven GNSS data quality (campaign or continuous stations) and uneven sampling (Figure A6). Furthermore, GNSS velocities do not sample the exact same period of the seismic cycle than InSAR data, and are corrected from post-seismic motion (M. WANG & SHEN, 2020) in contrast with InSAR data. Finally, the asymmetric spatial sampling of GNSS data on either side of a fault, for example, will lead to differences with InSAR derived ramp rates. All this considered, the agreement shown on Figure 2.8 is quite remarkable and shows the potential of InSAR data to directly measure large-scale plate motion in the ITRF reference frame.

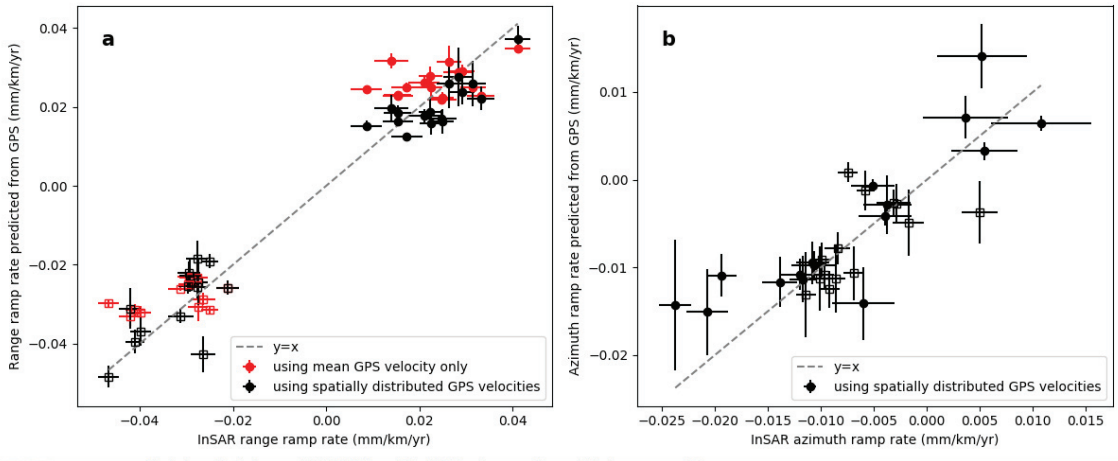


FIGURE 2.8 – Comparison between InSAR-derived and GNSS predicted ramp rates, along LOS, (a) along the range direction, (b) along the azimuth direction. GNSS ramp rates are computed by a linear regression in azimuth and range of all horizontal GPS velocities in ITRF2008 available within each track segment (M. WANG & SHEN, 2020) and projected into the LOS (black symbols with  $1-\sigma$  error bar). Open squares : descending tracks, filled circles : ascending tracks. Red symbols correspond to the average ramp rate within each track segment, computed using the averaged GNSS velocity of all GNSS points located within the track and considering only the effect of varying incidence angle from near range to far range.

### 2.4.3 Discussion on uncertainty associated with measured InSAR ramp rates

The large number of acquisitions processed in this study over 14 tracks divided into 30 chunks allows to discuss both the uncertainties due to measurement errors and unmodeled phenomena and potential biases. The residual ramps, after correction from temporally correlated terms (trend and seasonal) and solid-earth tides, provide a quantification of uncorrelated noise due to unmodeled signals (residual tidal effects, large-scale ionospheric or tropospheric effects, orbital errors or atmospheric loading) or measurements errors. A residual ramp in range of  $\pm 0.042$  mm/km (for descending tracks, see section 2.3.2) corresponds to  $\pm 10$  mm of relative displacement in LOS between far range and near range, whereas a residual ramp in azimuth of  $\pm 0.020$  mm/km (for descending tracks, see section 2.3.3) corresponds to  $\pm 20$  mm of relative displacement in LOS for two points 1000 km apart. Using equations (2.5)

and (2.6), such errors results in a mean  $\sigma_a$  for our tracks of 0.0026 mm/km/yr and thus of 0.65 mm/yr between near range and far range, and in a mean  $\sigma_b$  of about 0.0019 mm/km/yr and thus of about 1.9 mm/yr for two points 1000 km apart in azimuth.

The ramps measured at the beginning of the time series appear noisier and were heavily down-weighted in the adjustment of equation (1), before 2015.8 for descending tracks, and before 2016.8 for ascending tracks. Tentative explanations are that (1) the quality of the focusing and given metadata for early acquisitions is lower than for later acquisitions, (2) the orbits are less constrained, (3) the ramp in range induced by the Total Electronic Content (TEC) of the ionosphere is larger at the beginning of the time series. It is worth discussing these limits in more detail. First, the IPF software version used for focusing SAR data varies and our experience, also noted in LIANG et al. (2019), is that we have more problems with wrong or less accurate annotations for the frequency modulation rates in early (2014-2015) acquisitions than later (2016 onward). Second, the precise orbits that were used in this study were computed with a time-varying methodology (PETER et al., 2021). For example, the gravity field employed by the CPOD team has changed at least three times. Finally, the ionospheric perturbations in InSAR S1 data decrease from year 2014 which is a maximum of solar activity to year 2018 which stands in a sunspot low (LIANG et al., 2019).

Ramps rates measured in range might also be affected by a systematic bias. For example, a strong bias was observed due to an oscillator drift on the Envisat ASAR data (MARINKOVIC & LARSEN, 2013). However, the S1 oscillator appears very stable (LARSEN et al., 2017). A multi-annual TEC change or TEC gradient change could also produce a bias, which could be avoided with TEC corrections given in S1 ETAD (EINERDER et al., 2015). However, we prefer to wait for their validation. In this study, the time series is centered in an ionospheric low. We therefore neglect this potential bias source. Finally, an orbital drift with respect to the ITRF reference frame could produce a systematic deviation of ascending or descending ramp rates, with



opposite signs. One may identify such a systematic deviation in Figure 2.8a, of about 0.002 mm/km/yr, equivalent to an E-W drift of approximately 2.5 mm/yr. However, this is far from being well resolved at this stage. A vertical movement of eastern Tibet would, in contrast, produce a deviation from the  $y = x$  line in Figure 2.8a identical for the ascending or descending tracks.

A last point to discuss is the chosen realization of the ITRF reference frame to compare GNSS and InSAR data. In fact, the orbits used for our InSAR time series were computed in an ITRF reference frame evolving over time (ITRF 2008 until the end of 2016 then ITRF2014) (PETER et al., 2021). The GNSS velocity data from M. WANG et SHEN (2020) is given in ITRF 2008. At this point, we think that the accuracy of the InSAR ramp rates does not allow an insightful discussion on the slight difference between the two reference frames in Tibet.

To summarize, we show that InSAR-measured ramp rates are dominated by large-scale tectonic plate motion, with uncertainties that can be quantified and discussed. In the following section, we therefore reintroduce the validated ramp rates in range and azimuth in velocity maps, after separating the linear trend and the seasonal signals from the FLATSIM time series. We propose a simple methodology to merge and reference InSAR velocity maps of all tracks in the ITRF and further compare InSAR velocities extracted at GNSS data location and GNSS velocities projected into LOS.

## 2.5 Methodology for merging InSAR velocity maps at large-scale in the ITRF reference frame

### 2.5.1 Separation of average velocity and seasonal signals in FLATSIM time series

We first model the ground displacement, inverting the phase timeseries,  $s(x, y, t_k)$ , given by the FLATSIM service, for each pixel  $(x, y)$ , to optimize the separation of

the seasonal and linear ground movements. We model the ground displacement by :

$$s_m(x, y, t_k) = A_0(x, y) + A_c(x, y)\cos(2\pi t_k) + A_s(x, y)\sin(2\pi t_k) + V_{LOS}(x, y)(t_k - t_0) \quad (2.8)$$

where  $A_0$ ,  $A_c$  and  $A_s$  correspond to a constant, the in-phase (winter-summer) and out-of-phase (spring-autumn) amplitude of the seasonal displacement, respectively,  $V_{LOS}$  is the ground LOS velocity, and  $t_k$  is the acquisition time in year.  $t_0$  is an arbitrary value taken at the beginning of the time-series. The least square estimation of the variables  $A_0$ ,  $A_c$ ,  $A_s$  and  $V_{LOS}$ , is weighted by  $W(x, y, t_k)$  that depends on each pixel and on each acquisition, in order to take into account the fact that some acquisitions have large APS, defined by  $\sigma_{APS}$ , or large RMS misclosure, defined by  $\sigma_m$ , and that some values in the time series are large outliers. Furthermore, during the iterative process, we redefine the reference area  $s_{ref}(t_k)$  of each acquisition (see discussion below). For track segment D135S, as already mentioned before, a data gap of 1.2 years from 2017/03/08 to 2018/06/19 led to erroneous phase linking across the gap; another unknown variable proportional to a step across the data hole was therefore introduced in equation 2.8.

We thus minimize the cost  $C$  :

$$C = \sum_{x,y,t_k} W(x, y, t_k)^2 * (s(x, y, t_k) - s_{ref}(t_k) - s_m(x, y, t_k))^2 \quad (2.9)$$

with

$$W(x, y, t_k) = \frac{1}{(\sigma_{APS}(t_k) + \epsilon) * (\max(\sigma_m(t_k), \epsilon)) * (|r(x, y, t_k)| + \epsilon)} \quad (2.10)$$

where  $r(x, y, t_k) = s(x, y, t_k) - s_{ref}(t_k) - s_m(x, y, t_k)$  is the residue,  $\sigma_m$  is the mean of the root mean square network misclosure of all interferograms containing a given date  $t_k$  (LÓPEZ-QUIROZ et al., 2009),  $\sigma_{APS}(t_k)$  is the RMS of the residue for a given date (DOIN et al., 2011), and  $\epsilon$  is equal to 0.4 rad. The weighting in  $\sigma_m$ , constant for all iterations, is introduced to handle the cases where one or a few acquisitions

have fringe patterns that systematically produce large unwrapping errors, as is for example regularly observed in case of partial snow cover. When this happens, the automatic unwrapping error correction implemented in the NSBAS inversion scheme (DOIN et al., 2011) fails. One inner loop of three iterations, made on a single pixel  $(x, y)$ , allows to define the weight based on the residue  $|r(x, y, t_k)|$ . The outer loop, made of three iterations, is performed once all pixels have been processed in order to compute  $\sigma_{APS}(t_k)$ , and the reference value for each date,  $s_{ref}(t_k)$ , such that the average over a reference area of the residue  $r(x, y, t_k)$  will be zero.

The reference area first covers the whole track segment. However, in a second step, it is restricted to the bedrock as in DAOUT et al. (2017), i.e., to the area not affected by seasonal deformation of hydrological origin or due to permafrost freeze-thaw cycles. In order to automatically define the bedrock pixels, we analyze the along-track profiles of the term  $A_s(x, y)$  of equation 2.8, as shown in Figure A6. An along-profile large-wavelength fit is adjusted to the median values per each azimuth bin. This fit serves as a reference to mask pixels far from the fit line, affected by large seasonal signal. We chose the seasonal spring-autumn sine component to define bedrock as it is less affected by residual atmospheric delays than the winter-summer cosine term. Figure 2.9 displays the resulting merged amplitude maps of the spring-autumn signal ( $A_s$  in sine term of equation 2.8) and of the winter-summer ( $A_c$  in cosine term of equation 2.8) signal. The maps are very consistent on tracks overlaps and for ascending and descending tracks, suggesting that they mostly represent well-defined vertical displacement signals. Uplift in spring and subsidence in winter is generalized over the highest elevation areas of the eastern tibetan plateau. These signals, very pronounced on the sine maps, correspond to the effect of freeze-thaw cycles in permafrost areas, as described in (DAOUT et al., 2020; DAOUT et al., 2017), and occur mainly within permafrost prone areas (T. WANG et al., 2020). Other hydrological signals are also apparent in both the cosine and sine maps, especially within catchment basins or at the foothills of mountains ranges in desert areas. The cosine maps also display strong residual tropospheric delays with pronounced phase-

elevation relationships in deeply incised valleys of southeastern tibet where the ERA-5 atmospheric correction is not accurate (MATHEY et al., 2022). An in-depth analysis of the seasonal pattern is beyond the scope of the present paper.

For merging and referencing steps in the following, we use the average velocity maps (linear trend) extracted from equation 2.8.

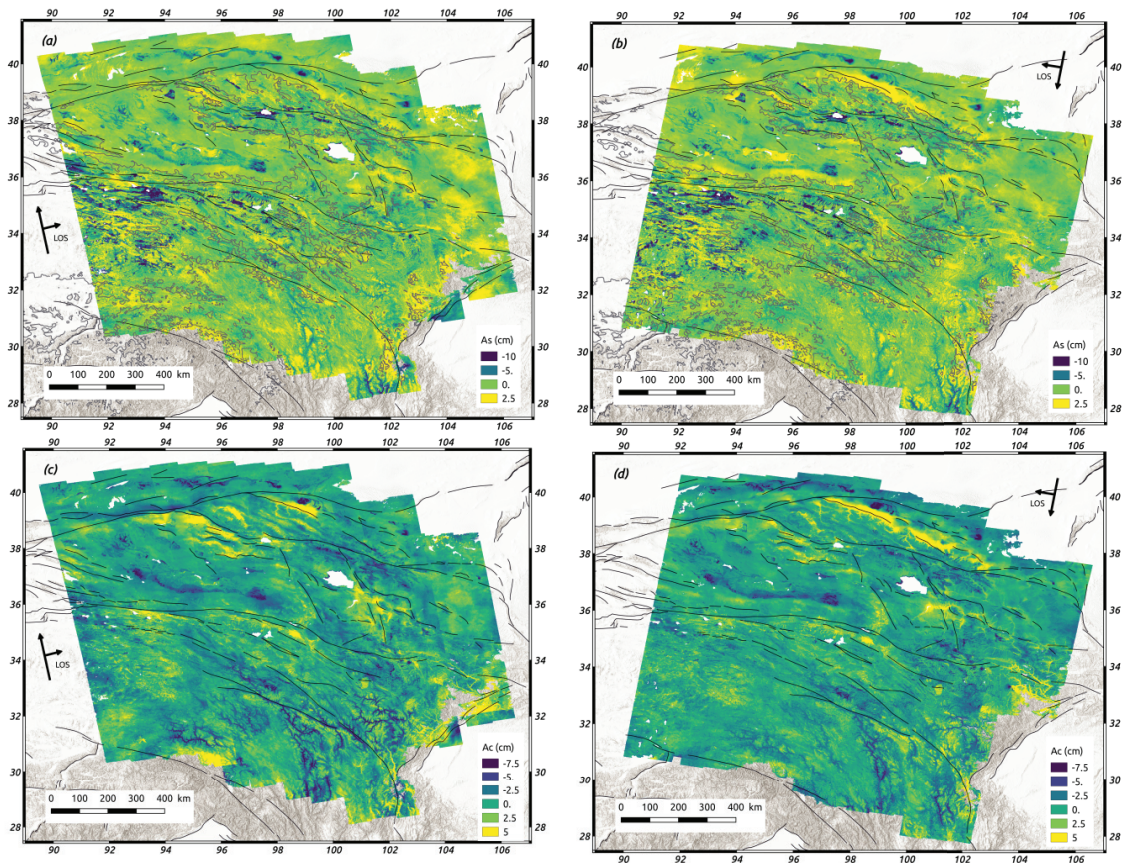


FIGURE 2.9 – Amplitude of the seasonal signal extracted from time series analysis, superimposed on the elevation Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Left : ascending tracks. Right : descending tracks. Panels (a-b) : sine component. Positive (negative, respectively) amplitude indicates subsidence (uplift, respectively) in spring. Grey lines contour permafrost-prone areas (T. WANG et al., 2020). Panels (c-d) : cosine component. Positive (negative, respectively) values correspond to subsidence (uplift, respectively) in winter.

### 2.5.2 Principles of InSAR data referencing strategy in this study

The strategy proposed in this study aims to provide a regional InSAR velocity map that is as least constrained as possible by GNSS data, i.e. using as few as possible degrees of freedom to put each InSAR velocity map in the ITRF2008 reference frame. This way, GNSS and InSAR data can still be viewed as independent data sources and checked against each other. We also exclude from the referencing procedure continuity constraints across adjacent tracks. Indeed, due to varying incidence angle, LOS velocity maps must be discontinuous across tracks. Continuity should then only be enforced after horizontal/vertical decomposition, or under the assumption of purely horizontal velocity. Here, we reference each track independently and use the redundancy on track overlaps to test the quality of the InSAR velocity maps at very large-scale.

Other referencing procedures published so far typically include the computation of a low-pass velocity field based on available GNSS data, that is then projected along LOS and removed from InSAR velocity maps (TONG et al., 2013). The corrected InSAR maps are high-pass filtered and the GNSS LOS velocity map is added back. Other related referencing method replace the high-pass filter step by a polynomial fit in both range and azimuth directions for each Sentinel-1 frame (250km by 250km) (WEISS et al., 2020). The advantage of these methods is that the long wavelength field is tied to external GNSS data, ensuring a good across-track and along-track continuity. However, the drawbacks, beside the lack of independence between the GNSS and InSAR velocity fields, are that high-pass filters are less efficient at frame borders, and more importantly, that the low-pass GNSS to InSAR tying might be impacted by local unsampled phenomena and by vertical motion. To clarify the latter point, we can consider the case of an area with no horizontal motion but with pervasive subsidence in numerous basins captured by InSAR. If GNSS points are mostly installed on bedrock, or if the GNSS vertical motion is either unavailable



or unreliable, the GNSS interpolated surface will indicate zero motion in this area. The high-pass filtering of the InSAR minus the GNSS-derived surface will thus lead to show motion toward satellite on bedrock. Adding back GNSS-derived surface will leave this bias on InSAR velocity maps. Tiling of InSAR frames might then become hazardous. Such usual referencing procedures therefore only work well in the case of even, unbiased sampling of GNSS points, with coeval vertical rate measurements.

### 2.5.3 Merging InSAR velocity maps and referencing in ITRF

We first assemble north to south segments (2 or 3) of each single track using the redundancy in their 200 km-long overlap areas, and obtain 7 ascending and 7 descending velocity maps. Then, we constrain a LOS velocity offset and a tilt in azimuth for each track, i.e., we invert 14 free parameters for each ascending or descending data set. We detail these two steps below.

To assemble along-track segments, we first add to each velocity map (linear trend from equation 2.8) the ramp rates in range  $\dot{a} * x$  and in azimuth  $\dot{b} * y$  defined in subsections 2.3.2 and 2.3.3. The LOS velocity difference in overlap regions is fitted by a constant and a tilt in range  $\delta\dot{a}$ . The  $\delta\dot{a}$  value is split into  $\delta\dot{a} = \delta\dot{a}^N - \delta\dot{a}^S$  (tilts for North and South segments with the corresponding weighting constraint  $\sigma_a^S \delta\dot{a}^N = -\sigma_a^N \delta\dot{a}^S$ ). The ramps  $\delta\dot{a}^N x$  and  $\delta\dot{a}^S x$  are then subtracted from the North and South velocity maps before merging. A similar method is used in the case of three segments along track.

Horizontal GNSS data in ITRF2008 within the merged tracks are projected along the LOS and compared to the mean LOS InSAR velocity extracted at the same location. We compute the weighted mean of all velocity differences after an iterative removal of the outliers. This mean is added to the LOS InSAR map. The velocity maps are then multiplied by  $\sin \theta_{mid} / \sin \theta$ , in order to take into account the effect of the incidence angle  $\theta$  on horizontal motion ( $\theta_{mid}$  is the middle incidence angle). This removes the range tilt due to horizontal motion. The same projection on  $\theta_{mid}$  is done for GNSS velocities. A residual tilt in azimuth and an offset are then computed from

the weighted residuals of GNSS LOS velocities minus their corresponding InSAR values. The offset and tilt in azimuth  $\delta_i$  are added to the original LOS InSAR maps. The resulting, referenced InSAR maps in the ITRF reference frame are shown in Figure A6 of the supplementary materials, together with the GNSS velocities projected along LOS from M. WANG et SHEN (2020). An example of an azimuth profile, put back at middle incidence angle, is also shown in Figure 2.10d.

#### **2.5.4 Referencing validation by GNSS-InSAR comparison in the line of sight**

We compare here the horizontal GNSS data projected along the LOS to the velocities of the referenced InSAR maps (displayed in Figure A6 of the supplementary materials). The comparison is shown in Figure 2.10 for ascending and descending tracks. The standard deviation of the LOS velocity difference is low, of 1.4 mm/yr, despite the very simple adjustment procedure described above (28 free parameters for about 1037 measurements of velocity differences). The absence of adjustment in range and the simple tilt adjustment in azimuth over 1200 km long tracks shows that multi-temporal InSAR analysis of Sentinel-1 data is able to retrieve very long wavelength surface deformation fields.

Note that in our referencing procedure, we neglect the vertical motion at GNSS locations. This does not imply that we will not be able to retrieve vertical motion even at large scale, as only the mean velocity value and azimuth tilt is fixed by GNSS data. Furthermore, we observe that GNSS data are often located on bedrock, hence are less subject to large vertical motion.

The main limitations to the simple referencing procedure described here are (a) the uneven sampling and data quality of GNSS data in general, and the sparse GNSS network in the westernmost part of the study area, (b) the period of observation, varying from site to site but long for GNSS data (up to 25 years), and short for InSAR (5 years), associated with a different sampling of the seismic cycle. In particular, the large-scale post-seismic signals from the 2001 Kokoxili earthquake and from the 2008



Wenchuan earthquake are clearly present in InSAR data but corrected in GNSS data, and may influence the referencing of the tracks covering the impacted areas. To partly overcome this problem, we imposed a low weight to InSAR-GNSS residuals close to the Kunlun fault.

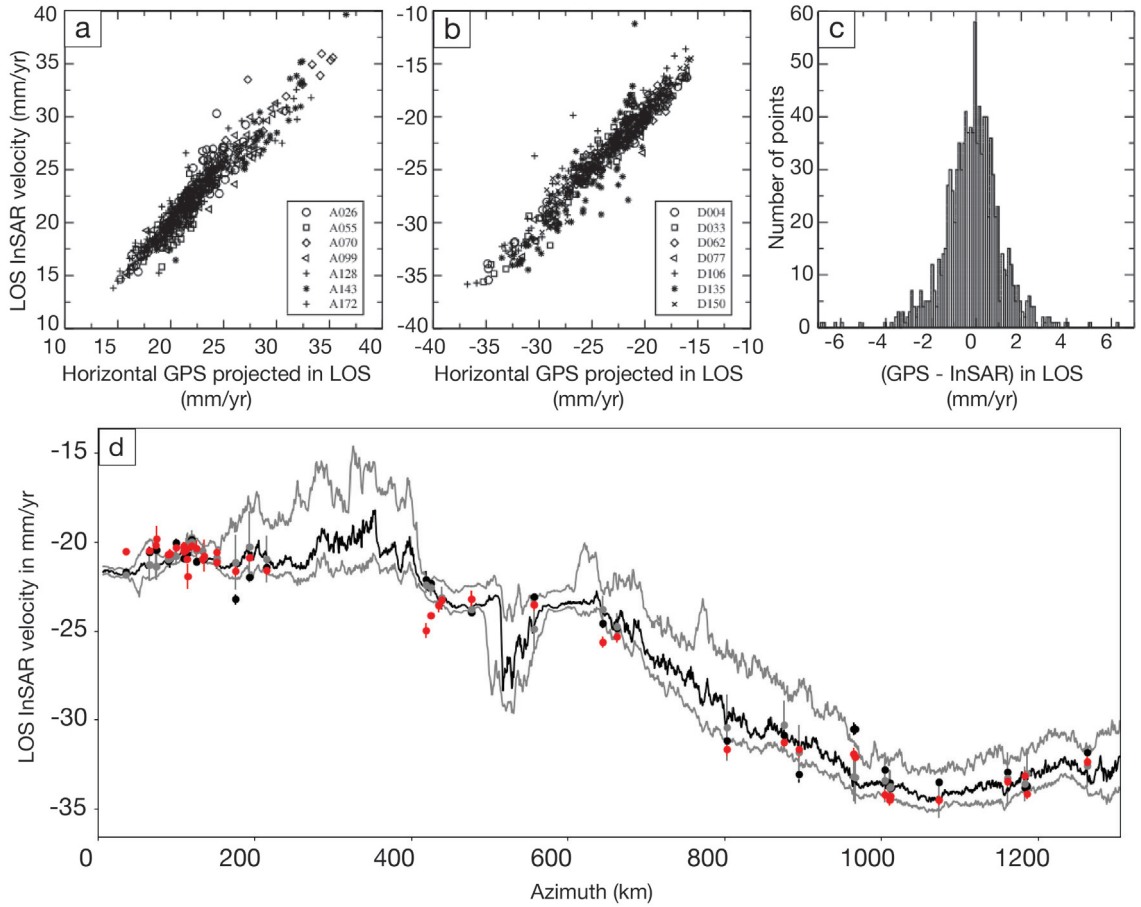


FIGURE 2.10 – Comparison between the horizontal GNSS velocities from (M. WANG & SHEN, 2020), projected in LOS, and the InSAR velocities after referencing in ITRF2008, (a) for ascending tracks. (b) for descending tracks. Note that track D135S presents larger errors due to 1.2 years of missing data in the South and a rugged and vegetated terrain. (c) Histogram of velocity differences. (d) Track-wide (250 km) InSAR profile along the azimuth of the merged and referenced D004 track. The effect of along range change in look angle,  $\theta$ , is compensated by multiplying by  $\sin \theta_{mid} / \sin \theta$ , assuming a mainly horizontal velocity field ( $\theta_{mid}$  is the middle look angle). The black line represents the median InSAR velocity value for each azimuth bin, after iterative outliers removal. The grey lines represent lateral variations in InSAR velocities, displayed as its mean plus or minus its standard deviation. Black filled circles (grey filled circles, respectively) show the mean (median, respectively) and standard deviation of InSAR velocities at GPS locations, in a small  $1.0 \times 2.7 \text{ km}^2$  area (in a larger  $0.6 \times 135 \text{ km}^2$  area, respectively). Filled red circles represent the horizontal GPS velocities from (M. WANG & SHEN, 2020) projected along LOS.

### 2.5.5 InSAR velocity maps decomposition into horizontal and vertical components

The referenced LOS velocity maps obtained above (Figure A7 in Supplementary materials) are finally decomposed into horizontal and vertical components. The approach chosen here differs from other possible simplifications, as inverting for an E-W velocity and neglecting either the N-S velocity or the up-down contribution to the LOS InSAR measurements. Here, we fix the local azimuth of the horizontal velocity to that obtained from the interpolated GNSS field (Figure A8 in Supplementary Materials). We invert for the horizontal,  $V_H$ , and vertical,  $V_U$ , velocities, with input data,  $V_{LOS}$ , on ascending and descending tracks, using equation :

$$V_{LOS} = (u_E * \sin(\alpha) + u_N * \cos(\alpha)) * V_H + u_U * V_U \quad (2.11)$$

where  $\mathbf{u} = (\mathbf{u}_E, \mathbf{u}_N, \mathbf{u}_U)$  is the local unit LOS vector and  $\alpha$  is the local azimuth of the horizontal velocity vector, counted clockwise from North. The system of equation (2.11) is inverted where we have at least one ascending and one descending observation. The inverted values of  $V_H$ , together with the GNSS horizontal velocity amplitudes, display overall good agreement, as shown on Figure 2.11a. This figure also highlights the high potential of InSAR data to spatially densify measurements of horizontal motion to complement GNSS, identify strain localization on and off-faults to further explore strain partitioning and slip transfer between faults over wide intracontinental deformation zones.

In areas where we have three or four observations, the residue of equation 2.11 measures the consistency of overlapping velocity maps, while taking into account the viewing angle difference and the vertical motion. The residue is for 98% of pixels lower than 2 mm/yr (Figure 2.11b,d). In the diamond areas with four observations, the median of the residue is 1.2 mm/yr (Figure 2.11b,e). Note that here, we only constrain with InSAR the amplitude of the horizontal velocity vector, the angle of the velocity vector being fixed to the interpolated GNSS field. This resulting velocity

vector has two components, with the northward component far less constrained than that of the eastward one. Residues in overlapping areas may also arise from local deviations of the velocity vector angle from the interpolated GNSS velocity angle.

The inverted horizontal velocities from InSAR differ from GNSS velocities by a standard deviation of 1.6 mm/yr (Figure 2.11b,c). The differences appear quite random in space with the notable exception of three main areas (redish dots in figure). In the southeasternmost part of our study area, at the limit of the Sichuan basin (between the Longriba fault and the LongmenShan thrust systems), InSAR yields a larger eastward velocity than GNSS, by about 3 mm/yr. This discrepancy must be due to the postseismic displacement associated with the Wenchuan 2008 Earthquake (M. WANG et al., 2021). In the western part of the velocity map around the Kunlun fault, we also observe the on-going post-seismic deformation after the 2001 Kokoxili earthquake (ZHAO et al., 2021), leading to positive InSAR-GNSS residuals as this signal was corrected from the GNSS data (M. WANG & SHEN, 2020). Finally, south of the eastern end of the XianShuiHe fault where it bends to the south, InSAR velocity maps yields higher velocity than long-term GNSS velocities, resulting in larger velocity contrasts across the fault by about 2-3 mm/yr. This may be due to the 3D complexity of the fault systems in this area, with the uplift of the Gongga Shan massif at the junction of the Xianshuihe Fault and a series of SW-NE thrusts as the Muli thrust (BAI et al., 2018; PITARD et al., 2021). Furthermore, this area is characterized by extreme relief with numerous deeply incised and vegetated valleys, which may induce InSAR measurements errors. It is also part of the southern segment of descending track D135 presenting a 1.2 year data gap, where we expect the automated MTInSAR processing to produce less accurate results than in the other parts of Tibetan plateau.

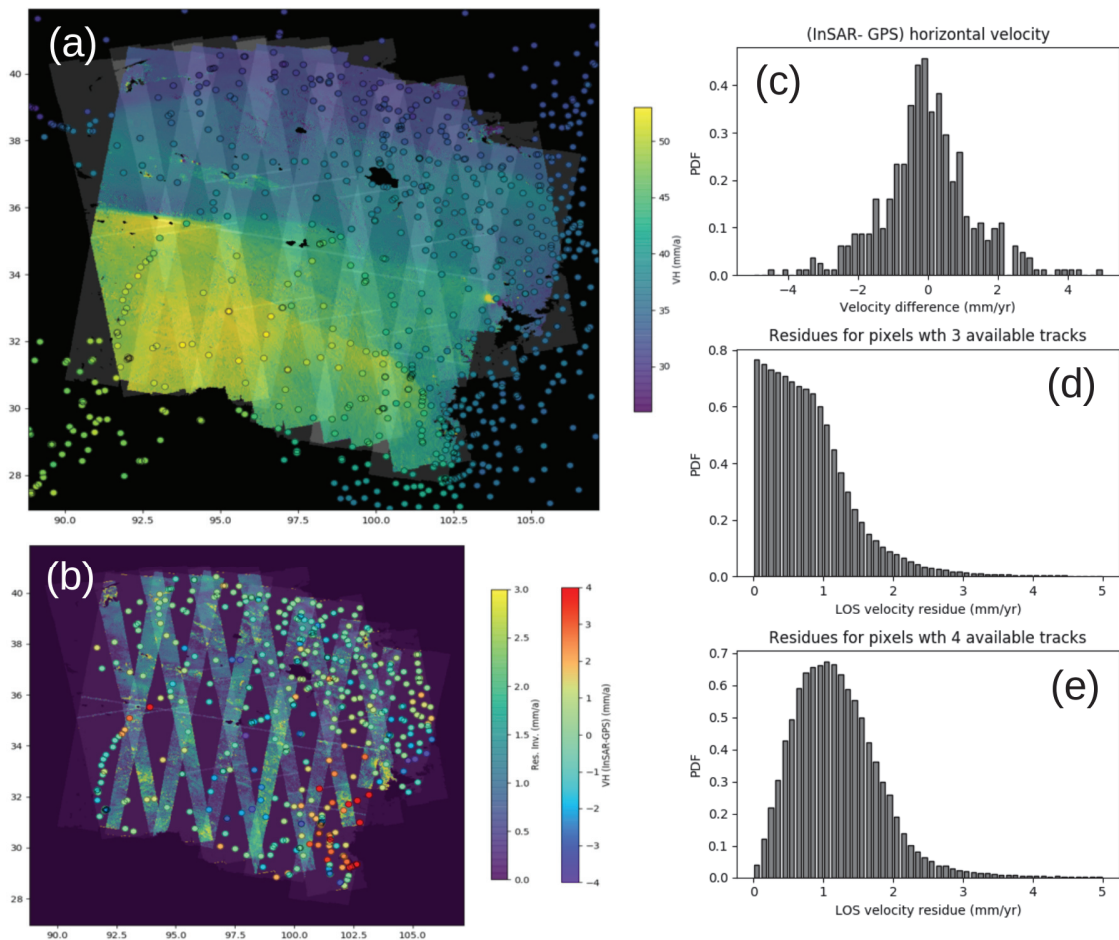


FIGURE 2.11 – (a) Comparison of the amplitudes of the horizontal motion from GNSS (filled circles) and InSAR (color map). (b) Residuals on track overlaps (color maps) and GNSS-InSAR horizontal velocity difference (colored dots). Panels (a-b) : the grey shade depicts the number of track available for each pixel. (c) Histogram of GNSS-InSAR horizontal velocity differences. (d) residual on track overlaps. (e) Residual on track overlaps where four viewing angles are present (diamond shape areas).

The horizontal and vertical velocity fields resulting from this analysis are displayed on Figure 2.12. Both show a good spatial across-track continuity, although this continuity was not enforced in the referencing procedure. We observe a north to south increase in horizontal velocities, with marked gradients across the Altyn Tagh, Haiyuan, Kunlun and Xianshuihe left-lateral fault systems. The velocity contrast across the Altyn Tagh is clearly visible up to 96°E, with a progressive eastward decrease and a relay to the Haiyuan fault, also marked by a velocity gradient from 99°E to 105.5°E. Strong localization on the Kunlun fault is visible throughout the study

area, although velocity contrast decreases eastward. On the contrary the velocity contrast across the Xianshuihe fault vanishes westward, east of  $96^{\circ}\text{E}$ . The vertical velocity map appears to be dominated by hydrological contributions, with subsidence within permafrost-prone areas, and uplift in low elevation catchment basins. Although referencing is performed using only horizontal GNSS measurements, we show here that we can still retrieve a long-wavelength vertical velocity field, due to the small degree of freedom in our referencing procedure.

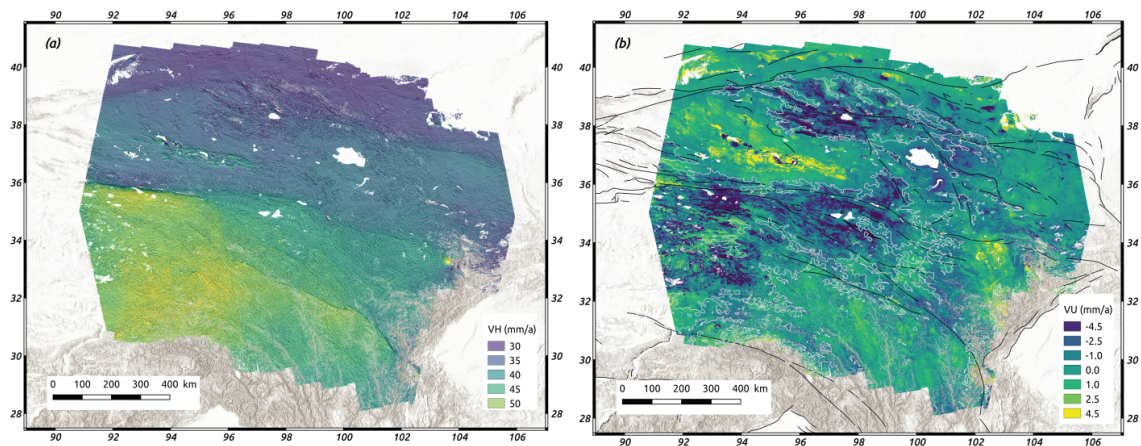


FIGURE 2.12 – (a) Amplitude of the horizontal motion. Background shading is the gradient of the horizontal motion computed in a NNE direction. (b) Vertical velocity field (blue/yellow for subsidence/uplift). The grey line shows the limit of the permafrost domain from T. WANG et al. (2020).

## 2.6 Conclusion

The originality of this study is to explore to what extent MTInSAR based on Sentinel-1 acquisitions could be used for very large-scale mapping of surface displacements. In that end, we purposely limit the amount of free parameters needed for referencing InSAR data in the ITRF reference frame, so that we can then use the InSAR-GNSS independence to validate InSAR measurements. In all the studies we know of so far, this is the first time that such a strategy is experimented. The tibetan plateau is a favorable study area to start with, due to its moderate relief, limited vegetation cover and high elevation, implying a thin tropospheric layer. It is also less affected by ionospheric disturbances than equatorial regions.



The dataset, made of 7 ascending and 7 descending Sentinel-1 tracks over eastern Tibet was processed automatically with the FLATSIM service (THOLLARD et al., 2021). The  $\simeq 1300$  km-long tracks were divided in two or three chunks overlapping by about 200 km. To ensure high quality velocity maps, we post-processed all provided time series for each chunk, analyzing and taking into account measurement noise of diverse origins and a seasonal contribution.

The largest displacement wavelength that can be captured by MTInSAR corresponds to displacement tilts in azimuth and range. We show that it is useful to analyze them separately from the rest of the deformation signal. The quality of tilt observations is lower early in the time series than later. We show that InSAR is not only able to accurately measure the tilt in range due to solid earth tide, but it also measures the tilt in azimuth quite well. Furthermore, we show that other, time-dependent, lunar tidal effects of unknown origin, are apparent in the tilt time series. We suspect transient ionospheric tide amplifications, with high temporal dynamics, especially important for dawn orbits. The standard deviation of unmodelled, residual tilts for descending (ascending, respectively) tracks is 0.042 mm/km (0.050 mm/km, respectively) in range direction and 0.020 mm/km (0.029 mm/km, respectively) in azimuth direction.

The careful ramp analysis allows to provide reliable estimates of the linear ramp evolution with time (ramp rate). We quantify their uncertainties for descending (ascending, respectively) tracks, at 0.0023 mm/km/yr (0.0030 mm/km/yr, respectively) in range direction, and 0.0011 mm/km/yr (0.0026 mm/km/yr, respectively) in azimuth direction. A comparison with the GNSS horizontal velocity data shows that the ramp rates accurately represent the plate motion in the ITRF 2008 reference frame, despite the changes made for orbit computation at the time of this study (PETER et al., 2021). No bias was observed neither for ascending nor descending tracks, although no ionospheric corrections were performed in this study. InSAR-GNSS tilt rates discrepancies are not only due to InSAR measurement errors at large wavelength, but also, and as importantly, to limitations such as uneven and possibly unrepresenta-



---

tive GNSS sampling, GNSS uncertainties, lack of GNSS vertical information, and differences in measurement periods in case of non linear motion.

Based on these first conclusions, we devise a very simple merging and referencing procedure. Tilt rates are reintroduced before along-track merging. Then a simple offset and final ramp adjustment in azimuth is performed for each track. Only two degrees of freedom are therefore used for each track. The adjustment is based on the GNSS-InSAR velocity differences at GNSS points, which avoids potential biases due to GNSS data interpolation and InSAR high-pass filtering. The measured misfit between the GNSS LOS-projected and InSAR LOS velocity maps is 1.4 mm/yr. It is again related not only to InSAR errors, but also to GNSS errors, lack of GNSS vertical velocity, and differences in sampling periods.

The horizontal-vertical decomposition allows to quantify the quality of the very large-scale InSAR maps. Indeed, tilted InSAR maps are used as input into the inversion to directly recover the horizontal velocity amplitude in the ITRF2008 reference frame. Wrong ramps would incorrectly attribute some horizontal motion to the vertical, or inversely, and that might be different from one track to the next. LOS residues ( $\sigma = 1.2$  mm/yr) in regions of track overlaps allows to quantify the consistency of the LOS velocity maps while taking into account variable look angles. Horizontal GNSS-InSAR velocity differences have a standard deviation of 1.6 mm/yr.

Based on all the above quantified uncertainties, we show that it is possible to obtain InSAR velocity maps in the orbit reference frame, at very large scale, with little input from GNSS data. The obtained velocity and seasonal maps are rich in tectonic and hydrological signals, which will deserve more in-depth analysis in future studies.

# Bibliographie

- ALTAMIMI, Z., MÉTIVIER, L. & COLLILIEUX, X. (2012). ITRF2008 plate motion model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B7). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011JB008930>
- ASLAN, G., LASSERRE, C., ÇAKIR, Z., ERGINTAV, S., ÖZARPACI, S., DOĞAN, U., BILHAM, R. & RENARD, F. (2019). Shallow creep along the 1999 Izmit Earthquake rupture (Turkey) from GPS and high temporal resolution interferometric synthetic aperture radar data (2011–2017). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 124(2), 2218-2236.
- BAI, M., CHEVALIER, M.-L., PAN, J., REPLUMAZ, A., LELOUP, P. H., MÉTOIS, M. & LI, H. (2018). Southeastward increase of the late Quaternary slip-rate of the Xianshuihe fault, eastern Tibet. Geodynamic and seismic hazard implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 485, 19-31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.045>
- BEKAERT, D. P., KARIM, M., LINICK, J. P., HUA, H., SANGHA, S., LUCAS, M., MALAROUT, N., AGRAM, P. S., PAN, L., OWEN, S. E. & LAI-NORLING, J. (2019). Development of open-access Standardized InSAR Displacement Products by the Advanced Rapid Imaging and Analysis (ARIA) Project for Natural Hazards. *AGU Fall Meeting Abstracts, 2019*, **jourarticle** G23A-04, G23A-04.

- BIGGS, J., WRIGHT, T., LU, Z. & PARSONS, B. (2007). Multi-interferogram method for measuring interseismic deformation : Denali Fault, Alaska. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1165-1179. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03415.x>
- BROUWER, W. S. & HANSEN, R. F. (2021). An Analysis of InSAR Displacement Vector Decomposition Fallacies and the Strap-Down Solution. *2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS*, 2927-2930. <https://doi.org/10.1109/IGARSS47720.2021.9554216>
- BÜRGMANN, R., SCHMIDT, D., NADEAU, R. M., D'ALESSIO, M., FIELDING, E. J., MANAKER, D., MCEVILLY, T. V. & MURRAY, M. H. (2000). Earthquake Potential Along the Northern Hayward Fault, California. *Science*, 289, 1178-1182. <http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/289/5482/1178>
- CAVALIÉ, O., DOIN, M.-P., LASSERRE, C. & BRIOLE, P. (2007). Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis : Probing the lithosphere rheological structure. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 112(B3).
- CAVALIÉ, O., LASSERRE, C., DOIN, M.-P., PELTZER, G., SUN, J., XU, X. & SHEN, Z.-K. (2008). Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(3-4), 246-257. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.057>
- CAVALIÉ, O. & JÓNSSON, S. (2014). Block-like plate movements in eastern Anatolia observed by InSAR. *Geophysical Research Letters*, 41(1), 26-31. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2013GL058170>
- CLARK, M. K. & ROYDEN, L. H. (2000). Topographic ooze : Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8), 703. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<703:tobtem>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<703:tobtem>2.0.co;2)
- DAOUT, S., DINI, B., HAEBERLI, W., DOIN, M.-P. & PARSONS, B. (2020). Ice loss in the Northeastern Tibetan Plateau permafrost as seen by 16 yr of ESA SAR

- missions. *Earth and Planetary Science Letters*, 545, 116404. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116404>
- DAOUT, S., DOIN, M.-P., PELTZER, G., LASSERRE, C., SOCQUET, A., VOLAT, M. & SUDHAUS, H. (2018). Strain Partitioning and Present-Day Fault Kinematics in NW Tibet From Envisat SAR Interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(3), 2462-2483. <https://doi.org/10.1002/2017jb015020>
- DAOUT, S., DOIN, M.-P., PELTZER, G., SOCQUET, A. & LASSERRE, C. (2017). Large-scale InSAR monitoring of permafrost freeze-thaw cycles on the Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 901-909. <https://doi.org/10.1002/2016gl070781>
- DICAPRIO, C. J. & SIMONS, M. (2008). Importance of ocean tidal load corrections for differential InSAR. *Geophysical Research Letters*, 35(22). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008GL035806>
- DOIN, M.-P., GUILLASO, S., JOLIVET, R., LASSERRE, C., LODGE, F., DUCRET, G. & GRANDIN, R. (2011). Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : The Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data. *Proceedings of the Fringe symposium*, 3434-3437.
- DOIN, M.-P., TWARDZIK, C., DUCRET, G., LASSERRE, C., GUILLASO, S. & JIANBAO, S. (2015). InSAR measurement of the deformation around Siling Co Lake : Inferences on the lower crust viscosity in central Tibet. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(7), 5290-5310. <https://doi.org/10.1002/2014jb011768>
- DOIN, M.-P., LASSERRE, C., PELTZER, G., CAVALIÉ, O. & DOUBRE, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 35-50. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.03.010>
- DURAND, V., BOUCHON, M., KARABULUT, H., MARSAN, D., SCHMITTBUHL, J., BOUIN, M.-P., AKTAR, M. & DANIEL, G. (2010). Seismic interaction and de-

- layed triggering along the North Anatolian Fault. *Geophysical Research Letters*, 37(18). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2010GL044688>
- EINER, M., BALSS, U., SUCHANDT, S., GISINGER, C., CONG, X. & RUNGE, H. (2015). A definition of next-generation SAR products for geodetic applications. *2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 1638-1641. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7326099>
- ENGLAND, P. C. & JACKSON, J. (1989). Active deformation of the continents. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17, 197-226.
- FERNÁNDEZ, M., PETER, H., ARNOLD, D., DUAN, B., SIMONS, W., WERMUTH, M., HACKEL, S., FERNÁNDEZ, J., JÄGGI, A., HUGENTOBLER, U., VISSER, P. & FÉMÉNIAS, P. (2022). Copernicus Sentinel-1 POD reprocessing campaign. *Advances in Space Research*, 70(2), 249-267. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.asr.2022.04.036>
- FORBES, J. M. & ZHANG, X. (2012). Lunar tide amplification during the January 2009 stratosphere warming event : Observations and theory. *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 117(A12).
- GRANDIN, R., DOIN, M.-P., BOLLINGER, L., PINEL-PUYSSÉGUR, B., DUCRET, G., JOLIVET, R. & SAPKOTA, S. N. (2012). Long-term growth of the Himalaya inferred from interseismic InSAR measurement. *Geology*, 40(12), 1059-1062. <https://doi.org/10.1130/g33154.1>
- GRANDIN, R. (2015). Interferometric Processing of SLC Sentinel-1 TOPS Data. *Proceedings of Fringe 2015 : Advances in the Science and Applications of SAR Interferometry and Sentinel-1 InSAR Workshop*. <https://doi.org/10.5270/fringe2015.pp116>
- GRANDIN, R., VALLÉE, M. & LACASSIN, R. (2017). Rupture Process of the Mw 5.8 Pawnee, Oklahoma, Earthquake from Sentinel-1 InSAR and Seismological Data. *Seismological Research Letters*, 88(4), 994-1004. <https://doi.org/10.1785/0220160226>

- HO TONG MINH, D., HANSEN, R., DOIN, M.-P. & PATHIER, E. (2022). Advanced Methods for Time-series InSAR. *Surface Displacement Measurement from Remote Sensing Images* (p. 125-153). John Wiley; Sons, Ltd. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/9781119986843.ch5>
- HU, X., BÜRGMANN, R., XU, X., FIELDING, E. & LIU, Z. (2021). Machine-Learning Characterization of Tectonic, Hydrological and Anthropogenic Sources of Active Ground Deformation in California. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 126(11), e2021JB022373.
- HUSSAIN, E., WRIGHT, T. J., WALTERS, R. J., BEKAERT, D. P. S., LLOYD, R. & HOOPER, A. (2018). Constant strain accumulation rate between major earthquakes on the North Anatolian Fault. *Nature Communications*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03739-2>
- FARR, T. G., ROSEN, P. A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, J., UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D. & ALSDORF, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of geophysics*, 45, 33.
- JOLIVET, R., CANDELA, T., LASSERRE, C., RENARD, F., KLINGER, Y. & DOIN, M.-P. (2015). The Burst-Like Behavior of Aseismic Slip on a Rough Fault : The Creeping Section of the Haiyuan Fault, China Short Note. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(1), 480-488.
- JOLIVET, R., LASSERRE, C., DOIN, M.-P., GUILLASO, S., PELTZER, G., DAILU, R., SUN, J., SHEN, Z.-K. & XU, X. (2012). Shallow creep on the Haiyuan Fault (Gansu, China) revealed by SAR Interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B6), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011jb008732>
- JOLIVET, R., GRANDIN, R., LASSERRE, C., DOIN, M.-P. & PELTZER, G. (2011). Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38(17). <https://doi.org/10.1029/2011GL048757>

- KOHYAMA, T. & WALLACE, J. M. (2014). Lunar gravitational atmospheric tide, surface to 50 km in a global, gridded data set. *Geophysical Research Letters*, *41*(23), 8660-8665. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014GL060818>
- LANARI, R., BONANO, M., CASU, F., LUCA, C. D., MANUNTA, M., MANZO, M., ONORATO, G. & ZINNO, I. (2020). Automatic generation of sentinel-1 continental scale DInSAR deformation time series through an extended P-SBAS processing pipeline in a cloud computing environment. *Remote Sensing*, *12*(18), 2961.
- LARSEN, Y., MARINKOVIC, P., DEHLS, J. F., PERSKI, Z., HOOPER, A. J. & WRIGHT, T. J. (2017). The Sentinel-1 constellation for InSAR applications : Experiences from the InSARAP project. *2017 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 5545-5548.
- LAZECKÝ, M., SPAANS, K., GONZÁLEZ, P. J., MAGHSOUDI, Y., MORISHITA, Y., ALBINO, F., ELLIOTT, J., GREENALL, N., HATTON, E., HOOPER, A., JUNCU, D., MCDUGALL, A., WALTERS, R. J., WATSON, C. S., WEISS, J. R. & WRIGHT, T. J. (2020). LiCSAR : An Automatic InSAR Tool for Measuring and Monitoring Tectonic and Volcanic Activity. *Remote Sensing*, *12*(15), 2430. <https://doi.org/10.3390/rs12152430>
- LI, Y., NOCQUET, J.-M. & SHAN, X. (2022). Crustal deformation across the western Altyn Tagh fault (86° E) from GPS and InSAR. *Geophysical Journal International*, *228*(2), 1361-1372.
- LIANG, C., AGRAM, P., SIMONS, M. & FIELDING, E. J. (2019). Ionospheric Correction of InSAR Time Series Analysis of C-band Sentinel-1 TOPS Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *57*(9), 6755-6773. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2019.2908494>
- LIU, F., ELLIOTT, J. R., CRAIG, T. J., HOOPER, A. & WRIGHT, T. J. (2021). Improving the Resolving Power of InSAR for Earthquakes Using Time Series : A Case Study in Iran. *Geophysical Research Letters*, *48*(14), e2021GL093043. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2021GL093043>



- LÓPEZ-QUIROZ, P., DOIN, M.-P., TUPIN, F., BRIOLE, P. & NICOLAS, J.-M. (2009). Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.02.006>
- MARCONATO, L., LELOUP, P., LASSERRE, C., JOLIVET, R., CARITG, S., GRANDIN, R., MÉTOIS, M., CAVALIÉ, O. & AUDIN, L. (2022). Insights on fault reactivation during the 2019 November 11, M w 4.9 Le Teil earthquake in southeastern France, from a joint 3-D geological model and InSAR time-series analysis. *Geophysical Journal International*, 229(2), 758-775.
- MARINKOVIC, P. & LARSEN, Y. (2013). *Consequences of Long-Term ASAR Local Oscillator Frequency Decay - an Empirical Study of 10 Years of Data*.
- MASSONNET, D. & SOUYRIS, J. (2008). *Imaging with Synthetic Aperture Radar*. EFPL Press. <https://books.google.fr/books?id=CGGr7ZcFcJMC>
- MATHEY, M., DOIN, M.-P., ANDRÉ, P., WALPERSDORF, A., BAIZE, S. & SUE, C. (2022). Spatial Heterogeneity of Uplift Pattern in the Western European Alps Revealed by InSAR Time-Series Analysis. *Geophysical Research Letters*, 49(1). <https://doi.org/10.1029/2021gl095744>
- MAUBANT, L., PATHIER, E., DAOUT, S., RADIGUET, M., DOIN, M.-P., KAZACHKINA, E., KOSTOGLODOV, V., COTTE, N. & WALPERSDORF, A. (2020). Independent component analysis and parametric approach for source separation in InSAR time series at regional scale : application to the 2017–2018 Slow Slip Event in Guerrero (Mexico). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 125(3), e2019JB018187.
- MCCARTHY, D. D. & PETIT, G. (2004). IERS Conventions (2003). *IERS Technical Note No. 32*.
- MOORE, C., WRIGHT, T. & HOOPER, A. (2021). Rift Focusing and Magmatism During Late-Stage Rifting in Afar. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 126(10), e2020JB021542.

- OU, Q., DAOUT, S., WEISS, J. R., SHEN, L., LAZECKÝ, M., WRIGHT, T. J. & PARSONS, B. E. (2022). Large-Scale Interseismic Strain Mapping of the NE Tibetan Plateau From Sentinel-1 Interferometry [e2022JB024176 2022JB024176]. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 127(6), e2022JB024176. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2022JB024176>
- PARIZZI, A., BRCIC, R. & DE ZAN, F. (2021). InSAR Performance for Large-Scale Deformation Measurement. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 59(10), 8510-8520. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.3039006>
- PEDATELLA, N. & FORBES, J. (2010). Global structure of the lunar tide in ionospheric total electron content. *Geophysical Research Letters*, 37(6).
- PELTZER, G., ROSEN, P., ROGEZ, F. & HUDNUT, K. (1996). Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow. *Science*, 273(5279), 1202-1204.
- PETER, H., JÄGGI, A., FERNÁNDEZ, J., ESCOBAR, D., AYUGA, F., ARNOLD, D., WERMUTH, M., HACKEL, S., OTTEN, M., SIMONS, W., VISSER, P., HUGENTOBLER, U. & FÉMÉNIAS, P. (2017). Sentinel-1A – First precise orbit determination results. *Advances in Space Research*, 60(5), 879-892. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.05.034>
- PETER, H., FERNÁNDEZ, M., MOLINA, J. B. & FERNÁNDEZ SÁNCHEZ, J. (2021). *Copernicus Sentinel-1 satellites - Operational orbit determination at the Copernicus POD Service*.
- PITARD, P., REPLUMAZ, A., CHEVALIER, M.-L., LELOUP, P.-H., BAI, M., DOIN, M.-P., THIEULOT, C., OU, X., BALVAY, M. & LI, H. (2021). Exhumation History Along the Muli Thrust—Implication for Crustal Thickening Mechanism in Eastern Tibet. *Geophysical Research Letters*, 48(14), e2021GL093677.
- PRATS-IRAOLA, P., SCHEIBER, R., MAROTTI, L., WOLLSTADT, S. & REIGBER, A. (2012). TOPS Interferometry With TerraSAR-X. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(8), 3179-3188. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2178247>

- TAPPONNIER, P., LACASSIN, R., LELOUP, P. H., SCHÄRER, U., DALAI, Z., HAIWEI, W., XIAOHAN, L., SHAOCHENG, J., LIANSHANG, Z. & JIAYOU, Z. (1990). The Ailao Shan/Red River metamorphic belt : tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, *343*(6257), 431-437.
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1977). Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, *82*, 2905-2930.
- THOLLARD, F., CLESSE, D., DOIN, M.-P., DONADIEU, J., DURAND, P., GRANDIN, R., LASSERRE, C., LAURENT, C., DESCHAMPS-OSTANCIAUX, E., PATHIER, E., POINTAL, E., PROY, C. & SPECHT, B. (2021). FLATSIM : The ForM@Ter LArge-Scale Multi-Temporal Sentinel-1 InterferoMetry Service. *Remote Sensing*, *13*(18), 3734. <https://doi.org/10.3390/rs13183734>
- TONG, X., SANDWELL, D. & SMITH-KONTER, B. (2013). High-resolution interseismic velocity data along the San Andreas Fault from GPS and InSAR. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *118*(1), 369-389.
- TRUBIENKO, O., FLEITOUT, L., GARAUD, J.-D. & VIGNY, C. (2013). Interpretation of interseismic deformations and the seismic cycle associated with large subduction earthquakes. *Tectonophysics*, *589*, 126-141.
- WALTERS, R. J., PARSONS, B. & WRIGHT, T. J. (2014). Constraining crustal velocity fields with InSAR for Eastern Turkey : Limits to the block-like behavior of Eastern Anatolia. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *119*(6), 5215-5234. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2013JB010909>
- WANG, H. & WRIGHT, T. J. (2012). Satellite geodetic imaging reveals internal deformation of western Tibet. *Geophysical Research Letters*, *39*(7), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012gl051222>
- WANG, M. & SHEN, Z.-K. (2020). Present-Day Crustal Deformation of Continental China Derived From GPS and Its Tectonic Implications. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *125*(2). <https://doi.org/10.1029/2019jb018774>
- WANG, M., SHEN, Z.-K., WANG, Y.-Z., BÜRGMANN, R., WANG, F., ZHANG, P.-Z., LIAO, H., ZHANG, R., WANG, Q., JIANG, Z.-S., CHEN, W.-T., HAO, M., LI, Y.,

- GU, T., TAO, W., WANG, K. & XUE, L. (2021). Postseismic Deformation of the 2008 Wenchuan Earthquake Illuminates Lithospheric Rheological Structure and Dynamics of Eastern Tibet [e2021JB022399 2021JB022399]. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 126(9), e2021JB022399. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2021JB022399>
- WANG, T., YANG, D., YANG, Y., PIAO, S., LI, X., CHENG, G. & FU, B. (2020). Permafrost thawing puts the frozen carbon at risk over the Tibetan Plateau. *Science Advances*, 6(19). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz3513>
- WEI, M., SANDWELL, D. & SMITH-KONTER, B. (2010). Optimal combination of InSAR and GPS for measuring interseismic crustal deformation. *Advances in Space Research*, 46(2), 236-249. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.03.013>
- WEISS, J. R., WALTERS, R. J., MORISHITA, Y., WRIGHT, T. J., LAZECKY, M., WANG, H., HUSSAIN, E., HOOPER, A. J., ELLIOTT, J. R., ROLLINS, C., YU, C., GONZÁLEZ, P. J., SPAANS, K., LI, Z. & PARSONS, B. (2020). High-Resolution Surface Velocities and Strain for Anatolia From Sentinel-1 InSAR and GNSS Data. *Geophysical Research Letters*, 47(17). <https://doi.org/10.1029/2020gl087376>
- WRIGHT, T., PARSONS, B. & FIELDING, E. (2001). Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2117-2120.
- XU, X., YUAN, L., JIANG, Z., CHEN, C. & CHENG, S. (2020). Lake level changes determined by Cryosat-2 altimetry data and water-induced loading deformation around Lake Qinghai. *Advances in Space Research*, 66(11), 2568-2582. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.08.029>
- YU, C., PENNA, N. T. & LI, Z. (2020). Ocean Tide Loading Effects on InSAR Observations Over Wide Regions [e2020GL088184 2020GL088184]. *Geophysical Research Letters*, 47(15), e2020GL088184. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020GL088184>

ZHAO, D., QU, C., BÜRGMANN, R., GONG, W. & SHAN, X. (2021). Relaxation of Tibetan lower crust and afterslip driven by the 2001 Mw7.8 Kokoxili, China, earthquake constrained by a decade of geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 126(4), e2020JB021314.

# Tectonic and Non-Tectonic Deformation in the Eastern Tibetan Plateau as measured from large-scale, high-resolution Sentinel-1 InSAR data

## 3.1 Introduction

The Tibetan Plateau is the widest and highest plateau in the world, whose formation and mode of deformation have long been a subject of debate. End-members models to explain the thickening of its continental crust and the observed active intra-continental deformation propose either (a) a combination of shortening and strike-slip movement on major inherited weak faults delimiting rigid lithospheric blocks, that evolve due to forces applied at the boundaries (MATTAUER, 1986; TAPPONNIER et al., 1990; TAPPONNIER et al., 2001), or (b) a continuous and viscous deformation of the Tibetan lithosphere under prevailing internal buoyancy forces, with complete coupling of crust and mantle (P. C. ENGLAND & JACKSON, 1989; P. ENGLAND & MOLNAR, 1997) or involving a low viscosity zone in between (Royden et al., 2001, (CLARK et al., 2005; CLARK & ROYDEN, 2000). Accurate mapping and quantifi-

cation of ground surface deformation is one of the critical elements which can help to better constrain the mode of deformation of the Tibetan plateau, although the geometric complexity of fault systems and possible decoupling levels in the middle or lower crust (especially in the scenario of a thickened and hot Tibetan crust), may hinder our ability to constrain deformation at depth from surface observations alone. Characterization of surface deformation is also essential to constrain fault kinematics, and slip deficit rate in the seismogenic zone in particular, as a step towards seismic cycle understanding and hazard assessment (e.g. AVOUAC, 2015).

The knowledge of the past and present-day surface motion and fault history and velocity rates over the Tibetan plateau greatly increased in the past 30 years, using either geodetic (e.g., Z. CHEN et al., 2000; M. WANG & SHEN, 2020), geomorphology (e.g., DER WOERD et al., 2002; MÉRIAUX et al., 2004; MÉRIAUX et al., 2005; PELTZER et al., 2020) or paleoseismology (e.g., LIU-ZENG et al., 2007) techniques. It progressively allowed to define the surface expression of faults, their rates, and possible zones of off-fault deformation. The present-day velocity field of Tibet was first constrained by Global Navigation Satellite System (GNSS). From 2001, the GNSS spatial coverage was sufficient to produce a first continental-scale solution (Q. WANG et al., 2001), that clearly quantified the clockwise rotation of the plateau around the Eastern Himalayan syntax and the eastward extrusion of the Tibetan plateau. Since then, the number of GNSS stations in Tibet has steadily increased. A host of more comprehensive GNSS solutions have been used to more accurately describe the tectonic behavior of this region. These new solutions make it possible to estimate the spatial variations of slip rates along the major faults (e.g., W. WANG et al., 2016; ZHENG et al., 2017) and to constrain with more details the velocity field at the scale of the Tibetan plateau (e.g., CALAIS et al., 2006; RUI & STAMPS, 2019; M. WANG & SHEN, 2020; P.-Z. ZHANG et al., s. d.; ZHENG et al., 2017). Various studies based for example on block modeling or profile analysis (e.g., CALAIS et al., 2006; GAN et al., 2007; LIANG et al., 2013; SHEN et al., 2005; M. WANG & SHEN, 2020; P.-Z. ZHANG et al., s. d.) discussed the apparent large scale spatial continuity of the GNSS



velocity field and its representation by a combination of relative block motions or continuous deformation (e.g., CALAIS et al., 2006; W. WANG et al., 2016; ZHENG et al., 2017). However, the GNSS network remains too sparse in some remote parts of the Tibetan plateau. Furthermore, even where it is dense in its eastern margin, it remains difficult to separate the various components of the surface deformation, related to either heterogeneities of fault coupling in the fault near-field, tectonic loading at depth, micro-block differential rotations, motion on secondary poorly known faults or complex fault systems, or possible diffuse shear zones that must somehow close the micro-blocks.

The Multi-Temporal Interferometry Synthetic Aperture radar (MT-InSAR) technique is a unique tool to complement GNSS observations at small-scale. From 1991 to 2011, the ERS and ENVISAT satellites provided high spatial resolution images with a revisit period of one month or more on the Tibetan plateau and their processing by MT-InSAR led to numerous surface velocity maps (Figure A9), that were mainly dedicated to the study of the accommodation of interseismic deformation along major faults, and on deformation partitioning within fault systemsA9. In 2004, WRIGHT (2004) imaged low interseismic velocities across the Karakoram and Altyn Tagh faults in a region with only sparse GNSS measurements thus poorly sensitive to the internal deformation of the Tibetan Plateau, unlike InSAR measurements. In 2006, by studying the conjugate fault system of Dong Co and Bue Co, TAYLOR et PELTZER (2006) described the deformation regime over the central part of Tibet. More studies focused on the Altyn Tagh Fault interseismic slip rates (e.g. DAOUT et al., 2018; ELLIOTT et al., 2008; JOLIVET et al., 2008; C. LIU et al., 2018; H. WANG & WRIGHT, 2012; S. ZHU et al., 2016) and on the Manyi Fault (e.g. BELL et al., 2012). On the eastern edge of Tibet, InSAR studies allowed to constrain the interseismic behavior of the Xianshuihe fault system (e.g. Y. LIU et al., 2011; H. WANG et al., 2009), of the Haiyuan fault (CAVALIÉ et al., 2008; DAOUT et al., 2016; JOLIVET et al., 2012; SONG et al., 2019) and of the Qilian Shan thrusts (DAOUT et al., 2019).

The launch of the Sentinel-1 (S1) satellites in 2014 and 2016 is a remarkable advance for observing surface deformations with the availability of a large volume of data at unprecedented temporal and spatial resolution. With systematic 12-day acquisitions in Tibet since the launch of Sentinel-1B at the end of 2016, S1 radar images constitute a high-potential archive for studying surface deformations in the years to come. Several studies have already been carried out on the Kunlun (ZHAO et al., 2022; L. ZHU et al., 2021), Xianshuihe (JI et al., 2020; Y. LI et al., 2021; Y. LI & BÜRGMANN, 2021; L. ZHANG et al., 2018) and Haiyuan (OU et al., 2022) faults, and the Beng Co-Dongqiao (YONGSHENG et al., 2020) conjugate fault system.

This study builds on a preceding one LEMRABET et al. (2022) that aimed at constructing a very large-scale InSAR velocity map on eastern Tibet using Sentinel-1 data. It aggregates 14 Sentinel-1 tracks acquired along the ascending and descending orbits, that were processed using the ForM@Ter LARge-scale multi-Temporal Sentinel-1 InterferoMetry (FLATSIM) service (THOLLARD et al., 2021), based on the NSBAS software (DOIN et al., 2011; GRANDIN, 2015). All time series were analyzed to extract robust seasonal signals and LOS velocity fields. The merging and referencing procedure was simple and relied on the extraction of accurate tilt rates in range and azimuth. Then a limited amount of GNSS information was deemed necessary for referencing velocity maps in the ITRF reference frame.

Here we first focus on the analysis of the seasonal signals, to decipher the effect of freeze thaw cycles in permafrost areas or outside permafrost areas, and that of fluctuations in the water table in catchment basins. We also provide a first order analysis of seasonal along-slope movements. We then analyze the average velocity maps, focusing on both the ubiquitous small-scale patterns that can be associated with slow slope destabilizations aided by cryogenic processes, and on the large-scale tectonic motions. We draw profiles across major fault systems to quantify their slip rates, and discuss strain patterns at fault location and within blocks separated by faults as well as slip transfer in between faults, from a high-resolution horizontal velocity gradient map.

## 3.2 Tectonic setting and geodetic dataset presentation

### 3.2.1 Description of the main active faults and their fault rates

The Tibetan Plateau is a major relief crossed by numerous active faults accommodating the deformation resulting from the collision initiated 55 million years ago, between the Indian plate and the Eurasian plate (e.g. JAEGER et al., 1989). The fault systems include thrusts, as along the Himalayan arc and Lungmen Shan, normal faults in Southern Tibet and strike slip faults. In our study area in eastern Tibet, four main left-lateral faults allow the eastward extrusion of the plateau (figure 3.1), while thrusts occur mainly within the mountains range south of the eastern end of the Altyn Tagh fault, for example in the Qilian Shan bounding the tibetan plateau to the north, and on southeastern most part of Tibet.

On the northwestern border of the plateau, the Altyn Tagh Fault (ATF) is a left-lateral system extending over 2000 kilometers. Despite the lack of recent seismic activity on the segment located in our study area (90°E-97°E), geomorphological and geodetic studies highlighted its major role in accommodating the India-Eurasia convergence. In the early 2000's, VANder WOERD et al. (2001) and MÉRIAUX et al. (2005) reported Quaternary slip rates from 13 mm/yr to  $17.8 \pm 3.6$  mm/yr, respectively. InSAR-based rates from ERS and Envisat data were also derived (e.g. JOLIVET et al., 2008, 8-10 mm/yr at 94°E). At the eastern tip of the Altyn Tagh fault, the Tang He Nan to the Qilian mountains culminate at around 5500 m. These mountain ranges are characterized by a series of active NE-SW thrusting faults, branching off at depth on a decollement that roots into a subduction zone below the Kunlun fault (MEYER et al., 1998). It presents moderate seismicity, with for example a Mw 7.9 earthquake that occurred on the Tanghenanshan thrust in 1932, and a series of earthquakes between 2003 and 2009 in the southern part of the range, on

the Olongbulak thrust (figure 3.1).

Southwest of these mountains, the Qaidam quaternary basin has an elevation of about 2700 meters above sea level. It is bordered by the Altyn Shan mountains to the northwest and the Kunlun mountains to the south. This endorheic basin is surrounded by large alluvial fans and is characterized by salt lakes and marshy sediments. The climate is very arid, and rainfall concentrates between June and September (figure 3.5).

At the northeastern limit of the Tibetan plateau, the Haiyuan left-lateral fault extends over nearly 1200 km from the central part of Qilian Shan to the Liupan Shan (GAUDEMER et al., 1995; LASSERRE et al., 2002). The seismic gap of Tianzhu, in the central part of the Haiyuan fault, has not ruptured for almost 1000 years (GAUDEMER et al., 1995). However, moderate earthquakes have occurred along it in the past decades, including the most recent Menyuan Mw 6.6 earthquake in 2022 at the western end of this seismic gap. While long-term rates range between 5 and 15 mm/yr, InSAR-derived left-lateral slip rates are on the order of 5 mm/year (CAVALIÉ et al., 2008; DAOUT et al., 2016; JOLIVET et al., 2012). To the north, the Gulang left-lateral fault is thought to be connected to the Haiyuan fault by a décollement (GAUDEMER et al., 1995; LASSERRE et al., 2002)

South of the Qaidam Basin, the 2000 km long Kunlun fault is a left-lateral fault system delimiting the low plateau to the north from the high Tibetan plateau to the south. Four historical earthquakes occurred in the past century. The most emblematic is the 2001 Mw 7.8 Kokoxili earthquake, which occurred on the Kusai Hu segment and whose post-seismic effects persist for almost 20 years (LASSERRE et al., 2005; WEN et al., 2012; ZHAO et al., 2021). Based on geomorphological dating, der WOERD et al. (2000) et WOERD et al. (2002) estimate a mean slip rate of 11 mm/yr rather uniform along most part of the fault. Recent GNSS observations point towards an average left-lateral slip rate decreasing eastward from 12 mm/yr to 5 mm/yr (M. WANG & SHEN, 2020), whereas the InSAR Sentinel-1 analysis of L. ZHU et al. (2021) shows an eastward decreasing slip rate from 8 mm/yr to 2 mm/year.

The sinistral Xianshuihe fault system is nearly 1400 km long and is composed of three segments. The western Yushu segment hosted an earthquake of magnitude 6.9 in 2010. On the central part, the Ganzi segment represents a 300 km long seismic gap that has not broken for 120 years. Geological investigations reports quaternary left-lateral slip rates ranging from 6-8 mm year (CHEVALIER et al., 2017) to 8-11 mm/year (SHI et al., 2016; ZHOU et al., 2014). GNSS slip rate estimations are lower, of 4 mm/yr (M. WANG & SHEN, 2020), whereas InSAR observations led to 6.4 mm/yr (Y. LIU et al., 2011). To the southeast, the Xianshuhe segment is one of the most active fault of the world, with several earthquakes of magnitude greater than seven since 1725 (ALLEN et al., 1991). Geological estimates of its left-lateral slip rate of 9 mm/yr (BAI et al., 2018) agree with GNSS measurements of 9-10 mm/yr (M. WANG & SHEN, 2020; ZHENG et al., 2017). By combining ERS InSAR data and GNSS measurements, (H. WANG et al., 2009) estimate slip rates of 9-12 mm/year, in agreement with slip rates estimated from Sentinel-1 data (JI et al., 2020; Y. LI et al., 2021; Y. LI & BÜRGMANN, 2021). This segment is also characterized by surface creep , reaching 6 mm/yr (Y. LI & BÜRGMANN, 2021).



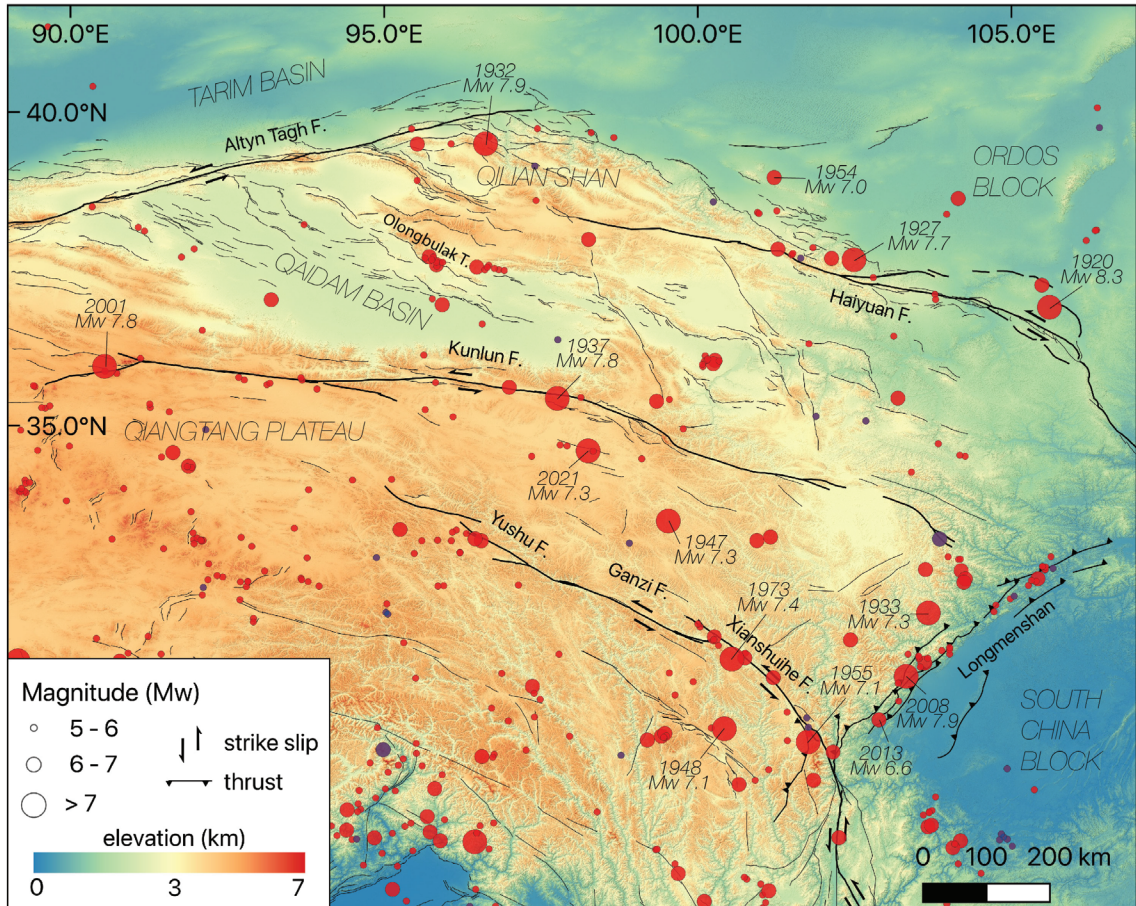


FIGURE 3.1 – Seismotectonic map of the eastern part of the Tibetan plateau. Black lines represent major active faults from (TAPPONNIER & MOLNAR, 1977). Red circles indicate major earthquakes from International Seismological Centre catalog (1904 to 1983) and National Earthquake Information Center catalog (1984-2022). Blue circles represents seismicity during InSAR period acquisition.

### 3.2.2 InSAR dataset

The Sentinel-1 dataset over tracks shown in Figure A10 has been processed using the ForM@Ter LArge-scale multi-Temporal Sentinel-1 InterferoMetry (FLATSIM) service (THOLLARD et al., 2021). It includes 7 ascending and 7 descending orbits, with acquisitions ranging from october 2014 to october 2020 (see Table A3). Details on data processing can be found in THOLLARD et al. (2021), with references therein, and in LEMRABET et al. (2022) for time series reanalysis, velocity map merging and referencing. The decomposition of the phase timeseries,  $s(x, y, t_k)$ , for each pixel  $(x, y)$

is obtained with :

$$s_m(x, y, t_k) = A_0(x, y) + A_c(x, y)\cos(2\pi t_k) + A_s(x, y)\sin(2\pi t_k) + V_{LOS}(x, y)(t_k - t_0) \quad (3.1)$$

where  $A_0$ ,  $A_c$  and  $A_s$  correspond to a constant, and the in-phase (winter-summer) and out-of-phase (spring-autumn) amplitude of the seasonal displacement,  $V_{LOS}$  is the ground LOS velocity, and  $t_k$  is the acquisition time in year.  $t_0$  is an arbitrary value taken at the beginning of the time-series. The least square estimation of the variables  $A_0$ ,  $A_c$ ,  $A_s$  and  $V_{LOS}$ , is weighted differently for each acquisition, in order to take into account the fact that some acquisitions have larger atmospheric phase screen or larger root mean square misclosure than others. It is also weighted differently for each pixel and acquisition, to decrease the weight of outliers in the time series. The seasonal terms  $A_c$  and  $A_s$  have been iteratively referenced to bedrock, with a similar method as that described in DAOUT et al. (2017). The LOS velocity fields are inverted into horizontal and vertical components, assuming that the motion direction follows that of the interpolated GNSS velocity field. The GNSS data used here are from M. WANG et SHEN (2020).

### 3.2.3 Bias due to fading signals

InSAR time series constructed from small baselines only (6 days to 24 days) interferograms have been shown to be affected by systematic trends, mainly towards apparent subsidence (ANSARI et al., 2021 ; ESPÍN BEDÓN et al., 2022 ; MAGHSOUDI et al., 2022). These trends disappear upon applying a phase linking technique on the full interferometric covariance matrix (ANSARI et al., 2021), or if a sufficient numbers of interferograms with long temporal baselines are included in a SBAS time series (ESPÍN BEDÓN et al., 2022). These trends are thus a bias introduced by small temporal baseline interferograms. The bias, which can be computed as the sum of the signed residue between reconstructed and observed interferograms with small baselines (MATHEY et al., 2022), is maximum on crops and is mostly absent on high elevation



"prairies" in the french Alps area. The discrepancy between short-term and longer-term InSAR phase measurements was first recognized by computing the phase of interferometric triplets (DE ZAN & GOMBA, 2018; DE ZAN et al., 2014; ZWIEBACK et al., 2016), and has been associated to asymmetric physical phenomenons leading to temporal decorrelation, as soil moisture change or vegetation growth (ANSARI et al., 2021; DE ZAN & GOMBA, 2018). Triplets of phase residuals analysis shows that this effect fades away to about 10 % of the values at 6 days after approximately 60 days (ANSARI et al., 2021).

In the case of eastern Tibet, the absence of crops, the limited vegetation cover, and the good coherence over 1 year are good indicators of a limited impact of fading signals in InSAR time series. Furthermore, the distribution of temporal baselines included in the time series is of 16% for 12 days, 19% for 24 days, 21% for 30 to 50 days, 18% for 50 days to 70 days, 7% for 70 days to six months, and 19% for approximately 1-year. We further discard the possibility of a bias by comparing a velocity map with a stack of one-year interferograms that should be devoid of bias (see figure A11), at the same location as that described in (ANSARI et al., 2021). In that area, the latter found, using all interferograms with temporal baselines lower than 90 days, a bias of +/- 2 mm/yr, with small scale patterns associated with landcover, i.e. towards apparent uplift in non vegetated areas, and toward apparent subsidence in vegetated areas. The difference between our velocity map and the stack of 1-year interferograms does not display such a small-scale pattern. It is a long-wavelength very smooth field that can be attributed to the fact that stacking is less efficient than time series analysis to extract velocity, especially at large-scale where errors accumulate.

### 3.3 Seasonal signal analysis

#### 3.3.1 Analysis of winter-summer and of spring-autumn displacement components

In eastern Tibet, several non-tectonic processes affect ground deformation with a strong seasonality. On one hand, the Qiangtang Plateau, as well as the Qilian mountains, are known to be vast permafrost areas (CHENG & WU, 2007) subject to seasonal ground movements linked to freeze-thaw cycles as described in DAOUT et al. (2017). On the other hand, the Qaidam basin is a large catchment area prone to water volume changes controlled by monsoon seasons (BIBI et al., 2019). Figure 3.2 displays the amplitude maps of the spring-autumn signal ( $A_s$  in sine term of Eq. 3.1) and of the winter-summer ( $A_c$  in cosine term of Eq. 3.1) signal. The maps are very consistent on tracks overlaps and for ascending and descending tracks, suggesting that they mostly represent well-defined vertical displacement signal. Before mosaicking, maps of individual track segments were referenced to the "bedrock". A striking feature on figure 3.2 is the strong positive signals on the sine maps, with uplift in spring and subsidence in autumn, that is restricted to the high elevation area (see figure 3.1), delimited by T. WANG et al. (2020) as permafrost-prone areas modeled from active layer thickness observations and average annual ground temperature observations (Figure A12). The profile displayed in Figure 3.3 shows the correspondence between strong sine amplitude and high elevation. These signals, of peak to peak amplitude over 16 mm, are concentrated on the Qiangtang Plateau and on the Qilian range. These seasonal signals associated to freeze-thaw cycles are correlated with the presence of Quaternary basins with poorly consolidated sediments (see zooms on figures 3.4.a and 3.4.c), as was already observed in DAOUT et al. (2017) for north-western Tibet, by DAOUT et al. (2020) in the Qilian Shan, and by J. CHEN et al. (2022) on the Qiangtang Plateau. The seasonal deformation is controlled by the capacity to form ice-rich lenses, i.e., on the sediment deformability (e.g., (L. WANG et al., 2022)), but the amplitude is found to depend on water availability and water

storage capacity in this area with limited precipitation (DAOUT et al., 2020 ; DAOUT et al., 2017).

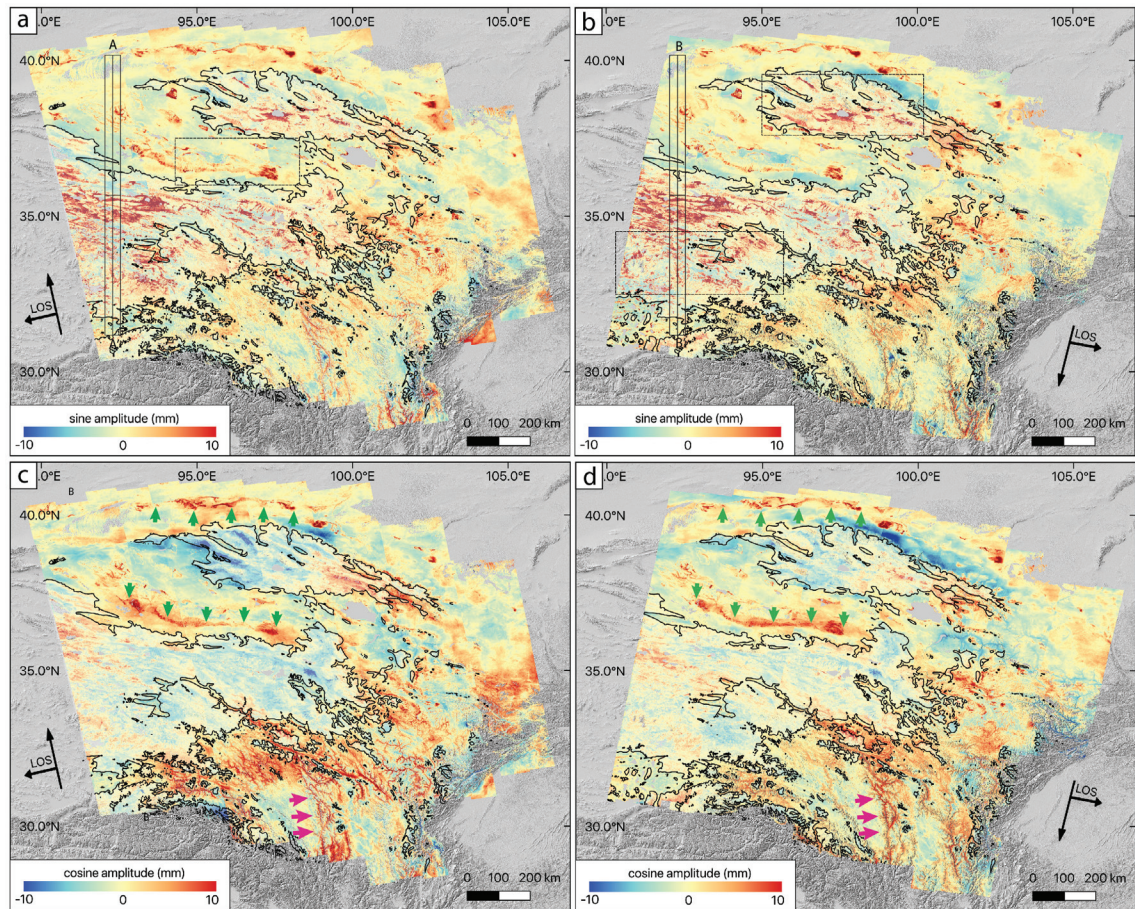


FIGURE 3.2 – Amplitude of the seasonal signal extracted from time series analysis, superimposed on the elevation Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Top : ascending tracks. Bottom : descending tracks. Panels (a-b) : sine component. Positive (negative, respectively) amplitude indicates uplift (subsidence, respectively) in spring. Panels (c-d) : cosine component. Positive (negative, respectively) values correspond to uplift (subsidence, respectively) in winter. Black lines and enlightened colors allow to contour permafrost-prone areas (T. WANG et al., 2020). Green arrows indicate hydrological phenomena. Pink arrows show an example on the Jinsha river of atmospheric signal due to the presence of deep valley in southeast Tibet. Dashed boxes indicate zoom areas represented in figure 3.4.



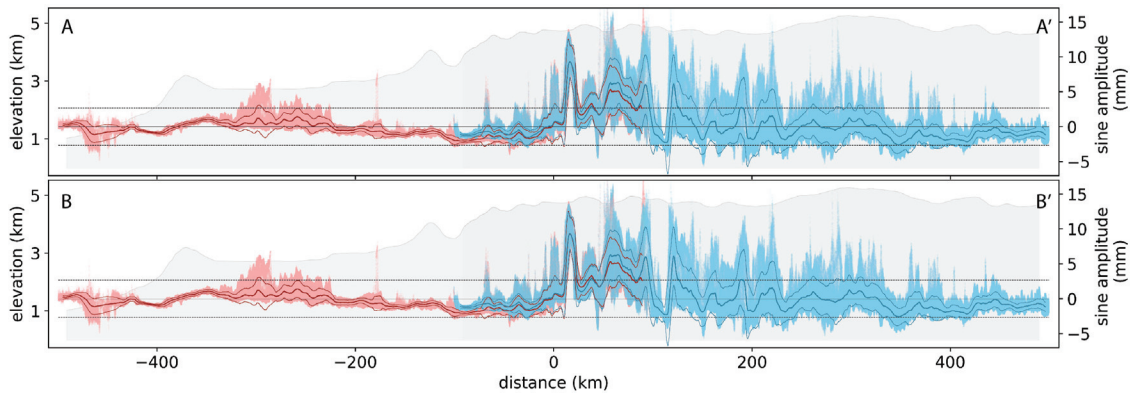


FIGURE 3.3 – Profile of the spring-autumn ( $A_s$  in sine term of Eq. 3.1) amplitude of the seasonal signal. Top : ascending geometry. Bottom : descending geometry. Red dots represent InSAR data north tracks. Blue dots indicates InSAR data south tracks. The bold line represents the median values, the thin lines represent the  $\pm 1\sigma$  envelope around the mean value. Black dashed line represent the upper/lower threshold applied to discard areas influenced by important seasonal phenomena for the tectonic analysis. The location of the profile is shown on Fig. 3.2.

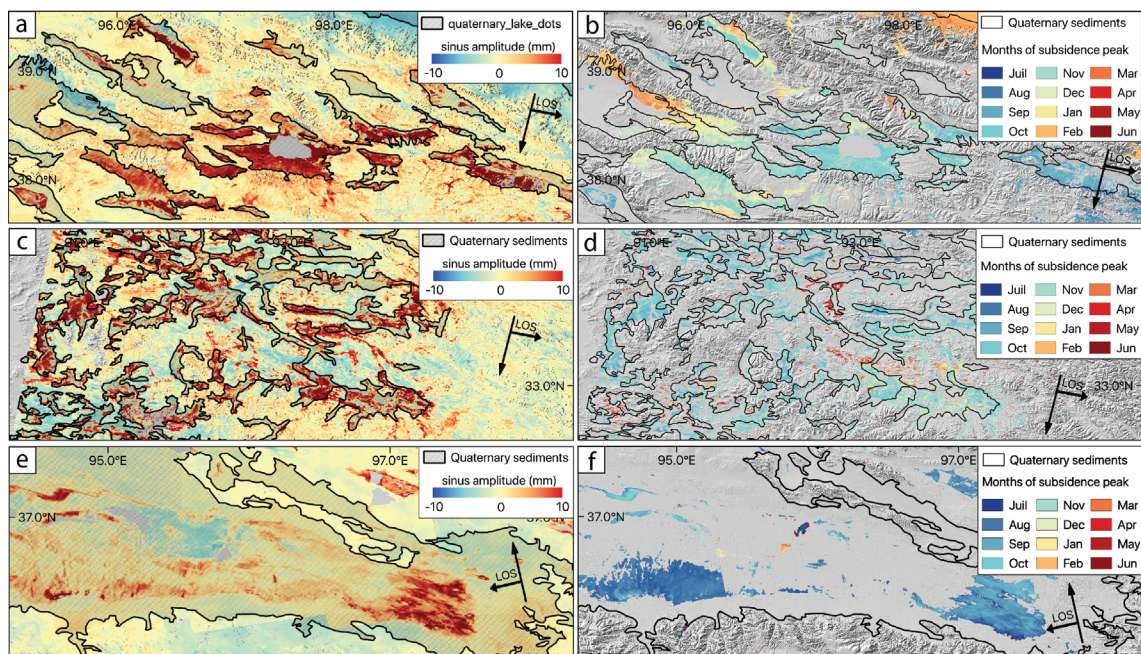


FIGURE 3.4 – Zoom on seasonal ground movements prone areas (see zoom on Figure 3.2). Left column : Amplitude of the seasonal ground movements superimposed on SRTM elevation data. Right column : Month of the subsidence peak superimposed on SRTM elevation data. We represent only signal amplitude superior to 2.6 mm. Panel (a,b) : Zoom on the Har lake surroundings. Panel (c,d) : Zoom on the Qiangtang plateau. Panel (e,f) : Zoom on the Qaidam basin.

### 3.3.2 Phasing of freeze-thaw cycle signals

The freeze-thaw signals are dominant on the sine component, and only moderately apparent on the cosine component, which appears to change sign in the permafrost-prone areas. This means that the seasonal amplitude movement approximately corresponds to an uplift in spring (end of march) and a subsidence in autumn (end of September), a phasing with some spatial modulation given by the cosine term. Negative (blue) areas on the cosine map have later timings (i.e., subsidence peak in November or December) than positive (red) areas on the cosine map (subsidence peak in August or September). The phasing analysis suggests a maximum subsidence in September to November both on the Qilian range and the Qiangtang Plateau (figure 3.4.b and figure 3.4.d), in good agreement with that found in (DAOUT et al., 2020; DAOUT et al., 2017). Lateral variations observed in the Qilian Shan agree with that shown in (DAOUT et al., 2020), which they mainly relate to elevation. LOS displacement time series show that the uplift occurs from October to April, during the negative temperature period, where freezing occurs, and that subsidence occurs from April to October, during the thaw period (figure 3.5a). The sine-cosine adjustment is a rough but efficient approximation of a more complex temporal behavior. Time series can be more adequately adjusted by a Stefan model (J. CHEN et al., 2022; DAOUT et al., 2017), where displacement depends on the square root of the accumulated degree days of thaw or freeze after thaw or freeze onsets, and may stop in between the freeze and thaw periods depending on water/ice availability in soil layers. Parametric decomposition (DAOUT et al., 2020) or independent component analysis (L. WANG et al., 2022) also showed that the seasonal amplitude increased from 2014 to 2019, in relation with water availability in the active layer (L. WANG et al., 2022). However, refining the temporal behavior of the seasonal deformation in permafrost areas at very large scale is beyond the scope of this study.

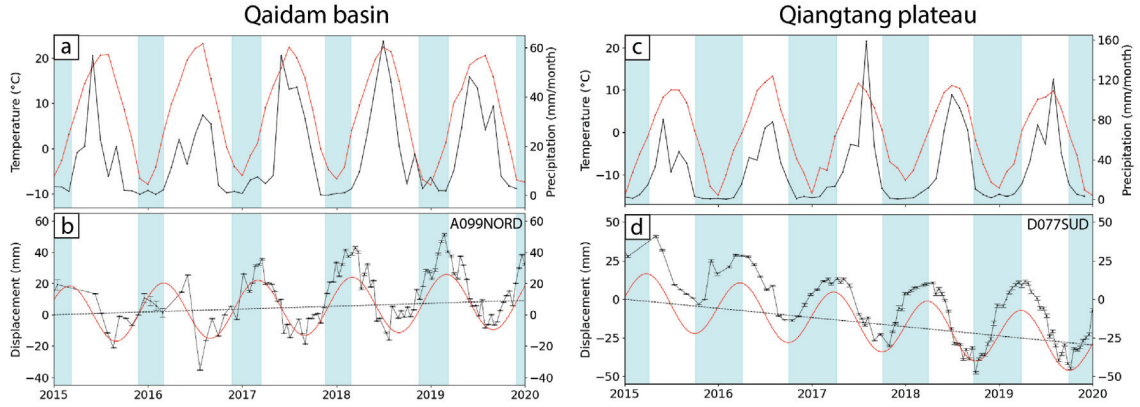


FIGURE 3.5 – Temperature, precipitation and ground displacement time series in the Qaidam Basin (left) and the Qiangtang Plateau (right). Panels (a,c) : Red line represents monthly area-averaged soil temperature (0 - 10 cm underground) from the Global Land Data Assimilation System (GLDAS) Noah Land Surface Model (BEAUDOING & RODELL, 2020; RODELL et al., 2004). Black line is monthly precipitation provided by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Panel (b-d) : LOS displacement time series from two pixels located in areas with large seasonal signal. Black line represents the displacement time series. Red line shows the adjusted model with seasonal and linear functions. Blue shaded areas mark negative temperature periods. The point located on the Qiangtang Plateau uplift as long as temperature are negative and subside as long as they are positive.

At lower elevation, outside the permafrost-prone areas, in the Qaidam and Tarim basins, we also observe non negligible seasonal ground displacement, with both positive  $A_s$  and  $A_c$  values (figure 3.2 and figure 3.4). The phasing of seasonal displacement indicates a peak upward displacement around mid-February (figure 3.5.d), whereas the rainy season occurs only in summer (June to September). In the Qaidam basin, this signal is visible within Quaternary sedimentary basins (figure 3.4.e) and reaches a maximum subsidence in August-September (figure 3.4.f). Both in the Tarim and Qaidam basins, we observe similar temporal behavior and similar spatial patterns at the base of alluvial fans, in areas covered by sparse vegetation and sometimes crops. We can assume that these areas are characterized by relatively fine-grained sediments and a shallow water table, alimanted by nearby fans that connect the basins to higher elevation areas. Alluvial fans by contrast show either no specific seasonal signal or, if any, the opposite signal as that discussed here, i.e. with an uplift at the end of the rainy or thaw season. The water table within fans is assumed to be deeper, and the

fan itself must be made on average of coarser materials than the areas at their base. In the Tarim and Qaidam basins, the period where temperature is below zero is much shorter than on the Qiangtang plateau. Therefore, we expect that water in soil only freezes in a shallow layer and for a short period of time. We conclude that, the areas in "red" on sine and cosine maps, with uplift mainly occurring during the freezing period, are characterized by wet shallow ground conditions even in winter, leading to the formation of ice in the near surface. Sloppy terrains with coarse sedimentary materials are probably unable to retain water at shallow depth. The maps of seasonal deformation thus delimit in this arid environment with rain only in summer, the restricted areas with shallow wet conditions continuing even in winter.

### 3.3.3 Residual atmospheric contribution

Finally, the cosine maps show, in the southeast part of our study area, patterns associated to deeply incised valleys along the Jinsha, the Yalong, and the Xianshuihe rivers (see figure 3.2c.d). The amplitude is of 8-9 mm, and corresponds to a decrease of the satellite-ground delay in winter with respect to summer. The same observation was made on the western Alps by MATHEY et al. (2022), where strong residual seasonal signal remains in deep valleys despite the ERA-5 tropospheric correction. As pointed out in their study, the smoothed ERA5 elevation model across the Alps massif results in deep valleys being below the earth surface of the model. As a result, the ERA5 correction in deeply incised valleys derives from an extrapolation below the ERA5 ground model. This problem is clear here in the southeastern part of our study area with a flat plateau **with a mean elevation of t 3-4 km** and valleys incised by 1 to 3 km. This results in a strong residual tropospheric signal mainly visible in the cosine maps, but also apparent in sine maps.

Other probable atmospheric patterns are those visible along the slopes at the bottom of the Qilian Shan mountains, **at the Hexi corridor and** towards the Tarim basin (blue patches on figure 3.2.d).



## 3.4 Average velocity maps analysis

### 3.4.1 Large-scale features of the LOS velocity maps

The linear velocity maps  $V_{LOS}$  for the ascending and descending tracks shown in figure 3.6 and inverted from equation 3.1 represent velocities in ITRF2008 projected in the LOS (and after reprojection using a uniform mid-track look angle, assuming a purely horizontal motion, for figure readability only). They show a very good across-track spatial continuity and highlight consistent sharp velocity gradients across major faults delimiting first-order blocks. The norm of the velocities decreases from south to north, with opposite signs of the amplitude for ascending and descending tracks, in agreement with a dominant eastward motion of the Tibetan plateau, decreasing northwards due to successive left-lateral faulting. In particular, velocity gradients related to interseismic strain accumulation are observed all along the Altyn Tagh, Haiyuan, Kunlun and Xianshuihe left-lateral faults, with clearer contrasts on one or the other track geometry, depending on the fault orientation with respect to the LOS.

Strain accumulation along the WSW-ENE trending Altyn Tagh fault is mostly seen on ascending tracks, up to  $\simeq 96^\circ\text{E}$  to the east, while it becomes unclear east of  $\simeq 93^\circ\text{E}$  on descending tracks. This is related to the complex slip transfer zone between the Altyn Tagh fault, the series of parallel NW-SE-trending thrust systems branching on it from the Tang He Nan Shan to the southwest to the Qilian Shan to the northeast, and the Haiyuan fault (MEYER et al., 1998), where strike-slip motion, convergence across thrusts and vertical motion combine, with different projections in the LOS of ascending and descending tracks. The Kunlun and Haiyuan faults, W-E to WNW-ESE-trending, are associated with velocity gradients clear on both acquisition geometries, while these gradients are mostly seen on descending tracks for the Xianshuihe fault due to its more NW-SE orientation.

A very strong velocity gradient is visible between  $\simeq 90^\circ\text{E}$  and  $\simeq 95^\circ\text{E}$  along the western Kusai Hu segment of the Kunlun fault and extending along the Kunlun Pass fault, a secondary branch south of the main Xidatan segment (DER WOERD

et al., 2002). It corresponds to the post-seismic motion related to the 2001 Mw7.8 Kokoxili earthquake (LASSERRE et al., 2005; S. LIU et al., 2019; ZHAO et al., 2022) superimposed on the interseismic motion. The velocity contrast across the Kunlun fault fades out at its eastern end, east of  $\simeq 103^{\circ}\text{E}$ , where the fault left-steps to its easternmost Min Shan segment, north of the Rouergai-Zoige basin, where eastward motion is transformed into EW compression from there to the Lungmen Shan (DER WOERD et al., 2002).

The velocity gradient across the Haiyuan fault can be followed as far west as  $98^{\circ}\text{E}$  where the geomorphic trace of the fault begins north of the Hala Hu lake (GAUDEMER et al., 1995). It appears sharper near  $\simeq 104^{\circ}\text{E}$  where creep has been identified by previous InSAR studies (e.g. CAVALIÉ et al., 2008).

The sharp velocity contrast along the southeastern segment of the Xianshuihe fault is also related to creep (e.g. Y. LI et al., 2021; Y. LI & BÜRGMANN, 2021). No clear velocity contrast across the fault is observed west of  $\simeq 96^{\circ}\text{E}$  where the continuous trace of the active fault stops.

In addition to signatures of tectonic processes, the linear LOS velocity maps also highlight a permafrost degradation signal. It is particularly clear south of the Kunlun fault on the Qiangtang plateau (contoured in black on figure 3.6). Hydrological phenomena in the Qaidam basin also contributes to the linear signal (grey arrow on figure 3.6). The seasonal oscillations associated with such non tectonic processes due to freeze-thaw cycles have been discussed in the previous section.

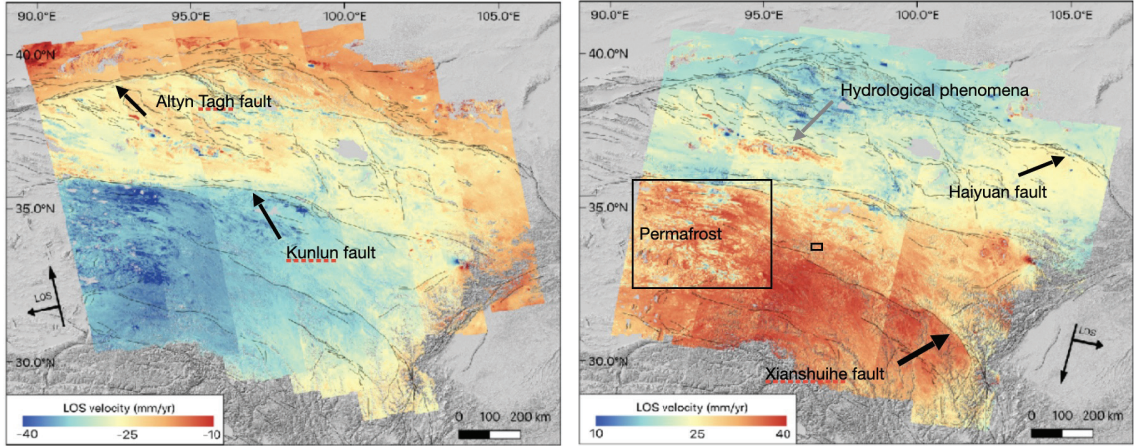


FIGURE 3.6 – Linear LOS velocity maps, superimposed on the elevation Shuttle Radar Topography Mission. Panel (a) : ascending geometry. Panel (b) : descending geometry. The effect of along range change in look angle,  $\theta$ , is compensated by multiplying velocities by  $\sin(\theta_m)/\sin(\theta)$ , with  $\theta_m$  the middle look angle across track, assuming a mainly horizontal velocity field. Positive and negative values indicate ground motion toward and away from the satellite, respectively. Black lines represent major faults. Small black rectangle locates the zoom displayed in figure 3.7. Large black rectangle highlights one area with clear permafrost degradation signal while grey arrow points to hydrological signal in the Qaidam basin.

### 3.4.2 Slope-related deformation features

In addition to the large-scale deformation patterns describe above, we observe on LOS velocity maps ubiquitous short wavelength signals associated with relatively steep slopes. These signals are particularly well marked on the mountain ranges whose crests are mainly north-south, and slopes oriented towards east or west (see a zoom on figure 3.7). There is a sharp change in sign on either side of the crest. Slopes facing the radar are slightly positive with respect to the background velocity field, whereas slopes away from the radar are strongly negative (figure 3.7e-f). This agrees with an along slope movement, where vertical motion compensates or reinforces the horizontal motion. The examples of one-year interferograms displayed in 3.7a-b show that this velocity field is not an artefact due to "fading" signal or incomplete reconstruction during the time-series inversion.

The existence of such an ubiquitous slope-related displacement field, with along-slope velocity of the order of 5 mm/yr, is quite surprising. They are seated on regular

reliefs with rather similar spatial wavelength, characterized by a main crest and very regularly spaced perpendicular gullies. They are not observed in all geological formations and not on granitoid intrusions in the plateau in particular. We relate this feature to homogeneous gravitational instabilities of unconsolidated rocks, that must have a strong impact on erosion rates, through a mainly diffusive process. They may be enhanced by freeze-thaw cycles in the shallow subsurface, however the patterns are not restricted to permafrost-prone areas, where they have already been observed (DAOUT et al., 2020).

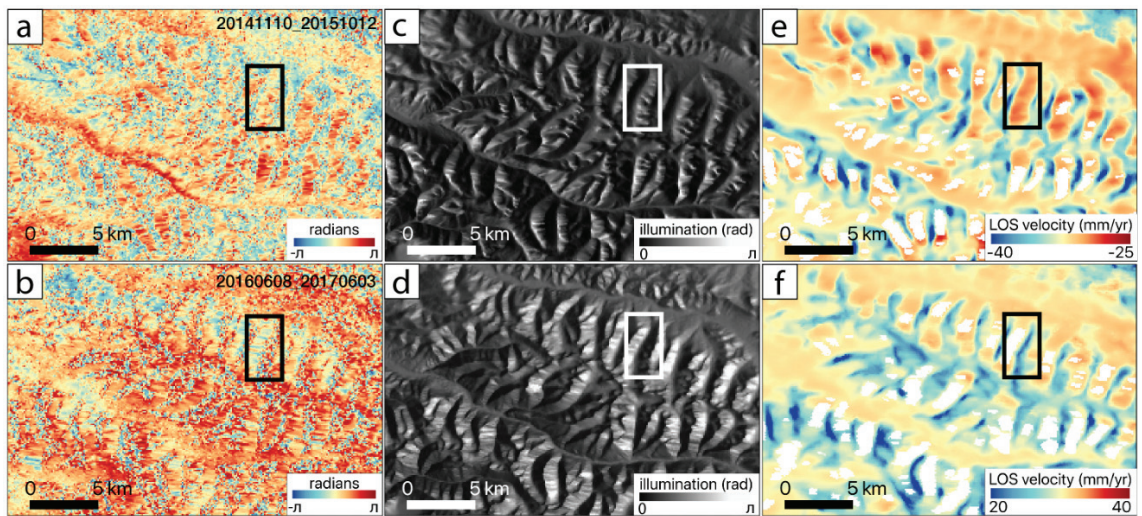


FIGURE 3.7 – Zoom on gravitational signal. Black/white boxes locate one ridge example and its west-east sides. Top : ascending geometry. Bottom : descending geometry. Panels (a-b) : examples of one-year unfiltered and wrapped interferograms. Panels (c-d) : simulation maps of radar illumination on relief; facets in white face the satellite line of sight. Panels (e-f) : LOS velocity maps. Positive and negative values indicate ground motion toward and away from the satellite, respectively.

### 3.4.3 Analysis of the vertical velocity map

The vertical velocity map (figure 3.8b) shows at first-order numerous features common with the seasonal maps, especially the sine maps (figure 3.3). This suggests that cryogenic or hydrological deformation dominates the vertical velocity, and that tectonic vertical deformation, where greater than uncertainties, should be sought on bedrock only, before any further analysis and comparison with GNSS-derived or leveling-based vertical displacement field (HAO et al., 2014, 2018; LIANG et al., 2013).

The areas with the largest and widest subsidence rates (up to 10 mm/yr between 2014 and 2020) are restricted to the highest part of the plateau, prone to permafrost (T. WANG et al., 2020). As for the seasonal deformation associated to freeze-thaw cycles, the subsidence is concentrated in basins, but the relation between the subsidence rate and the seasonal amplitude is not simple. Some basins experience large seasonal deformation with moderate subsidence rates, whereas others have both high seasonal deformation and subsidence rates. There are little evidences of uplift in basins within the permafrost-prone domains. This subsidence is mainly interpreted as the effect of permafrost degradation, at least in relatively flat areas not subjected to solifluxion, as discussed in DAOUT et al. (2020), DAOUT et al. (2017). The subsidence is thought to result from the compaction associated with non reversible melting of ice lenses and, to a lesser extent, ice melting in sediment porosity. Permafrost degradation is also predicted from physical models forced by climate change (CHENG & WU, 2007; JIN et al., 2006; WU et al., 2012; YANG et al., 2010), related to warming of the Tibetan Plateau (GUO & WANG, 2011; L. LI et al., 2010; X. LIU & CHEN, 2000). The local variations in the ratio between the amplitude of seasonal oscillations, linked to the active layer properties (mainly thickness and water content), and the subsidence rates implies that permafrost degradation is not homogeneous throughout the plateau. One possible explanation is that the horizon at the permafrost table (where degradation is assumed to occur gradually) may be more or less enriched in ice. Increased water/ice content in the active layer in some sediments collecting inflow water could also mask the effect of permafrost degradation.

As already detected from the LOS velocity maps analysis, the vertical velocity map also indicates that the central part of the Qaidam basin is uplifted, at rates of about 5 to 8 mm/year (EW-elongated red pattern at latitude  $\sim 37^{\circ}\text{N}$ , figure 3.8.b). This uplift area closely matches geomorphology features, evident on optical imagery, such as limits of salt deposits, or alluvial cones, and correspond mainly to flat areas where numerous traces of surface streams can be observed. Piedmont fans along the border of the uplifting basins appear to remain stable. Groundwater recharge occurs



at the top of the fans, where the aquifer is deeply buried, but is likely expelled to the surface by the occurrence of fine grain sediments in the flat basins, leading to springs and shallow ground water depth associated with strong evaporation (DU et al., 2018). One interpretation of the uplift origin is thus an increased water content at shallow depth, in areas where ground water is very close to the surface. However, this interpretation contrasts with that from the analyzes of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) gravity anomaly observations over the Qaidam Basin. These analyzes, on the contrary, led BIBI et al. (2019) to conclude for a significant decrease in groundwater recharge and storage rates for the period 2013-2016 (note perfectly concomittent to our observation period, however), after 10 years of increased ground water storage, due to solid water melting (permafrost degradation of glacier melting) (ZOU et al., 2022).

We also observe a subsidence rate of  $\simeq 2$  mm/year around Qinghai lake (figure 3.8.b) and of 5 mm/yr around the Longyangxia reservoir, south-east of the Qinghai lake (in agreement with the vertical velocity map of OU et al. (2022)). Altimetric and in-situ measurements show an increase in the water level of Qinghai lake for the last decade (J. CHEN & LIAO, 2020; FAN et al., 2021). The increased in water load is responsible for bowl-shape subsidence around the lake, which is predicted by elastic modeling to reach one mm/yr between 2010 and 2010 near the lake shore (XU et al., 2020). Similarly, the subsidence around the Longyangxia reservoir can be associated with its strong level drop.

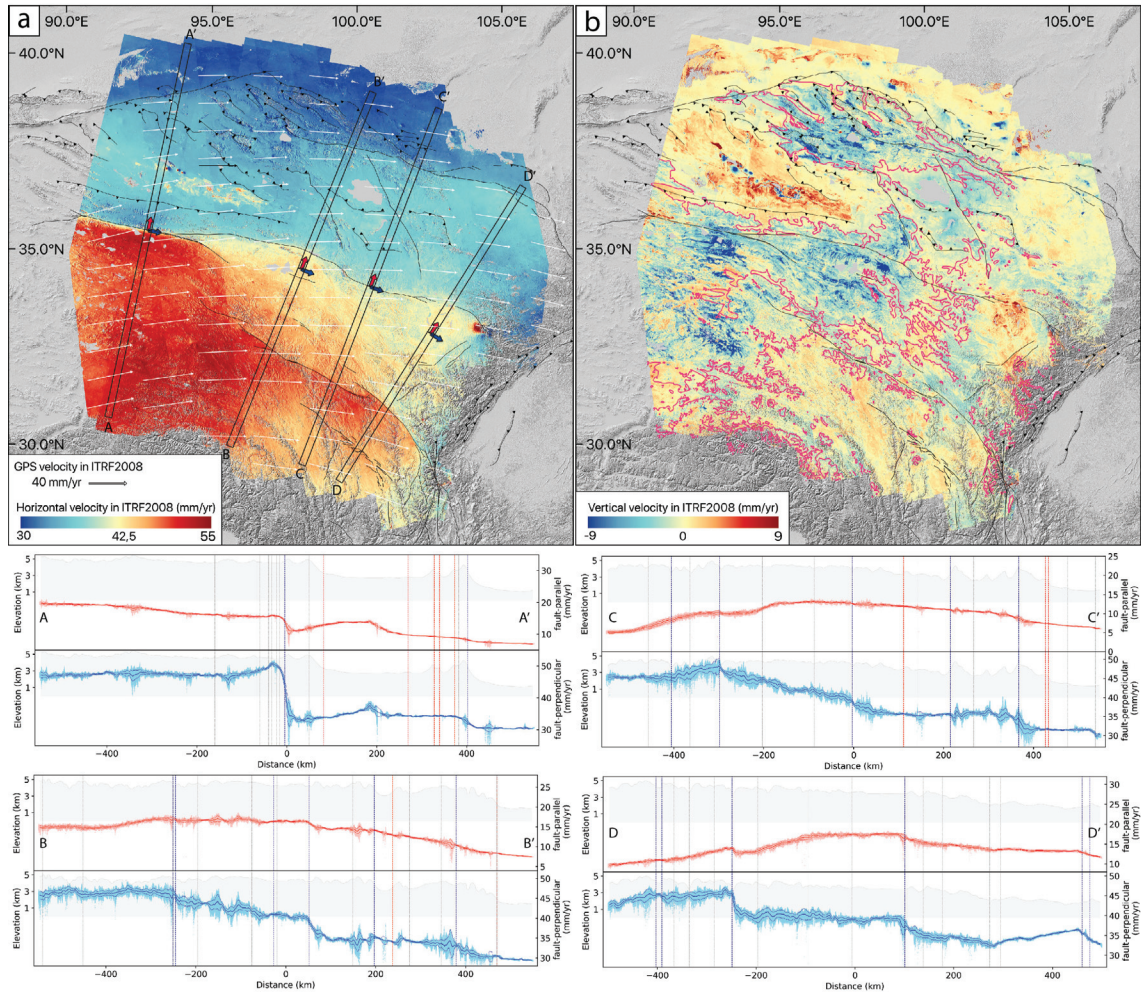


FIGURE 3.8 – Panel (a) Amplitude of the InSAR horizontal velocity field projected on local GNSS azimuth direction A13 into a horizontal component in ITRF2008, superimposed on the elevation obtained from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (FARR et al., 2007). The profile locations and width are drawn together with the transverse (black) and parallel (red) orientations of the plotted velocity components. Panel (b) InSAR vertical velocity field in ITRF2008 reference frame. Black line contours represent permafrost distribution over the Tibetan Plateau in the baseline period (2006-2015) from T. WANG et al. (2020). Bottom panels : InSAR velocity profiles. Locations of the profiles are shown in panel (a). Red and blue dots represent fault-parallel and fault-perpendicular velocities, respectively. Average and standard deviations by along-profile distance bins are shown with thick and thin lines. The topography is shown with a light grey shaded area in the background. Vertical lines in red (thrusts) or in blue (strike-slip) are displayed where the profiles cut known faults. Grey vertical lines indicates locations of track boundaries where perfect offsets can sometimes be seen due to track imperfect alignments.



### 3.4.4 Analysis of the horizontal velocity map

The first striking characteristics of the horizontal velocity map in Figure 3.8a, when comparing it with the LOS velocities maps (Figure 3.6), is its spatial "smoothness". This means that the separation between the horizontal and vertical components of the velocity allows to effectively remove most hydrological signals, even in basin areas heavily affected by permafrost, facilitating tectonic interpretation. First-order observations made from the LOS velocity maps are therefore enhanced.

The horizontal velocity map is clearly dominated by the significant velocity gradients across the major strike-slip faults in the region controlling the overall eastward to southeastward motion of the Tibetan plateau (decreasing from south to north). However, on the reliefs, the numerous short-wavelength signals already pointed out on LOS velocity maps (Figure 3.7) remain, showing a velocity decrease on westward-facing slopes and a velocity increase of eastward-facing slopes. This reinforced our preliminary interpretation that these signals correspond to along-slope gravitational destabilization. In the Qaidam basin, some residual hydrological signals still map on the horizontal (EW-elongated yellow patterns in Figure 3.8; see corresponding arrow pointing ones in Figure 3.6), that we interpret as an artifact due to slight discrepancies between ascending and descending measurements in this area of variable coherence. Within the Qaidam basin again, three subsidence bowls also display horizontal velocity anomalies, that may be related to cylindrical displacements towards sinkholes.

In the following, we focus on the analysis of the tectonic signals. We plot profiles of the horizontal velocity across the main active faults, with along-profile velocities projected on two perpendicular directions, parallel and perpendicular to the faults (shown by blue and red arrows, respectively, for each profile on Figures 3.8 to 3.10). Although this decomposition is possible and helpful for interpretation, it relies on the assumption that the direction of the velocity vector is given by the interpolated velocity field from the GNSS data of M. WANG et SHEN (2020) (LEMRABET et al., 2022). One should recall that the northward component remains poorly constrained

by InSAR. Besides, fault-parallel and fault-perpendicular velocities on blue and red profiles in Figures 3.8 to 3.10 appear slightly correlated in the fault near-field. We interpret this as a limitation of the above-mentioned assumption, as elastic loading on faults may not be sampled well enough by GNSS in the near-field.

### Key features of fault kinematics

We observe left-lateral faulting on the Altyn Tagh fault, with slip transfer across the Qilian shan range to the Haiyuan fault (figure 3.8a), almost fully complete east of  $\simeq 95^\circ\text{E}$ . Both strike-slip faults show slip-rates not exceeding 5 mm/yr in the study area. We will describe these two faults' kinematics and strain partitioning in this northern zone in the next section.

Along the Kunlun fault, following fault segmentation from (DER WOERD et al., 2002), the fault-parallel left-lateral slip rate is about 15 mm/year along the Kusai Hu segment, with an impulse shape close to the fault trace (Figure 3.8a, profile AA') which appears asymmetric (more pronounced south of the fault), in agreement with previous work (S. LIU et al., 2019; RYDER et al., 2011). As already discussed, we interpret this signal as related to the post-seismic relaxation process resulting from the 2001 Mw7.8 Kokoxili earthquake. The fault-parallel velocity decreases to about 5 mm/year across the Alag Hu segment, which ruptured during the last M 7 earthquake in 1937 (figure 3.8a, profile BB') and the Maqen segment (figure 3.8a, profile CC'). The velocity gradient decreases to about 3 mm/year across the Min Shan segment at the eastern end of the Kunlun fault (130 km west of the 2017 Mw6.5 earthquake area visible on the map, with continuing distributed deformation north of the fault (figure 3.10a, profile DD')). Our horizontal slip rates are consistent with InSAR-derived slip rates from L. ZHU et al. (2021) who combined Sentinel-1 InSAR data and GPS measurements according to the method of SONG et al. (2019) and H. WANG et WRIGHT (2012). With respect to Holocene slip-rates from geomorphological studies, they correspond to the estimated lower bounds (e.g. KIRBY et al., 2007) rather than to the upper bounds of  $\simeq 1$  cm/yr estimates from (der WOERD et al., 2000; WOERD

et al., 2002).

Along the Xianshuihe fault system, we observe on a contrary a southeastward increase of the left-lateral slip rate. The westernmost Yushu segment shows a left-lateral slip rate of 5 mm/year (BB' profile, figure 3.10a), slightly lower than the 6.4 mm/year estimate from the only InSAR study available on this segment so far (Y. LIU et al., 2011). Across the Ganzi segment, recognized as a seismic gap which did not rupture for almost 120 years, we also measure a 5 mm/year left-lateral slip rate (figure 3.10a, profile CC'). This is consistent with the long-term slip rates estimated by CHEVALIER et al. (2017) from geomorphological markers offset measurements and dating, but lower than the 8-11 mm/yr slip rates estimated by ZHOU et al. (2014) from paleoseismology and SHI et al. (2016) from geomorphology. On the eastern Xianshuihe segment, the left-lateral slip rate is on the order of 10 mm/year, in overall agreement with previous InSAR studies by H. WANG et al. (2009), L. ZHANG et al. (2018), JI et al. (2020) and Y. LI et al. (2021) (9-12 mm/year from ERS/ENVISAT data, 8.8 mm/year, 12 mm/yr and 10-11 mm/yr from Sentinel-1 observations, respectively). Our result is also consistent with recent tectonic studies from BAI et al. (2018) on the Selaha, Yalaha, and Zheduotang sub-segments, who estimate a left-lateral slip rate of 9.6-9.9 mm/year. Velocity profiles across the fault also show a southward velocity decrease south of the Xianshuihe fault (from -300 km and -250 km on profiles CC' and DD', respectively, in figure 3.10), which is interpreted as the crust deformation in response to the clockwise rotation of the Qiangtang block to the south relative to the Qaidam block to the north.

### **Slip transfer zones between major strike-slip fault systems**

The deformation at the continental scale is not concentrated only on the four major left-lateral fault systems mentioned above. Indeed, as seen on fault-perpendicular velocity profiles (red profiles BB', CC', DD' in Figure 3.8), several long-wavelength "bulges" (at hundreds kilometer scale) reveal the existence of off-fault distributed deformation and secondary active structures. Figures 3.9 and 3.10 zoom in on the two

major slip transfer zones between the Altyn Tagh and Haiyuan faults, on the one hand, and between the Kunlun and Xianshuihe faults, on the other.

The eastern end of the Altyn Tagh fault is characterized by asymmetric branching of dominantly NW-SE-trending thrust fault systems on its southern side, related to the fault propagation history (MEYER et al., 1998). A strike-slip component of motion on these thrusts or secondary faults where they connect with the Altyn Tagh is also expected. The fault-parallel left-lateral rate of the Altyn Tagh fault we observe near  $\simeq 92^\circ\text{E}$  is 5 mm/yr (blue profile EE', Figure 3.9). Almost 15 mm/yr of NE-SW shortening is absorbed across the mountain ranges south of the Altyn Tagh, from the Mahan Shan and Tang He Nan Shan to the west, to the Daxie Shan and Qilian Shan to the east, in a rather gradual way, without clear localization on specific thrust faults (red profile AA'). Our high spatial-resolution maps clearly highlight the slip relay zone with the Haiyuan fault, which occur near  $\simeq 95^\circ\text{E}$  through the Tang He Nan Shan and Daxie Shan, stepping then to the Sule Nan Shan north of the Hala Hu lake where the Haiyuan fault initiates.

On the western part of the Haiyuan fault, we observe a left-lateral slip rates of about 5 mm/year at the western end of the Lenglongling segment and Tianzhu seismic gap (GAUDEMER et al., 1995), where recent Mw 5.9 and 6.7 earthquakes occurred in 2016 and 2022 (LUO & WANG, 2022) (figure 3.9, profile CC'). This contrasts with the upper bound of the Holocene slip-rate ( $19 \pm 5$  mm/yr) derived from offset moraine dating (LASSERRE et al., 2002) but agrees with more recent studies from high-resolution geomorphological analysis (e.g. JIANG et al., 2017) giving rates around 6.5 mm/yr. The profile shape in arctangent is representative of a locked fault within the seismogenic zone. We also note a shortening rate of about 3 mm/year at the same CC' profile location. In contrast, the Lao Hu Shan segment of the Haiyuan fault to east shows a sharp fault-parallel velocity gradient of 5 mm/year representative of a shallow creeping fault, in agreement with other estimations from InSAR (CAVALIÉ et al., 2008; DAOUT et al., 2016; JOLIVET et al., 2012) (figure 3.9, profile DD'). In addition, the DD' profile shape shows ramps on both sides of the fault due to the

Tibetan clockwise rotation in this area (figure 3.9, profile DD').

The basin located between the Elashan and Riyueshan dextral faults undergo a combination of ENE-WSW shortening of about 3 mm/year accommodated by thrusts located on both sides of the Qinghai lake, as in the Qinghai Nan Shan, and about 4 mm/yr of dextral shear (figure 3.9, profile BB').

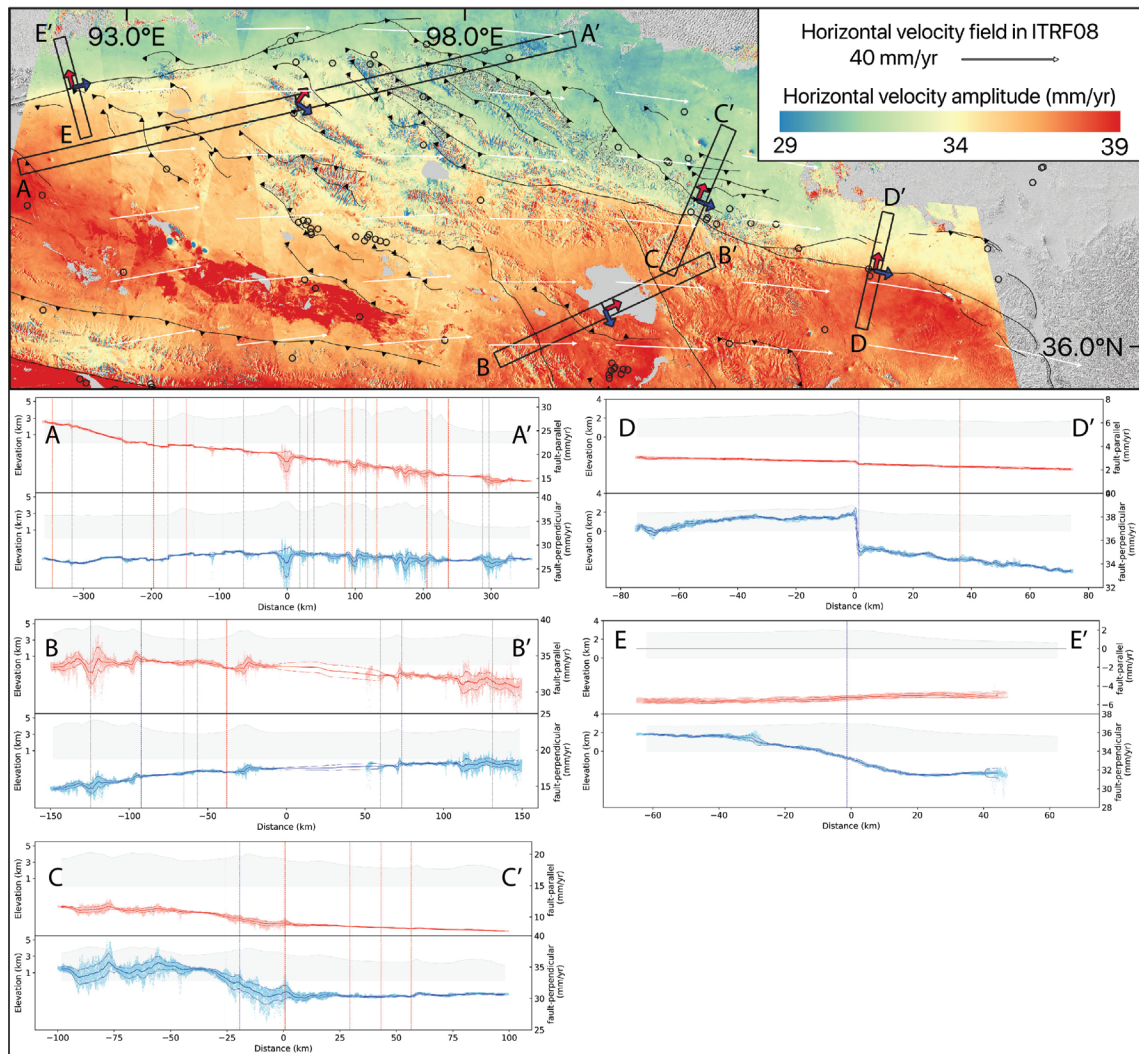


FIGURE 3.9 – Zoom on the northern part of the InSAR horizontal velocity field projected on local GNSS azimuth direction. Black circles indicate major earthquakes from International Seismological Centre catalog (1904 to 1983) and National Earthquake Information Center catalog (1984-2022). InSAR velocity profiles. Locations of the profiles are shown in panel (a). Red dots represent fault-parallel components. Blue dots represent fault-perpendicular component.

Another complex wide slip transfer zone is also striking on our horizontal velocity map in between the Kunlun and Xianshuihe strike-slip faults (figure 3.10). Indeed,



several parallel splay faults show strain localization in between the two faults, in the overall continuity of the Kunlun Pass fault and presently poorly mapped (see slight velocity steps or low gradients along profiles AA', BB', CC' on figure 3.10). As another signature of such off-fault deformation, we note that the 2021 Mw 7.3 Maduo earthquake ruptured the possibly nascent Jianguo fault south of the Kunlun fault, marking a possible on-going shortcut of the Anyemaqen restraining bend of the Kunlun fault near  $\simeq 99^\circ\text{E}$  (PAN et al., 2022) (figure 3.10).

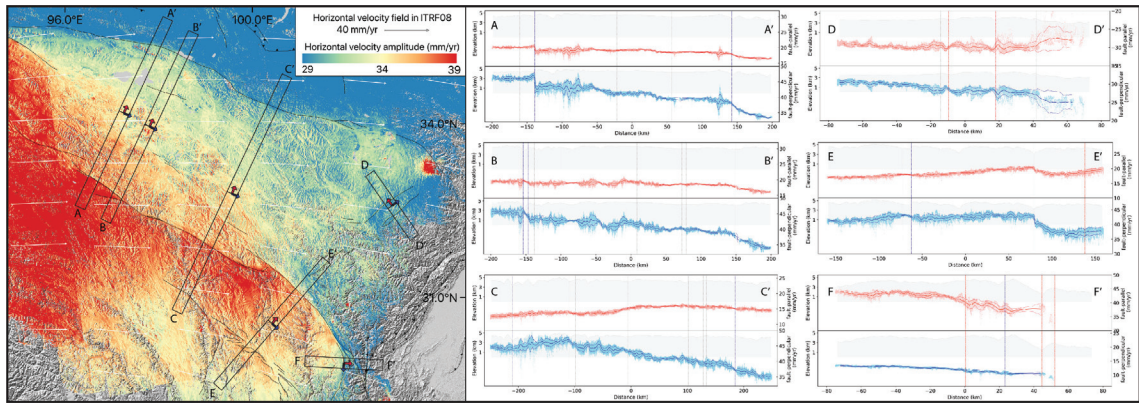


FIGURE 3.10 – Zoom on the southern part of the InSAR horizontal velocity field projected on local GNSS azimuth direction. Black circles indicate major earthquakes from International Seismological Centre catalog (1904 to 1983) and National Earthquake Information Center catalog (1984-2022). InSAR velocity profiles. Locations of the profiles are shown in panel (a). Red dots represents fault-parallel components. Blue dots represent fault-perpendicular component.

Our velocity map also show dextral shear across the Longriba fault system although not clearly localized on profile DD'. Finally, at the southeasternmost end of the Xianshuihe fault, we observe a shortening rate of 5 mm/year which seems mainly accommodated by the Jiulong thrust (profile EE', PITARD et al., 2021).

### 3.5 Conclusion

We show here the richness of tectonic and non-tectonic signals extracted from LOS velocity maps produced by the FLATSIM service (THOLLARD et al., 2021), then refined for proper merging and referencing, based on the Sentinel-1 data archive over eastern Tibet.



High amplitude seasonal signals related to freeze-thaw cycles are observed in all high elevation permafrost-prone areas, with a dominantly spring-autumn phasing which may, however, vary spatially. Other seasonal signals at the base of alluvial fans and catchment sedimentary basins are also observed due to shallow water table fluctuations. Linear velocity maps exhibit short-wavelength non-tectonic signals due to slope gravitational phenomena which deserves further investigation as they may play a significant role in mountain erosion on the long-term. Filtering or masking these signals would contribute to enhance the tectonic signal predominant in the average velocity maps. At the regional scale, the vertical component of linear motion is dominated by non-tectonic processes and its tectonic contribution should be sought only on stable bedrock. Average velocity maps also highlight interseismic strain accumulation across the major left-lateral fault systems of eastern Tibet as well as shallow coupling variations, and shed light on the large-scale slip transfer zones between them, even more strikingly when analyzing the horizontal component. Such high-resolution maps should serve as a base for future modeling of the surface displacements, for example to help refining elastic block-type modeling (Figure A14 in Supplementary information and next PhD chapter).

# Bibliographie

- ALLEN, C. R., ZHUOLI, L., HONG, Q., XUEZE, W., HUAWEI, Z. & WEISHI, H. (1991). Field study of a highly active fault zone : The Xianshuihe fault of southwestern China. *Geological Society of America Bulletin*, 103(9), 1178-1199. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<1178:fsoaha>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<1178:fsoaha>2.3.co;2)
- ANSARI, H., DE ZAN, F. & PARIZZI, A. (2021). Study of Systematic Bias in Measuring Surface Deformation With SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 59(2), 1285-1301. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.3003421>
- AVOUAC, J.-P. (2015). From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 233-271.
- BAI, M., CHEVALIER, M.-L., PAN, J., REPLUMAZ, A., LELOUP, P. H., MÉTOIS, M. & LI, H. (2018). Southeastward increase of the late Quaternary slip-rate of the Xianshuihe fault, eastern Tibet. Geodynamic and seismic hazard implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 485, 19-31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.045>
- BEAUDOING, H. & RODELL, M. (2020). GLDAS Noah Land Surface Model L4 monthly 0.25 x 0.25 degree V2.1. <https://doi.org/10.5067/SXAVCZFAQLNO>
- BELL, J. W., AMELUNG, F. & HENRY, C. D. (2012). InSAR analysis of the 2008 Reno-Mogul earthquake swarm : Evidence for westward migration of Walker

- Lane style dextral faulting. *Geophysical Research Letters*, 39(18). <https://doi.org/10.1029/2012gl052795>
- BIBI, S., WANG, L., LI, X., ZHANG, X. & CHEN, D. (2019). Response of Groundwater Storage and Recharge in the Qaidam Basin (Tibetan Plateau) to Climate Variations From 2002 to 2016. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(17-18), 9918-9934. <https://doi.org/10.1029/2019jd030411>
- CALAIS, E., DONG, L., WANG, M., SHEN, Z. & VERGNOLLE, M. (2006). Continental deformation in Asia from a combined GPS solution. *Geophysical Research Letters*, 33(24). <https://doi.org/10.1029/2006gl028433>
- CAVALIÉ, O., LASSERRE, C., DOIN, M.-P., PELTZER, G., SUN, J., XU, X. & SHEN, Z.-K. (2008). Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(3-4), 246-257. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.057>
- CHEN, J. & LIAO, J. (2020). Monitoring lake level changes in China using multi- altimeter data (2016–2019). *Journal of Hydrology*, 590, 125544. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125544>
- CHEN, J., WU, T., ZOU, D., LIU, L., WU, X., GONG, W., ZHU, X., LI, R., HAO, J., HU, G., PANG, Q., ZHANG, J. & YANG, S. (2022). Magnitudes and patterns of large-scale permafrost ground deformation revealed by Sentinel-1 InSAR on the central Qinghai-Tibet Plateau. *Remote Sensing of Environment*, 268, 112778. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112778>
- CHEN, Z., BURCHFIEL, B., LIU, Y., KING, R., ROYDEN, L., TANG, W., WANG, E., ZHAO, J. & ZHANG, X. (2000). Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B7), 16215-16227.
- CHENG, G. & WU, T. (2007). Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 112(F2). <https://doi.org/10.1029/2006jf000631>

- CHEVALIER, M.-L., LELOUP, P. H., REPLUMAZ, A., PAN, J., MÉTOIS, M. & LI, H. (2017). Temporally constant slip rate along the Ganzi fault, NW Xianshuihe fault system, eastern Tibet. *GSA Bulletin*, 130(3-4), 396-410. <https://doi.org/10.1130/b31691.1>
- CLARK, M. K., BUSH, J. W. & ROYDEN, L. H. (2005). Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. *Geophysical Journal International*, 162(2), 575-590.
- CLARK, M. K. & ROYDEN, L. H. (2000). Topographic ooze : Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8), 703. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<703:tobtem>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<703:tobtem>2.0.co;2)
- DAOUT, S., JOLIVET, R., LASSERRE, C., DOIN, M.-P., BARBOT, S., TAPPONNIER, P., PELTZER, G., SOCQUET, A. & SUN, J. (2016). Along-strike variations of the partitioning of convergence across the Haiyuan fault system detected by InSAR. *Geophysical Journal International*, 205(1), 536-547. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw028>
- DAOUT, S., DINI, B., HAEBERLI, W., DOIN, M.-P. & PARSONS, B. (2020). Ice loss in the Northeastern Tibetan Plateau permafrost as seen by 16 yr of ESA SAR missions. *Earth and Planetary Science Letters*, 545, 116404. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116404>
- DAOUT, S., DOIN, M.-P., PELTZER, G., LASSERRE, C., SOCQUET, A., VOLAT, M. & SUDHAUS, H. (2018). Strain Partitioning and Present-Day Fault Kinematics in NW Tibet From Envisat SAR Interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(3), 2462-2483. <https://doi.org/10.1002/2017jb015020>
- DAOUT, S., DOIN, M.-P., PELTZER, G., SOCQUET, A. & LASSERRE, C. (2017). Large-scale InSAR monitoring of permafrost freeze-thaw cycles on the Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 901-909. <https://doi.org/10.1002/2016gl070781>

- DAOUT, S., SUDHAUS, H., KAUSCH, T., STEINBERG, A. & DINI, B. (2019). Interseismic and Postseismic Shallow Creep of the North Qaidam Thrust Faults Detected with a Multitemporal InSAR Analysis. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 124(7), 7259-7279. <https://doi.org/10.1029/2019jb017692>
- DE ZAN, F. & GOMBA, G. (2018). Vegetation and soil moisture inversion from SAR closure phases : First experiments and results. *Remote sensing of environment*, 217, 562-572.
- DE ZAN, F., PARIZZI, A., PRATS-IRAOLA, P. & LÓPEZ-DEKKER, P. (2014). A SAR Interferometric Model for Soil Moisture. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(1), 418-425. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2241069>
- DER WOERD, J. V., TAPPONNIER, P., J. RYERSON, F., MERIAUX, A.-S., MEYER, B., GAUDEMER, Y., FINKEL, R. C., CAFFEE, M. W., GUOGUAN, Z. & ZHIQIN, X. (2002). Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from <sup>26</sup>Al, <sup>10</sup>Be, and <sup>14</sup>C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophysical Journal International*, 148(3), 356-388.
- der WOERD, J. V., RYERSON, F. J., TAPPONNIER, P., MERIAUX, A. .-, GAUDEMER, Y., MEYER, B., FINKEL, R. C., CAFFEE, M. W., GUOGUANG, Z. & ZHIQIN, X. (2000). Uniform slip-rate along the Kunlun Fault : Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. *Geophysical Research Letters*, 27(16), 2353-2356. <https://doi.org/10.1029/1999gl011292>
- der WOERD, J. V., XU, X., LI, H., TAPPONNIER, P., MEYER, B., RYERSON, F. J., MERIAUX, A.-S. & XU, Z. (2001). Rapid active thrusting along the northwestern range front of the Tanghe Nan Shan (western Gansu, China). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B12), 30475-30504. <https://doi.org/10.1029/2001jb000583>
- DOIN, M.-P., GUILLASO, S., JOLIVET, R., LASSERRE, C., LODGE, F., DUCRET, G. & GRANDIN, R. (2011). Presentation of the small baseline NSBAS processing

- chain on a case example : The Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data. *Proceedings of the Fringe symposium*, 3434-3437.
- DU, X., LU, X., HOU, J. & YE, X. (2018). Improving the Reliability of Numerical Groundwater Modeling in a Data-Sparse Region. *Water*, 10(3). <https://doi.org/10.3390/w10030289>
- ELLIOTT, J. R., BIGGS, J., PARSONS, B. & WRIGHT, T. J. (2008). InSAR slip rate determination on the Altyn Tagh Fault, northern Tibet, in the presence of topographically correlated atmospheric delays. *Geophysical Research Letters*, 35(12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008gl033659>
- ENGLAND, P. C. & JACKSON, J. (1989). Active deformation of the continents. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17, 197-226.
- ENGLAND, P. & MOLNAR, P. (1997). Active deformation of Asia : From kinematics to dynamics. *Science*, 278(5338), 647-650.
- ESPÍN BEDÓN, P., AUDIN, L., DOIN, M.-P., PINEL, V., PATHIER, E., MOTHE, P., GARCÍA, A., SAMANIEGO, P. & PACHECO, D. (2022). Unrest at Cayambe Volcano revealed by SAR imagery and seismic activity after the Pedernales subduction earthquake, Ecuador (2016). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 428, 107577. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107577>
- FAN, C., SONG, C., LI, W., LIU, K., CHENG, J., FU, C., CHEN, T., KE, L. & WANG, J. (2021). What drives the rapid water-level recovery of the largest lake (Qinghai Lake) of China over the past half century? *Journal of Hydrology*, 593, 125921. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125921>
- GAN, W., ZHANG, P., SHEN, Z.-K., NIU, Z., WANG, M., WAN, Y., ZHOU, D. & CHENG, J. (2007). Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 112(B8). <https://doi.org/10.1029/2005jb004120>
- GAUDEMER, Y., TAPPONNIER, P., MEYER, B., PELTZER, G., SHUNMIN, G., ZHITAI, C., HUAGUNG, D. & CIFUENTES, I. (1995). Partitioning of crustal slip between



- linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the ‘Tianzhu gap’, on the western Haiyuan Fault, Gansu (China). *Geophysical Journal International*, 120(3), 599-645. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1995.tb01842.x>
- GRANDIN, R. (2015). Interferometric Processing of SLC Sentinel-1 TOPS Data. *Proceedings of Fringe 2015 : Advances in the Science and Applications of SAR Interferometry and Sentinel-1 InSAR Workshop*. <https://doi.org/10.5270/fringe2015.pp116>
- GUO, D. & WANG, H. (2011). The significant climate warming in the northern Tibetan Plateau and its possible causes. *International Journal of Climatology*, 32(12), 1775-1781. <https://doi.org/10.1002/joc.2388>
- HAO, M., WANG, Q., SHEN, Z., CUI, D., JI, L., LI, Y. & QIN, S. (2014). Present day crustal vertical movement inferred from precise leveling data in eastern margin of Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 632, 281-292. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.016>
- HAO, M., WANG, Q., SHEN, Z., CUI, D., JI, L., LI, Y. & QIN, S. (2018). Spatially varying surface seasonal oscillations and 3-D crustal deformation of the Tibetan Plateau derived from GPS and GRACE data. *Earth and Planetary Science Letters*, 502, 12-22. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.037>
- FARR, T. G., ROSEN, P. A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, J., UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D. & ALSDORF, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of geophysics*, 45, 33.
- JAEGER, J.-J., COURTILOT, V. & TAPPONNIER, P. (1989). Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision. *Geology*, 17(4), 316-319. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0316:PVOTAO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0316:PVOTAO>2.3.CO;2)

- JI, L., ZHANG, W., LIU, C., ZHU, L., XU, J. & XU, X. (2020). Characterizing interseismic deformation of the Xianshuihe fault, eastern Tibetan Plateau, using Sentinel-1 SAR images. *Advances in Space Research*, 66(2), 378-394. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.03.043>
- JIANG, W., HAN, Z., GUO, P., ZHANG, J., JIAO, Q., KANG, S. & TIAN, Y. (2017). Slip rate and recurrence intervals of the east Lenglongling fault constrained by morphotectonics : Tectonic implications for the northeastern Tibetan Plateau. *Lithosphere*, 9(3), 417-430. <https://doi.org/10.1130/L597.1>
- JIN, H., ZHAO, L., WANG, S. & JIN, R. (2006). Thermal regimes and degradation modes of permafrost along the Qinghai-Tibet Highway. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 49(11), 1170-1183. <https://doi.org/10.1007/s11430-006-2003-z>
- JOLIVET, R., CATTIN, R., CHAMOT-ROOKE, N., LASSERRE, C. & PELTZER, G. (2008). Thin-plate modeling of interseismic deformation and asymmetry across the Altyn Tagh fault zone. *Geophysical Research Letters*, 35(2). <https://doi.org/10.1029/2007gl031511>
- JOLIVET, R., LASSERRE, C., DOIN, M.-P., GUILLASO, S., PELTZER, G., DAILU, R., SUN, J., SHEN, Z.-K. & XU, X. (2012). Shallow creep on the Haiyuan Fault (Gansu, China) revealed by SAR Interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B6), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011jb008732>
- KIRBY, E., HARKINS, N., WANG, E., SHI, X., FAN, C. & BURBANK, D. (2007). Slip rate gradients along the eastern Kunlun fault. *Tectonics*, 26(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006tc002033>
- LASSERRE, C., GAUDEMER, Y., TAPPONNIER, P., MÉRIAUX, A.-S., der WOERD, J. V., DAOYANG, Y., RYERSON, F. J., FINKEL, R. C. & CAFFEE, M. W. (2002). Fast late Pleistocene slip rate on the Leng Long Ling segment of the Haiyuan fault, Qinghai, China. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B11), ETG 4-1-ETG 4-15. <https://doi.org/10.1029/2000jb000060>

- LASSERRE, C., PELTZER, G., CRAMPÉ, F., KLINGER, Y., VAN DER WOERD, J. & TAPPONNIER, P. (2005). Coseismic deformation of the 2001 Mw = 7.8 Kokoxili earthquake in Tibet, measured by synthetic aperture radar interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B12). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2004JB003500>
- LEMRAËT, L., DOIN, M.-P., LASSERRE, C. & DURAND, P. (2022). Referencing of Continental-Scale InSAR-Derived Velocity Fields : Case Study of the Eastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, submitted.
- LI, L., YANG, S., WANG, Z., ZHU, X. & TANG, H. (2010). Evidence of Warming and Wetting Climate over the Qinghai-Tibet Plateau. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 42(4), 449-457. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-42.4.449>
- LI, Y., NOCQUET, J.-M., SHAN, X. & JIAN, H. (2021). Heterogeneous Interseismic Coupling Along the Xianshuihe-Xiaojiang Fault System, Eastern Tibet. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 126(11), e2020JB021187. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020JB021187>
- LI, Y. & BÜRGMANN, R. (2021). Partial Coupling and Earthquake Potential Along the Xianshuihe Fault, China. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 126(7). <https://doi.org/10.1029/2020jb021406>
- LIANG, S., GAN, W., SHEN, C., XIAO, G., LIU, J., CHEN, W., DING, X. & ZHOU, D. (2013). Three-dimensional velocity field of present-day crustal motion of the Tibetan Plateau derived from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(10), 5722-5732. <https://doi.org/10.1002/2013jb010503>
- LIU, C., JI, L., ZHU, L. & ZHAO, C. (2018). InSAR-Constrained Interseismic Deformation and Potential Seismogenic Asperities on the Altyn Tagh Fault at 91.5–95°E, Northern Tibetan Plateau. *Remote Sensing*, 10(6), 943. <https://doi.org/10.3390/rs10060943>
- LIU, S., XU, X., KLINGER, Y., NOCQUET, J.-M., CHEN, G., YU, G. & JÓNSSON, S. (2019). Lower Crustal Heterogeneity Beneath the Northern Tibetan Plateau

- Constrained by GPS Measurements Following the 2001 Mw7.8 Kokoxili Earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 124(11), 11992-12022. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2019JB017732>
- LIU, X. & CHEN, B. (2000). Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *International Journal of Climatology*, 20(14), 1729-1742. [https://doi.org/10.1002/1097-0088\(20001130\)20:14<1729::aid-joc556>3.0.co;2-y](https://doi.org/10.1002/1097-0088(20001130)20:14<1729::aid-joc556>3.0.co;2-y)
- LIU, Y., XU, C., LI, Z., WEN, Y. & FORREST, D. (2011). Interseismic slip rate of the Garze–Yushu fault belt in the Tibetan Plateau from C-band InSAR observations between 2003 and 2010. *Advances in Space Research*, 48(12), 2005-2015. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.08.020>
- LIU-ZENG, J., KLINGER, Y., XU, X., LASSERRE, C., CHEN, G., CHEN, W., TAPPONNIER, P. & ZHANG, B. (2007). Millennial recurrence of large earthquakes on the Haiyuan fault near Songshan, Gansu Province, China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1B), 14-34.
- LUO, H. & WANG, T. (2022). Strain Partitioning on the Western Haiyuan Fault System Revealed by the Adjacent 2016 Mw5.9 and 2022 Mw6.7 Menyuan Earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 49(16), e2022GL099348. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2022GL099348>
- MAGHSOUDI, Y., HOOPER, A. J., WRIGHT, T. J., LAZECKY, M. & ANSARI, H. (2022). Characterizing and correcting phase biases in short-term, multilooked interferograms. *Remote Sensing of Environment*, 275, 113022. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113022>
- MATHEY, M., DOIN, M.-P., ANDRÉ, P., WALPERSDORF, A., BAIZE, S. & SUE, C. (2022). Spatial Heterogeneity of Uplift Pattern in the Western European Alps Revealed by InSAR Time-Series Analysis. *Geophysical Research Letters*, 49(1). <https://doi.org/10.1029/2021gl095744>
- MATTAUER, M. (1986). Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 37-50.

- MÉRIAUX, A.-S., RYERSON, F., TAPPONNIER, P., VAN DER WOERD, J., FINKEL, R., XU, X., XU, Z. & CAFFEE, M. (2004). Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault : morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B6).
- MÉRIAUX, A.-S., TAPPONNIER, P., RYERSON, F. J., XIWEI, X., KING, G., der WOERD, J. V., FINKEL, R. C., HAIBING, L., CAFFEE, M. W., ZHIQIN, X. & WENBIN, C. (2005). The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault : Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B4). <https://doi.org/10.1029/2004jb003210>
- MEYER, B., TAPPONNIER, P., BOURJOT, L., MÉTIVIER, F., GAUDEMER, Y., PELTZER, G., SHUNMIN, G. & ZHITAI, C. (1998). Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau. *Geophysical Journal International*, 135(1), 1-47. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00567.x>
- OU, Q., DAOUT, S., WEISS, J. R., SHEN, L., LAZECKÝ, M., WRIGHT, T. J. & PARSONS, B. E. (2022). Large-Scale Interseismic Strain Mapping of the NE Tibetan Plateau From Sentinel-1 Interferometry [e2022JB024176 2022JB024176]. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 127(6), e2022JB024176. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2022JB024176>
- PAN, J., LI, H., CHEVALIER, M.-L., TAPPONNIER, P., BAI, M., LI, C., LIU, F., LIU, D., WU, K., WANG, P., LI, C., LU, H. & CHEN, P. (2022). Co-seismic rupture of the 2021, Mw7.4 Maduo earthquake (northern Tibet) : Short-cutting of the Kunlun fault big bend. *Earth and Planetary Science Letters*, 594, 117703. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117703>
- PELTZER, G., BROWN, N. D., MÉRIAUX, A.-s., van der WOERD, J., RHODES, E. J., FINKEL, R. C., RYERSON, F. J. & HOLLINGSWORTH, J. (2020). Stable rate of slip along the Karakax section of the Altyn Tagh Fault from observation of

- interglacial and postglacial offset morphology and surface dating. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 125(5), e2019JB018893.
- PITARD, P., REPLUMAZ, A., CHEVALIER, M.-L., LELOUP, P.-H., BAI, M., DOIN, M.-P., THIEULOT, C., OU, X., BALVAY, M. & LI, H. (2021). Exhumation History Along the Muli Thrust—Implication for Crustal Thickening Mechanism in Eastern Tibet. *Geophysical Research Letters*, 48(14), e2021GL093677.
- RODELL, M., HOUSER, P. R., JAMBOR, U., GOTTSCHALCK, J., MITCHELL, K., MENG, C.-J., ARSENAULT, K., COSGROVE, B., RADA KOVICH, J., BOSILOVICH, M., ENTIN, J. K., WALKER, J. P., LOHMANN, D. & TOLL, D. (2004). The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381-394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>
- RUI, X. & STAMPS, D. S. (2019). A Geodetic Strain Rate and Tectonic Velocity Model for China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(3), 1280-1297. <https://doi.org/10.1029/2018gc007806>
- RYDER, I., BÜRGMANN, R. & POLLITZ, F. (2011). Lower crustal relaxation beneath the Tibetan Plateau and Qaidam Basin following the 2001 Kokoxili earthquake. *Geophysical Journal International*, 187(2), 613-630. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2011.05179.x>
- SHEN, Z.-K., LÜ, J., WANG, M. & BÜRGMANN, R. (2005). Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B11). <https://doi.org/10.1029/2004jb003421>
- SHI, F., HE, H., DENSMORE, A. L., LI, A., YANG, X. & XU, X. (2016). Active tectonics of the Ganzi–Yushu fault in the southeastern Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 676, 112-124. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.036>
- SONG, X., JIANG, Y., SHAN, X., GONG, W. & QU, C. (2019). A Fine Velocity and Strain Rate Field of Present-Day Crustal Motion of the Northeastern Tibetan Plateau Inverted Jointly by InSAR and GPS. *Remote Sensing*, 11(4), 435. <https://doi.org/10.3390/rs11040435>



- TAPPONNIER, P., LACASSIN, R., LELOUP, P. H., SCHÄRER, U., DALAI, Z., HAIWEI, W., XIAOHAN, L., SHAOCHENG, J., LIANSHANG, Z. & JIAYOU, Z. (1990). The Ailao Shan/Red River metamorphic belt : tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, *343*(6257), 431-437.
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1977). Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, *82*, 2905-2930.
- TAPPONNIER, P., ZHIQIN, X., ROGER, F., MEYER, B., ARNAUD, N., WITTLINGER, G. & JINGSUI, Y. (2001). Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Science*, *294*(5547), 1671-1677. <https://doi.org/10.1126/science.105978>
- TAYLOR, M. & PELTZER, G. (2006). Current slip rates on conjugate strike-slip faults in central Tibet using synthetic aperture radar interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *111*(B12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005jb004014>
- THOLLARD, F., CLESSE, D., DOIN, M.-P., DONADIEU, J., DURAND, P., GRANDIN, R., LASSERRE, C., LAURENT, C., DESCHAMPS-OSTANCIAUX, E., PATHIER, E., POINTAL, E., PROY, C. & SPECHT, B. (2021). FLATSIM : The ForM@Ter LArge-Scale Multi-Temporal Sentinel-1 InterferoMetry Service. *Remote Sensing*, *13*(18), 3734. <https://doi.org/10.3390/rs13183734>
- WANG, H. & WRIGHT, T. J. (2012). Satellite geodetic imaging reveals internal deformation of western Tibet. *Geophysical Research Letters*, *39*(7), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012gl051222>
- WANG, H., WRIGHT, T. J. & BIGGS, J. (2009). Interseismic slip rate of the northwestern Xianshuihe fault from InSAR data. *Geophysical Research Letters*, *36*(3), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008gl036560>
- WANG, L., ZHAO, L., ZHOU, H., LIU, S., DU, E., ZOU, D., LIU, G., XIAO, Y., HU, G., WANG, C., SUN, Z., LI, Z., QIAO, Y., WU, T., LI, C. & LI, X. (2022). Contribution of ground ice melting to the expansion of Selin Co (lake) on the

- Tibetan Plateau. *The Cryosphere*, 16(7), 2745-2767. <https://doi.org/10.5194/tc-16-2745-2022>
- WANG, M. & SHEN, Z.-K. (2020). Present-Day Crustal Deformation of Continental China Derived From GPS and Its Tectonic Implications. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 125(2). <https://doi.org/10.1029/2019jb018774>
- WANG, Q., ZHANG, P.-Z., FREYMUELLER, J. T., BILHAM, R., LARSON, K. M., LAI, X., YOU, X., NIU, Z., WU, J., LI, Y., LIU, J., YANG, Z. & CHEN, Q. (2001). Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements. *Science*, 294(5542), 574-577. <https://doi.org/10.1126/science.1063647>
- WANG, T., YANG, D., YANG, Y., PIAO, S., LI, X., CHENG, G. & FU, B. (2020). Permafrost thawing puts the frozen carbon at risk over the Tibetan Plateau. *Science Advances*, 6(19). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz3513>
- WANG, W., QIAO, X., YANG, S. & WANG, D. (2016). Present-day velocity field and block kinematics of Tibetan Plateau from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 208(2), 1088-1102. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw445>
- WEN, Y., LI, Z., XU, C., RYDER, I. & BÜRGMANN, R. (2012). Postseismic motion after the 2001 MW7.8 Kokoxili earthquake in Tibet observed by InSAR time series. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B8), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011jb009043>
- WOERD, J. V. D., TAPPONNIER, P., RYERSON, F. J., MERIAUX, A.-S., MEYER, B., GAUDEMER, Y., FINKEL, R. C., CAFFEE, M. W., GUO GUANG, Z. & ZHIQIN, X. (2002). Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from <sup>26</sup>Al, <sup>10</sup>Be, and <sup>14</sup>C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophysical Journal International*, 148(3), 356-388. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2002.01556.x>
- WRIGHT, T. J. (2004). InSAR Observations of Low Slip Rates on the Major Faults of Western Tibet. *Science*, 305(5681), 236-239. <https://doi.org/10.1126/science.1096388>

- WU, Q., ZHANG, T. & LIU, Y. (2012). Thermal state of the active layer and permafrost along the Qinghai-Xizang (Tibet) Railway from 2006 to 2010. *The Cryosphere*, 6(3), 607-612. <https://doi.org/10.5194/tc-6-607-2012>
- XU, X., YUAN, L., JIANG, Z., CHEN, C. & CHENG, S. (2020). Lake level changes determined by Cryosat-2 altimetry data and water-induced loading deformation around Lake Qinghai. *Advances in Space Research*, 66(11), 2568-2582. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.08.029>
- YANG, M., NELSON, F. E., SHIKLOMANOV, N. I., GUO, D. & WAN, G. (2010). Permafrost degradation and its environmental effects on the Tibetan Plateau : A review of recent research. *Earth-Science Reviews*, 103(1-2), 31-44. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.002>
- YONGSHENG, L., YUNFENG, T., CHEN, Y., ZHE, S., WENLIANG, J., ZHENHONG, L., JINGFA, Z., YI, L. & BINGQUAN, L. (2020). Present-day interseismic deformation characteristics of the Beng Co-Dongqiao conjugate fault system in central Tibet : implications from InSAR observations. *Geophysical Journal International*, 221(1), 492-503. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa014>
- ZHANG, L., CAO, D., ZHANG, J. & SUI, L. (2018). Interseismic Fault Movement of Xianshuihe Fault Zone Based on Across-Fault Deformation Data and InSAR. *Pure and Applied Geophysics*, 176(2), 649-667. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1989-4>
- ZHANG, P.-Z., SHEN, Z., WANG, M., GAN, W., BÜRGMANN, R., MOLNAR, P., WANG, Q., NIU, Z., SUN, J., WU, J., HANRONG, S. & XINZHAO, Y. (s. d.). Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32(9), 809. <https://doi.org/10.1130/g20554.1>
- ZHAO, D., QU, C., BÜRGMANN, R., GONG, W. & SHAN, X. (2021). Relaxation of Tibetan lower crust and afterslip driven by the 2001 Mw7. 8 Kokoxili, China, earthquake constrained by a decade of geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 126(4), e2020JB021314.

- ZHAO, D., QU, C., BÜRGMANN, R., GONG, W., SHAN, X., QIAO, X., ZHAO, L., CHEN, H. & LIU, L. (2022). Large-Scale Crustal Deformation, Slip-Rate Variation, and Strain Distribution Along the Kunlun Fault (Tibet) From Sentinel-1 InSAR Observations (2015–2020). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 127(1). <https://doi.org/10.1029/2021jb022892>
- ZHENG, G., WANG, H., WRIGHT, T. J., LOU, Y., ZHANG, R., ZHANG, W., SHI, C., HUANG, J. & WEI, N. (2017). Crustal Deformation in the India-Eurasia Collision Zone From 25 Years of GPS Measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(11), 9290-9312. <https://doi.org/10.1002/2017jb014465>
- ZHOU, R., LI, Y., LIANG, M., XU, X., HE, Y., WANG, S., MA, C. & LIU, Y. (2014). Determination of mean recurrence interval of large earthquakes on the Garzê-Yushu Fault (Dengke Segment) on the eastern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau. *Quaternary International*, 333, 179-187. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.11.010>
- ZHU, L., JI, L. & LIU, C. (2021). Interseismic slip rate and locking along the Maqin-Maqu Segment of the East Kunlun Fault, Northern Tibetan Plateau, based on Sentinel-1 images. *Journal of Asian Earth Sciences*, 211, 104703. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104703>
- ZHU, S., XU, C., WEN, Y. & LIU, Y. (2016). Interseismic Deformation of the Altyn Tagh Fault Determined by Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) Measurements. *Remote Sensing*, 8(3), 233. <https://doi.org/10.3390/rs8030233>
- ZOU, Y., KUANG, X., FENG, Y., JIAO, J. J., LIU, J., WANG, C., FAN, L., WANG, Q., CHEN, J., JI, F., YAO, Y. & ZHENG, C. (2022). Solid Water Melt Dominates the Increase of Total Groundwater Storage in the Tibetan Plateau [e2022GL100092 2022GL100092]. *Geophysical Research Letters*, 49(18), e2022GL100092. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2022GL100092>
- ZWIEBACK, S., LIU, X., ANTONOVA, S., HEIM, B., BARTSCH, A., BOIKE, J. & HAJNSEK, I. (2016). A Statistical Test of Phase Closure to Detect Influences

on DInSAR Deformation Estimates Besides Displacements and Decorrelation Noise : Two Case Studies in High-Latitude Regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54(9), 5588-5601. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2569435>

# Cinématique régionale

## 4.1 Introduction

Le mouvement horizontal de la lithosphère peut être décrit par de simples rotations de micro plaques rigides. Depuis plus de 20 ans, des études essaient de modéliser le champ de déformation du plateau tibétain à partir de données géodésiques. Le réseau de stations GNSS n'a eu de cesse de se densifier au cours des 30 dernières années, notamment en Chine où la couverture s'améliore, et plusieurs études à grande échelle ont été menées présentant des modélisations de blocs rigides, des calculs de taux de déformation et des taux de glissement qui peuvent fournir des informations sur les modes de déformation à l'échelle continentale (CALAIS et al., 2006 ; THATCHER, 2007 ; M. WANG & SHEN, 2020 ; P.-Z. ZHANG, 2013).

Cependant, si le GNSS permet de bien contraindre les vitesses de déformation long terme, la densité du réseau GPS (permanent et temporaire) reste trop faible pour cartographier les détails de l'accumulation de contraintes dans le champ proche des grandes failles actives sur le plateau tibétain. Pour contourner les limitations propres aux mesures GNSS (faible résolution spatiale) et InSAR (mesures en LOS sur une période de temps plus courte), certains chercheurs proposent de combiner ces deux types de mesures géodésiques pour créer des modèles à haute résolution temporelle et spatiale (DAOUT et al., 2016 ; DAOUT et al., 2018 ; QIAO et al., 2017 ; SONG et al.,



2019; H. WANG et al., 2019).

L'arrivée des satellites Sentinel-1 (S1) en avril 2014 représente une avancée remarquable pour l'observation des déformations de surface avec la disponibilité d'un grand volume de données à une résolution temporelle et spatiale sans précédent. Avec des acquisitions systématiques tout les 12 jours au Tibet depuis le lancement de Sentinel-1B fin 2016, les images radar S1 constituent une archive à fort potentiel pour les études d'aléa sismique dans les années à venir. L'objectif global de cette étude est de caractériser la déformation intersismique actuelle du sud-est du Tibet par modélisation de bloc (rigides et élastiques aux frontières) en inversant conjointement la dernière combinaison de vitesses GNSS proposée sur le Plateau Tibétain avec des données InSAR Sentinel-1 couvrant la période 2014-2020.

## 4.2 Principe théorique du modèle TDEFNODE

### 4.2.1 Champs de vitesse, rotation de bloc et taux de déformation

Les modèles dits "de blocs" nous permettent, à partir d'observations géodésiques qui sont généralement des vitesses GNSS, de décrire le mouvement de la lithosphère comme résultant de rotations de blocs rigides et de chargement élastique à leurs frontières, afin de modéliser des vitesses de glissement le long de systèmes de faille actifs. La région est divisée en "blocs" contiguës destinés à tourner de manière rigide autour d'un pôle Eulérien. Les frontières de blocs correspondent à des failles pour lesquelles un couplage initial est défini. Pour ce genre de modélisation, le taux de glissement relatif à long terme sur une faille est déterminé à partir de la vitesse des pôles de rotation des blocs qu'elle délimite. Les vitesses intersismiques théoriques en surface sont obtenues en appliquant un modèle de back-slip (SAVAGE, 1983). Le champs de vitesse complet lui est décrit par la somme entre le champs de vitesse dû au verrouillage de la faille et la rotation long-terme des blocs. Nous inversons

ensuite les paramètres des pôles de rotation et le couplage afin d'obtenir un modèle qui explique au mieux les observations géodésiques.

Dans un système de coordonnées cartésiennes, le champs de vitesse géodésique  $V(x, y)$  est décrit de la façon suivante :

$$\vec{V}(x, y) = L\vec{X} + \vec{T} + \vec{E}(X) \quad (4.1)$$

Où  $\vec{X}$  est le vecteur position,  $T$  est le vecteur translation,  $E(X)$  est un vecteur erreur associé au champs de vitesse dépendant de la position, et  $L$  est le tenseur du gradient de vitesse décrit ci-dessous (MCCAFFREY, 2002) :

$$L = \begin{bmatrix} \frac{\partial V_x}{\partial x} & \frac{\partial V_x}{\partial y} \\ \frac{\partial V_y}{\partial x} & \frac{\partial V_y}{\partial y} \end{bmatrix} \quad (4.2)$$

Le tenseur de gradient de vitesse est également décrit comme étant égal à la somme des tenseurs de déformation  $\epsilon$  et de rotation  $\sigma$  (équation 4.3).

$$L = \epsilon_{xy} + \sigma_{xy} \quad (4.3)$$

Avec

$$\epsilon_{xy} = \frac{1}{2} \left[ \frac{\partial V_x}{\partial x_y} + \frac{\partial V_y}{\partial x_x} \right] \quad (4.4)$$

Et

$$\sigma_{xy} = \frac{1}{2} \left[ \frac{\partial V_x}{\partial x_y} - \frac{\partial V_y}{\partial x_x} \right] \quad (4.5)$$

## 4.2.2 Rotation de blocs et couplage

### Modélisation de la rotation de bloc

Le principe repose sur l'idée que la bordure Est du Plateau tibétain est constitué de grands blocs lithosphériques rigides délimités par des failles, et dont le mouvement

à la surface d'une sphère est décrit par une rotation rigide autour d'un pôle eulerien.

La vitesse d'un point à la surface du globe, situé sur un bloc en rotation autour d'un pôle eulérien vaut :

$$V = \omega R_e \sin \Delta. \quad (4.6)$$

Avec  $\omega$  la vitesse angulaire,  $R_e$  le rayon de la Terre et  $\Delta$  la distance angulaire séparant le point du pôle eulérien (MCCAFFREY, 2002).

### **Modélisation du glissement et du couplage**

La frontière entre deux blocs lithosphériques est matérialisée par un plan de faille discrétisé à l'aide d'une grille de noeuds délimitant des dislocations de taille réduite. À chaque noeud est attribuée une vitesse de glissement  $V_i$  qui se traduit en terme de degré de couplage  $\phi$  défini par

$$\phi = 1 - V_i/V_{bloc}$$

. Le couplage est donc logiquement compris entre 0 (faille totalement découplée) et 1 (faille totalement bloquée). Les noeuds délimitent entre eux une surface rectangulaire elle même divisée en sous-rectangles pour lesquels, la valeur de la vitesse de glissement  $V_i$  est estimée par interpolation linéaire entre les noeuds (figure 4.1).

Le glissement est intégré sur les quatre rectangles adjacents au noeud en question afin d'estimer la déformation de surface qui en résulte sur le point d'observation en surface. La réponse en surface est estimée en appliquant une fonction de glissement unitaire pyramidale, qui décroît de manière linéaire pour atteindre la valeur de zéro au niveau des noeuds adjacents au noeud principal (figure 4.2). La déformation en surface est le résultat du produit de la quantité de glissement estimée sur un noeud avec la fonction de réponse unitaire correspondante (ou fonction de Green) (MCCAFFREY, 2002).

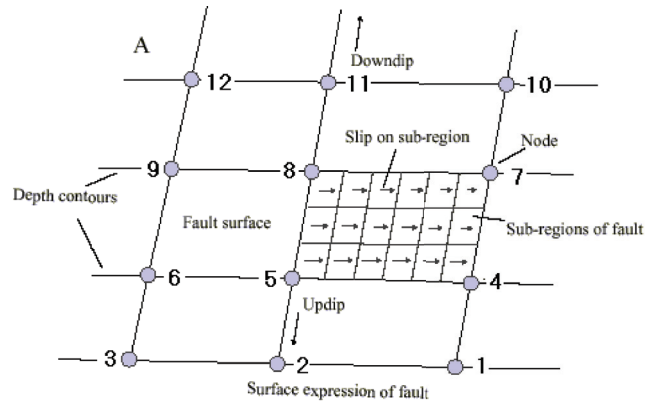


FIGURE 4.1 – Représentation numérique d'un plan de faille par le programme TDEFNODE.

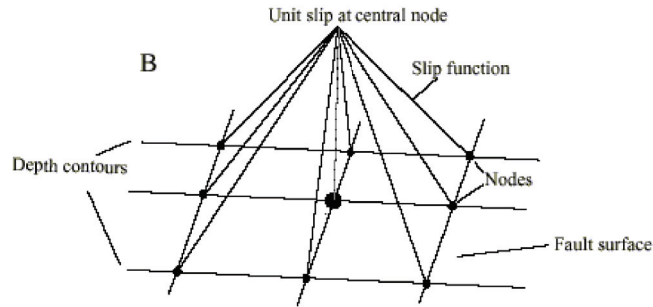


FIGURE 4.2 – Représentation schématique de la réponse en surface d'un glissement

La vitesse de chargement intersismique long-terme à la frontière entre deux blocs correspond à la différence de vitesse de rotation entre les blocs qu'elle délimite. La vitesse de glissement d'une faille séparant deux blocs  $i$  et  $j$  vaut :

$$V_{ij} = V_{Ri} - V_{Rj} \quad (4.7)$$

La composante supplémentaire de la vitesse de glissement relative entre deux blocs est due à l'effet d'un blocage total ou partiel de la faille qui génère une déformation interne des blocs. Pour tenir compte de cela, MCCAFFREY (2002) modélise ces perturbations en utilisant la méthode de "back-slip" développée par SAVAGE (1983) en utilisant les formules de OKADA (1985) pour calculer les vitesses de surface au voisinage d'une faille bloquée, et ce dans le cadre d'un milieu homogène élastique

semi-infini. La figure 4.3 montre les modes de glissement possibles sur chaque dislocation.

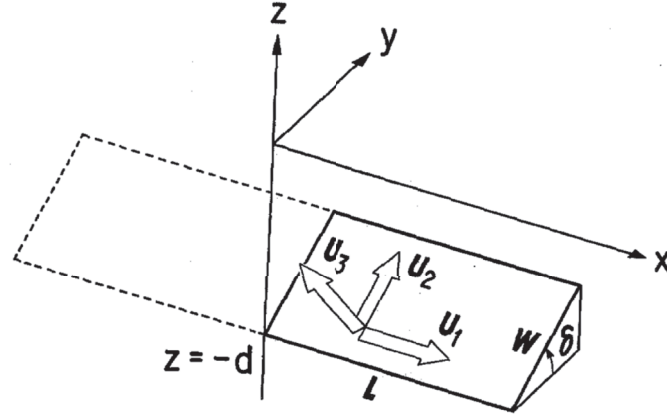


FIG. 1. Geometry of the source model.

FIGURE 4.3 – (Schéma représentant la géométrie du modèle source d'après OKADA (1985). U1, U2 et U3 correspondent aux composantes de dislocation élémentaires.)

### Méthode d'inversion

L'inversion par moindres carrés cherche à minimiser le critère  $\chi_v^2$  qui permet d'évaluer la qualité de la solution issue de l'inversion. Ce critère est défini comme suit :

$$\chi_v^2 = (n - P)^{-1} \sum_{i=1, n} (r_i / f \theta_i)^2 \quad (4.8)$$

Avec  $n$  le nombre d'observations indépendantes,  $P$  le nombre de paramètres libres dans l'inversion,  $r_i$  le résidu (observé - calculé),  $\theta_i$  l'incertitude formelle et  $f$  le facteur d'échelle appliqué à l'incertitude formelle.

La minimisation est effectuée dans notre cas selon la méthode de "simulated annealing" développée par PRESS et TEUKOLSKY (1991). La convergence se déroule en minimisant la probabilité de se retrouver dans un minimum local secondaire.

Les vitesses de surface sont définies par l'équation suivante (MCCAFFREY, 2002) :

$$V(X)_i = \sum_{b=1, B} H(X \in \square_b) [R \Omega_b X] \cdot \hat{1} - \sum_{k=1, F} \sum_{n=1, nk} \sum_{j=1, 2} \phi_{nk} G_{ij}(X, X_{nk}) [h \Omega_f X_{nk}] \cdot \hat{j} \quad (4.9)$$

Avec  $X$  la position du point d'observation en surface

$B$  le nombre de bloc

$\square_b$  le sous-ensemble appartenant au domaine du modèle au sein du bloc  $b$

$H$  vaut 1 s'il se trouve dans le bloc ou bien 0.

$i$  indice de la composante de vitesse ( $x, y, z$ )

$\hat{i}$  le vecteur unitaire selon la direction  $i$

${}_R\Omega_b$  pôle eulérien du bloc  $b$  par rapport au référentiel  $R$

${}_h\Omega_f$  pôle eulérien du bloc "footwall"  $f$  par rapport au pôle eulérien du bloc "hanging wall"  $h$

$F$  est le nombre de failles.

$N_k$  est le nombre de noeuds définissant la faille  $k$

$X_{nk}$  est la position du noeud  $n$  sur la faille  $k$

$\phi_{nk}$  est le couplage sur le noeud  $n$  situé sur la faille  $k$ .

$\hat{j}$  est le vecteur unitaire sur la direction  $j^{th}$  sur la faille en surface (downdip or along strike)

$G_{ij}(X, X_{nk})$  est la fonction de réponse donnant le  $i_{eme}$  composante de la vitesse à la surface du point  $X$  dû au glissement unitaire le long de la trace de la faille sur le noeud  $X_{nk}$  dans la direction  $j^{th}$ .

## 4.3 Données et méthode

### 4.3.1 Données InSAR d'entrée

Nos cartes de vitesses InSAR ont nécessité un travail de préparation avant de les intégrer à la modélisation de bloc. Nous avons fait le choix de réintégrer les rampes induites par le changement d'angle d'incidence durant l'acquisition des images Sentinel-1, car nous considérons qu'elles sont susceptibles de contenir un signal d'origine tectonique (voir 2). Afin de supprimer un maximum de points susceptibles de contenir autre chose qu'un signal tectonique, nous supprimons les points d'acquisition présentant une amplitude saisonnière absolue supérieure à 2.6 mm/an ainsi que les points présentant un déplacement vertical absolu supérieur à 8 mm/an. Ces seuils

ont été choisis de telle sorte à ce que spatialement cela masque les zones sujettes à phénomènes de types saisonniers (voir 3). Ensuite, nous décimons les données par le moyen d'une fenêtre médiane glissante de dimension 10 kilomètres x 10 kilomètres afin d'optimiser le temps de calcul des fonctions de Green nécessaires à la modélisation. Après décimation, les points dont la vitesse de déplacement du sol en LOS présentent une déviation standard supérieure à 2 mm/an sont supprimés. Enfin, nous ré-échantillons les fauchées ascendantes et descendantes sur une grille commune afin qu'un point au sol soit observé sous deux angles de vue différents et supprimons les points extérieurs au modèle. Les cartes de vitesse après application du masque et décimation sont présentées figure 4.4.

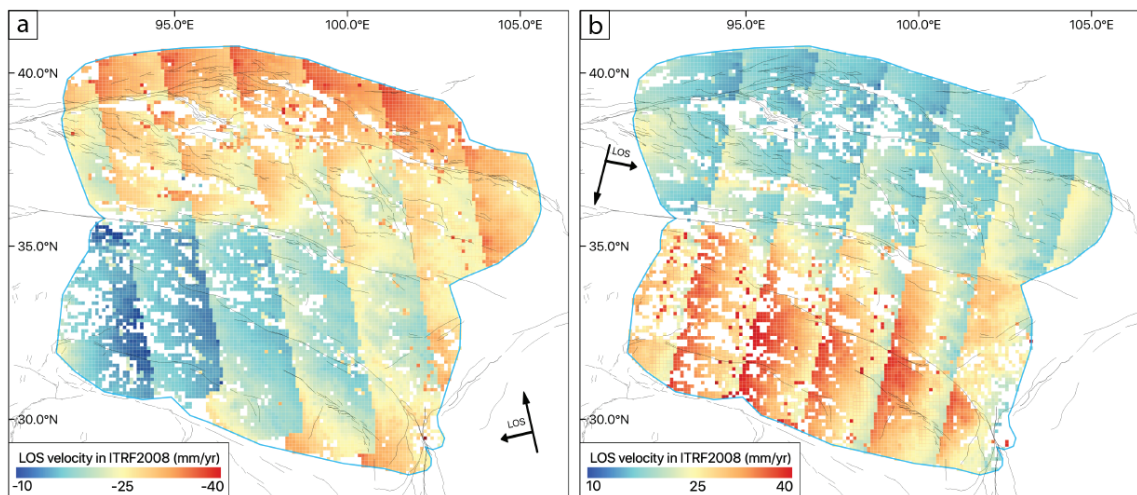


FIGURE 4.4 – Cartes de vitesse InSAR LOS utilisées pour la modélisation de bloc. Les mesures affectées par des signaux verticaux et/ou saisonniers ont été supprimées. a) Géométrie ascendante. b) Géométrie descendante.

### 4.3.2 Données GNSS d'entrée

Nos données GNSS correspondent à la solution en vitesse horizontale dans le référentiel ITRF2008 proposée sur le plateau Tibétain par M. WANG et SHEN (2020) (figure 4.5). Cette solution couvre la période 1991 à 2016 et est calculée à partir de données provenant principalement de trois sources (cf. tableau 4.1) traitées par le logiciel GAMIT en doubles différences. Les déplacements du sol générés par les phases cosismique et post-sismique des séismes majeurs qui se sont produits sur cette



période temps ont été modélisés et supprimés des séries temporelles (cf. tableau 4.2).

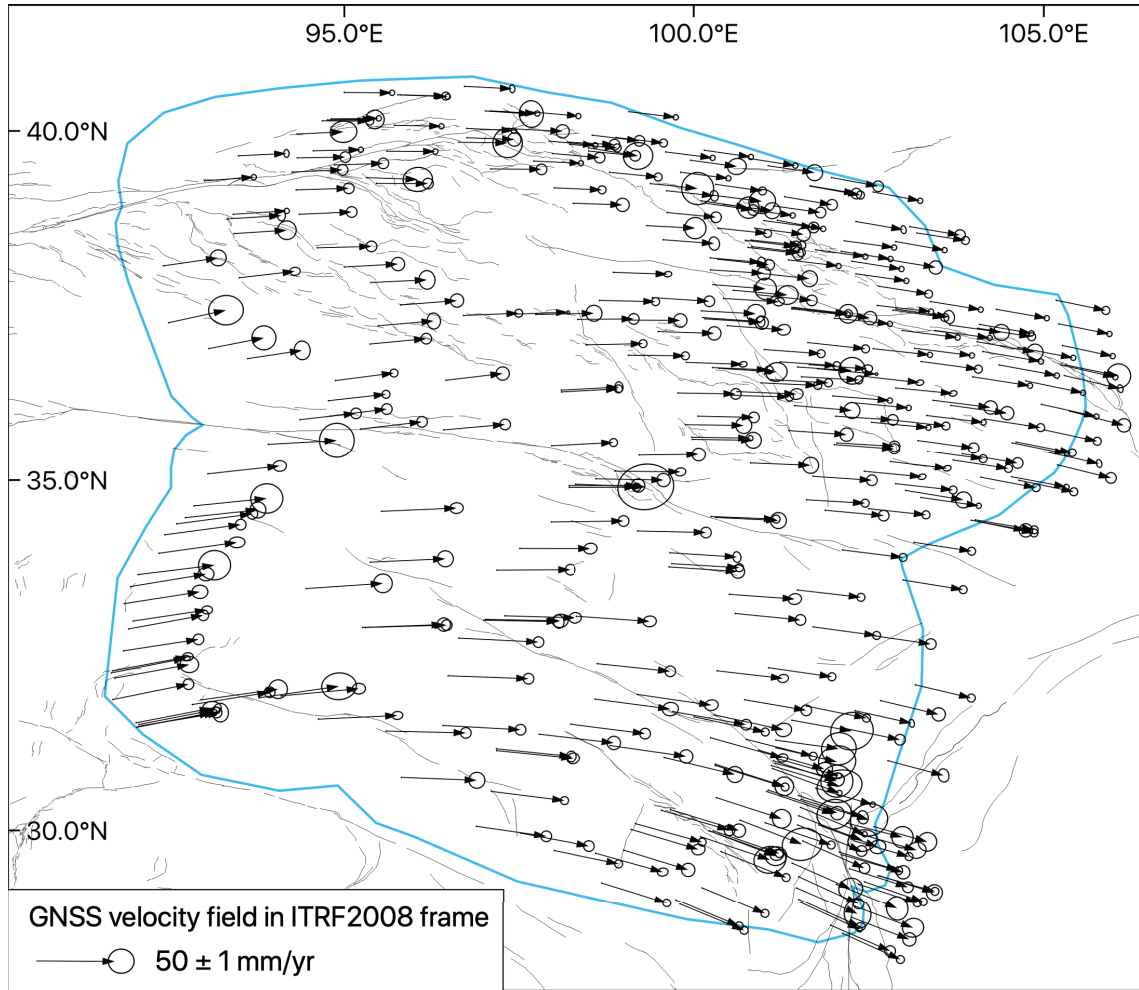


FIGURE 4.5 – Champ de vitesse horizontale GNSS issu de M. WANG et SHEN (2020) utilisé pour nos modélisations TDEFNODE. La ligne bleue délimite l’emprise spatiale de la zone modélisée.

TABLE 4.1 – Principales sources de données GNSS. <sup>a</sup> Only sites retained in the final solution are counted.

Région	Nombre de sites <sup>a</sup>	Période	Fréquence d’observation	Source
Continental China	30	1999-2016	continuous	CMONOC I
Continental China	970	1999-2015	≥ 8	CMONOC I
Continental China	165	2009-2016	continuous	CMONOC II
Continental China	670	2009-2015	>4	CMONOC II
Sichuan basin and Xianshuihe fault	20	2004-2016	continuous	Sichuan Earthquake Administration Institut of Geology, CEA
Sichuan basin	17	2010-2016	continuous	Sichuan Earthquake Administration
Southern Tibet	6	2007-2010	continuous	Institute of Tibetan Plateau Research, CAS
Tibetan Plateau and its surrounding region	23	2011-2016	continuous	China Meteorological Administration
Himalaya region in Nepal	28	2004-2016	5-6	California Institut of Technology, USA
Central Asia	13	1999-2016	continuous	International GPS service
North China/Capital circle	67	1995-2008	>10	First Monitoring Center, CEA
Shanxi rift zone	37	1996-2013	continuous	Shanxi Earthquake Administration
Northeast margin of Tibetan Plateau	23	1999-2004	4-5	Second Monitoring Center, CEA
South margin of Ordos basin	13	2001-2011	>7	Second Monitoring Center, CEA
Southern Sichuan	20	2005-2010	5-6	Institut of Geology, CEA
Western China	>100	1991-2007	≥2	Institut of Seismology, CEA
Yunnan region	59	2008-2013	5	Institut of Geology, CEA
Himalaya region in Nepal	26	1991-2004	3-6 or continuous	From UNAVCO data archive

TABLE 4.2 – Tableau résumant les séisme majeurs modélisés et corrigés dans la solution proposée par M. WANG et SHEN (2020).

Date	Event name	Magnitude	Number of sites affected		Source of coseismic model
		Mw	Coseismic*	Postseismic	
1999:263	Chichi, Taiwan	7.6	17	/	Hsu et al.,2009
2001:318	Kokoxili, China	7.8	194	17	Wan et al.,2008
2004:361	Sumatra, Indian Ocean	9.1	341	49	Wang et al.,2006
2008:133	Wenchuan, China	7.9	271	81	Shen et al.,2009
2010:103	Yushu, China	6.9	6	1	Sun et al.,2013
2011:070	Tohoku-Oki, Japan	9.0	800	199	Wang et al.,2011
2013:110	Lushan, China	6.6	12	/	Jiang et al.,2014
2015:115	Gorkha, Nepal	7.8	46	8	/

### 4.3.3 Pondération entre données InSAR et GNSS

L'introduction de données InSAR dans notre modélisation de bloc augmente de manière très significative le nombre de d'observations en entrée. À l'échelle de la bordure orientale du plateau Tibétain, plusieurs centaines de stations GNSS sont présentes tandis que nos cartes de vitesses utilisées pour nos modélisations contiennent près de 28 000 points de mesures. Il existe donc un important déséquilibre entre le nombre de données GNSS et le nombre de données InSAR qu'il est nécessaire de corriger pour que le meilleur modèle reproduise correctement les deux types d'observations. Pour ce faire, nous appliquons un facteur de pondération  $F$  à ces deux jeux de données afin que les données GNSS présentent le même poids que les données InSAR. Ce facteur de pondération est un paramètre permettant de mettre à l'échelle la déviation standard  $\sigma$  et indirectement le poids des données géodésiques dans l'inversion. La nouvelle déviation standard avec  $\sigma'$  est définie de la manière suivante :

$$\sigma' = F\sigma^2 \quad (4.10)$$

Le poids  $W$  est inversement proportionnel au carré du facteur de pondération :

$$W = \frac{1}{F^2} \quad (4.11)$$

Nous appliquons un facteur de pondération  $F$  égal à 5 comme suggéré par MCCAFFREY (2002) sur les données GNSS car les erreurs associées au champs de vitesse sont généralement sous-estimées (MAO et al., 1999). Nous calculons ensuite le facteur de pondération  $F_{InSAR}$  à appliquer pour chaque fauchée InSAR qui est calculée en fonction du nombre données GNSS utilisées pour la modélisation. Ce calcul s'effectue de telle sorte à ce que le poids de la fauchée et le poids des données GNSS soient égaux.

$$F_{InSAR} = \sqrt{\frac{N_{InSAR}}{N_{GNSS}}} \quad (4.12)$$

Avec  $N_{InSAR}$  le nombre de données InSAR contenues dans la fauchée et  $N_{GNSS}$  le nombre de données GNSS.

Comme les données InSAR sont organisées par fauchée contrairement aux données GNSS, une autre méthode de pondération qui reste à tester aurait été de pondérer uniquement les données GNSS se situant dans la zone couverte par la fauchée, plutôt que de pondérer l'ensemble des données GNSS avec chaque fauchée.

#### 4.3.4 Stratégie de définition des blocs

La partie orientale du Plateau Tibétain est constituée de plusieurs grands blocs lithosphériques délimités par de grandes failles actives (voir chapitre 1). Notre stratégie consiste à créer un modèle de bloc de premier ordre, composé par les principaux systèmes décrochants clairement identifiés, à savoir les failles de l'Altyn Tagh, Haiyuan, Kunlun et Xianshuihe. L'idée dans un second temps est de complexifier cette géométrie de référence en analysant les résidus en carte associés à notre meilleur modèle, conjointement à la cartographie de failles issue de la littérature et aux résultats de la décomposition en composante horizontale des cartes de vitesse InSAR haute résolution dans le 3. La cartographie de faille utilisée pour cette étude provient de la digitalisation de tracés proposés par TAPPONNIER et MOLNAR (1976), à l'exception des chevauchements des Qilianshan que j'ai digitalisé à partir du tracé de faille pro-

posé par (MEYER et al., 1998) et de la faille de Litang, également digitalisée à partir du tracé proposé dans Y.-Z. ZHANG et al. (2015). La fermeture des blocs constitue l'une des principales contraintes de la modélisation TDEFNODE car il n'est pas toujours possible de respecter au mieux la réalité du terrain. Pour ce faire, nous nous sommes appuyés sur la carte géologique de GUITANG et al. (2004) .

### 4.3.5 Stratégie d'inversion

L'intégration de données InSAR à notre modélisation TDEFNODE a révélé un certain nombre de problèmes lors de la phase de test. Nous en avons corrigés certains en modifiant le code source en collaboration avec Rob McCaffrey. L'inversion simultanée du pôle de référence, des pôles de rotation de blocs et du couplage par "simulated annealing" (PRESS & TEUKOLSKY, 1991) ont fait l'objet d'un problème de convergence probablement lié au fait que l'inversion des paramètres de pôles de rotation est un problème hautement non-linéaire. D'autre part, le référencement des données InSAR en ITRF2008 n'étant pas parfait, nous cherchons à ajuster une rampe sur les données InSAR ce qui crée de légères incompatibilités pour l'estimation de la vitesse InSAR absolue car l'estimation des pôles de référence dépend de l'estimation de la rampe faite en amont, ce qui crée un trade-off important. Pour s'affranchir des problèmes de convergence, nous avons élaboré une stratégie d'inversion composée de trois étapes pour les données GNSS afin d'estimer :

- 1) le pôle de référence des données
- 2) les pôles de rotation de chaque bloc
- 3) le degré de couplage des système de failles

Nous avons résolu le problème d'incompatibilité des données InSAR en faisant le choix d'utiliser le pôle de référence estimé à partir de l'inversion de données GNSS seules. Par conséquent, l'inversion conjointe des données GNSS et InSAR n'est réellement menée que dans les étapes 2 et 3.

**Inversion 1** : L'objectif de cette première inversion est d'estimer uniquement les paramètres du pôle de rotation absolu de référence ITRF2008 de nos données GNSS. Le résultat de l'inversion devrait correspondre au pôle de référence défini par ALTAMIMI et al. (2012). Cependant, nos modélisations ne portent que sur une région très restreinte ce qui peut induire un référencement légèrement différent à l'échelle locale. Une nouvelle estimation de ce pôle de référence est donc nécessaire et réalisée par Tdefnode.

**Inversion 2** : Nous fixons le pôle de référence estimé lors de la première inversion et inversons uniquement les paramètres décrivant les pôles de rotation de chaque bloc, à savoir, les coordonnées géographiques du pôle (longitude X, latitude Y) et la vitesse de rotation du bloc  $\omega$  ( $^{\circ}/\text{Myr}$ ). Dans ce modèle, les limites des blocs glissent librement (couplage nul).

**Inversion 3** : Cette dernière inversion a pour but d'estimer le degré de couplage sur chaque frontière de bloc correspondant à une faille. Nous fixons les paramètres du pôle de référence et des pôles de rotation de chaque bloc aux valeurs estimées lors des deux précédentes inversions.

### 4.3.6 Guide de lecture des résidus InSAR en carte

L'analyse de résidus InSAR en carte est l'une des procédures nous guidant dans nos choix de la modification éventuelle des géométries de blocs. D'une manière générale, des résidus positifs se traduisent par un déplacement du sol en direction du satellite sous-estimé par le modèle tandis que des résidus négatifs correspondent à un déplacement du sol vers le satellite surestimé par le modèle. L'interprétation des résidus InSAR est plus complexe que celle des résidus GNSS, car celle-ci dépend de la géométrie d'acquisition et reflète un misfit selon la ligne de visée du radar.

En géométrie ascendante, le satellite observe la scène en direction du nord-est avec un angle d'incidence  $\theta$ . Dans cette configuration, les résidus de modélisation en ligne de visée correspondant à des misfits orientés selon la direction nord-est / sud ouest. À l'inverse, les résidus de modélisation observés en géométrie descendante correspondent à des résidus de déplacement du sol en LOS selon la direction nord-ouest / sud-est.

La présence de résidus positifs (ou bien négatifs) sur les deux géométries d'acquisition suggère un résidu vertical sur le déplacement du sol. À l'inverse, si les amplitudes de résidus sont opposées d'une géométrie à l'autre (par exemple la présence de résidus positifs en géométrie ascendante qui apparaissent négatifs en géométrie descendante) cela signifie qu'ils présentent probablement une composante horizontale.

## 4.4 Résultats

### 4.4.1 Présentation des deux géométries de bloc retenues

Sur cette base, nous avons construit deux géométries de bloc allant de la plus simple à la plus complexe.

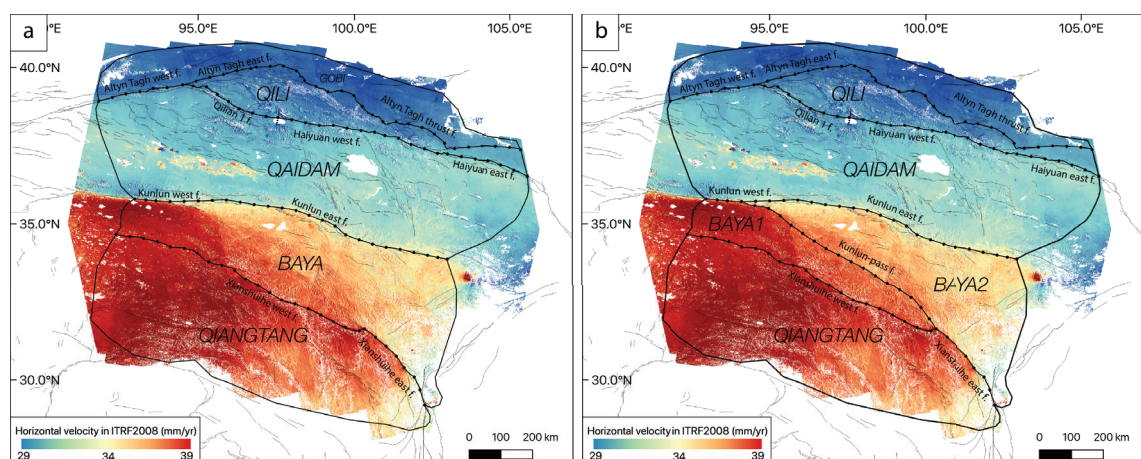


FIGURE 4.6 – Figure représentant les deux géométries de blocs superposées au champ de vitesse horizontale InSAR projeté sur la direction azimutale GNSS locale dans le référentiel ITRF2008 (voir 3). a) Modèle 1. b) Modèle 2.

**Modèle 1** : Le premier modèle présenté est construit à partir des connaissances géomorphologiques sur cette zone. Il se compose de 5 blocs et 4 grands systèmes de failles à savoir, l'Altyn Tagh, Haiyuan, Kunlun et Yushu-Ganzi-Xianshuihe (YGX). Nous avons arbitrairement tracé une faille connectant les failles de l'Altyn Tagh et Haiyuan comme le suggèrent les cartes de déplacement horizontal du sol déduites de l'analyse de nos données InSAR dans le chapitre 3. Le choix du tracé de la section nord-ouest de la faille de Xianshuihe est fait de telle sorte à ce qu'il s'accorde au mieux avec la géologie de la région. L'idée est de créer un modèle de premier ordre à partir duquel les résidus d'observations que nous présenterons plus loin dans ce chapitre nous guiderons pour le tracé du modèle numéro 2.

**Modèle 2** : L'analyse des résidus InSAR du modèle 1 montre un gradient de vitesse dans le prolongement du segment de Kunlun-pass jusqu'à l'extrémité ouest du segment de Xianshuihe (voir figure 4.15.f), ce qui suggère la présence d'une zone de transfert entre ces deux failles. Les tracés dont nous disposons montrent que plusieurs segments coïncident avec la localisation de ce gradient de résidus. Afin de tenir compte de cette large zone de déformation, nous ajoutons sur notre deuxième modèle une faille verticale que nous appelons Kunlun-pass connectant la faille de Kunlun au segment de Xianshuihe (voir figure 4.6.b). Notons que cette géométrie est en accord avec celle proposée par LI et al. (2018) (figure 4.7).



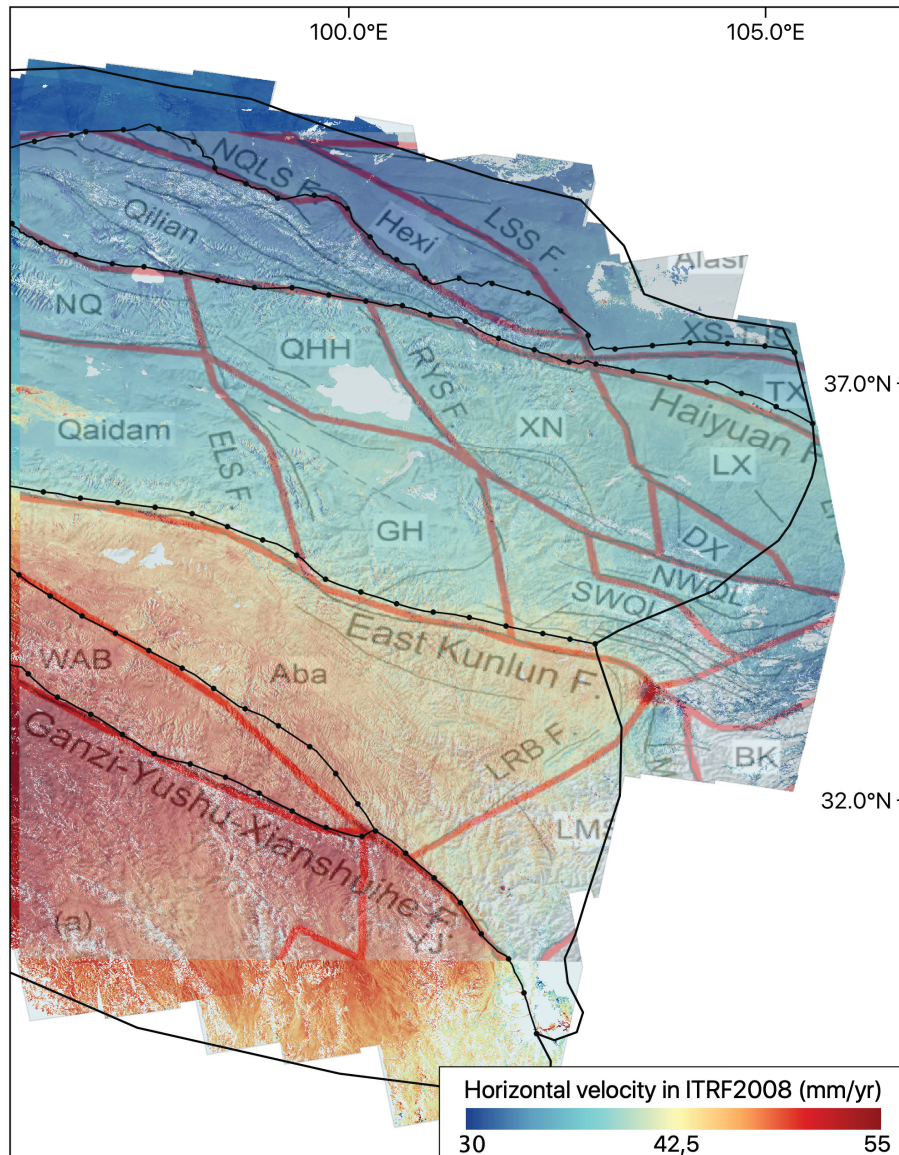


FIGURE 4.7 – Carte de vitesse horizontale InSAR issue du chapitre 3 sur laquelle est superposée la comparaison de la géométrie de bloc du modèle 2 de notre étude (lignes noires) avec la géométrie de bloc adoptée dans LI et al. (2018) (lignes rouges).

#### 4.4.2 Paramètres de modélisation

Le programme TDEFNODE propose l'intégration de données InSAR en ligne de visée au sein de la modélisation. Le programme tient compte de l'angle d'incidence et de la déviation standard pour chaque mesure InSAR et propose plusieurs niveaux de correction pouvant être un simple offset, linéaire, planaire ou quadratique pour tenir compte des rampes habituelles. Ici nous paramétrons une correction de rampe

planaire (voir eq. 4.13) et nous excluons les mesures InSAR présentant une déviation standard supérieure à 2 mm/an.

$$Rampe = A + Bx + Cy \quad (4.13)$$

Avec A l'offset, B et C les corrections en azimuth et en portée.

Les failles de nos modèles sont verticales et définies entre 0 et 20 kilomètres de profondeur. Nous disposons un noeud tous les 40 kilomètres le long du plan faille et tous les 5 kilomètres en profondeur. Le long du plan de faille, chaque noeud est indépendant. Il en est de même verticalement, pour les noeuds situés entre 0 et 10 kilomètres de profondeur. En revanche, les noeuds situés à 15 et 20 kilomètres de profondeurs sont verticalement regroupés entre eux. Une série de tests a montré que la valeur initiale du couplage n'a aucune incidence sur la solution finale si la convergence est menée à terme. Nous avons par conséquent fixé arbitrairement cette valeur initiale sur l'ensemble des noeuds à 1. Aucun lissage n'est appliqué sur ce modèle de premier ordre.

### 4.4.3 Modélisation GNSS

#### Résultats de la modélisation

Nous présentons dans cette partie le résultat des modélisations 1 et 2 pour le champs de vitesses GNSS seulement. Au premier ordre, les vitesses calculées se rapprochent très fortement des vitesses observées pour ces deux modèles ( $\text{misfit} < 2$ ). Dans l'ensemble, la grandeur des résidus GNSS est correcte car celle-ci est inférieure aux vitesses observées (figure 4.8).

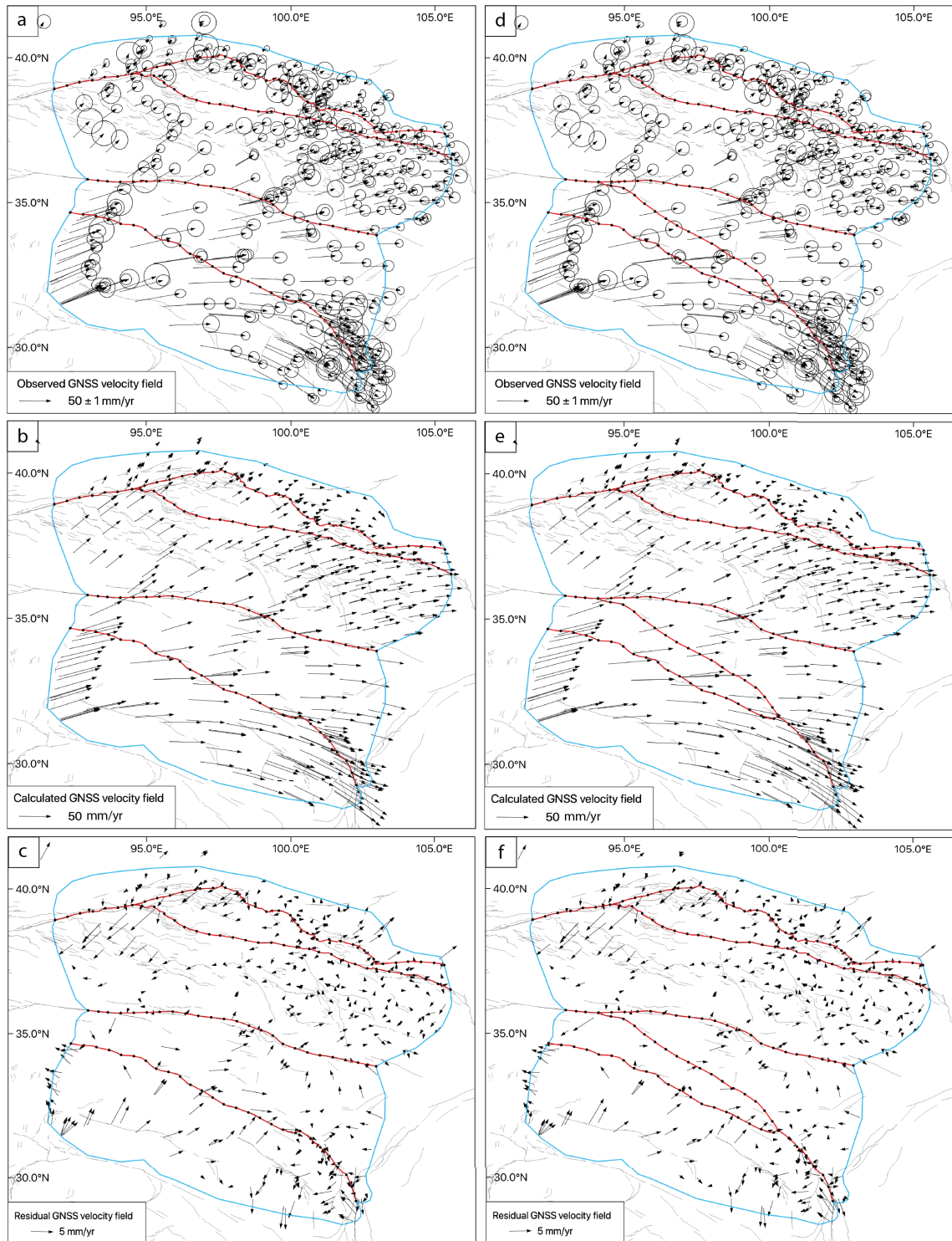


FIGURE 4.8 – Figure représentant le résultat de l'inversion à partir de données GNSS. Les colonnes de gauche et de droite correspondent respectivement aux résultats du modèle n°1 et n°2. Panel (a,d) : Modèle observé. Panel (b,e) Modèle calculé. Panel (c,f) : Résidus de la modélisation (modèle observé - modèle calculé).

TABLE 4.3 – Paramètres des inversions.

Géométrie	N° d'inversion	DOF	Nb de données	Nb de paramètres	$\chi^2$
1	1	1007	1010	3	1.58
	2	995	1010	15	1.14
	3	542	1010	468	1.91
2	1	1007	1010	3	1.05
	2	992	1010	18	0.97
	3	466	1010	544	1.88

Dans la région nord-ouest, au sein du bloc du Qaidam, nous observons d'importants résidus en direction du sud-ouest qui suggèrent une surestimation de la composante compressive dans cette zone de la part du modèle (figure 4.8.c-f). Au sein du bloc de Bayan Har, nous observons des résidus systématiques de l'ordre de 3 à 4 mm/an en direction de l'ouest. L'ajout de la faille entre les systèmes de Kunlun et YGX réduits ces résidus à 1 à 2 mm/an (figure 4.8.c-f).

Le bloc de Qiangtang présente d'importants résidus de l'ordre de 5 mm/an. La direction de ces résidus est très variable ce qui laisse supposer l'existence de sous-blocs pour expliquer les observations GNSS dans cette zone (figure 4.8.c-f et figure 4.9)

La complexification de la géométrie des modèles améliore le critère du  $\chi^2$  qui passe de 1.91 pour le modèle 1 à 1.88 pour le modèle 2 (tableau 4.3). La division du bloc de Bayan Har en deux sous-blocs Baya1 et Baya2 n'apporte pas d'amélioration significative sur la modélisation des vitesses observées au sein de chaque bloc (figure 4.8) ainsi que sur l'estimation des paramètres des pôles eulériens de rotation. Le bloc de Qiangtang présente une Nrms, une Wrms et un  $\chi^2$  supérieurs à la moyenne ce qui suggère une représentation en modèle de bloc trop simpliste dans cette zone

et probablement l'existence de sous-blocs (figure 4.8).

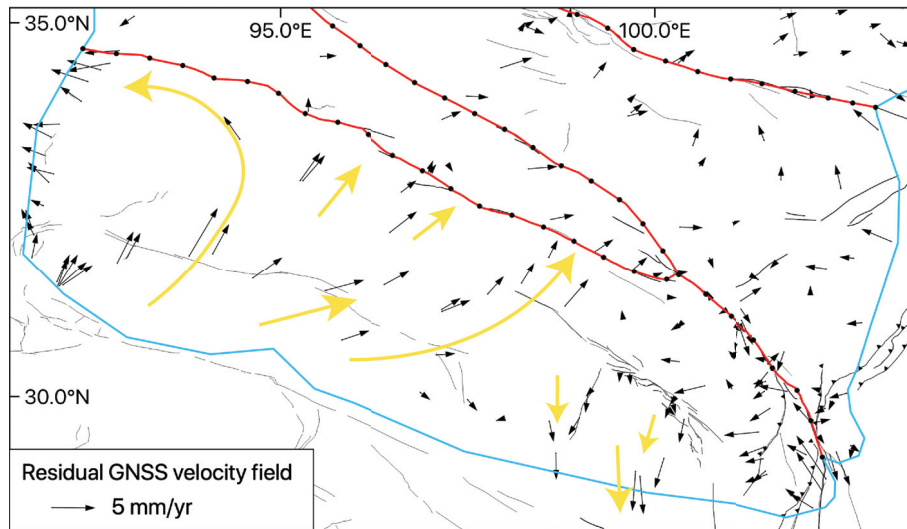


FIGURE 4.9 – Zoom sur les résidus GNSS du bloc de Qiangtang. Les flèches jaunes indiquent la direction et l'amplitude générale des résidus.

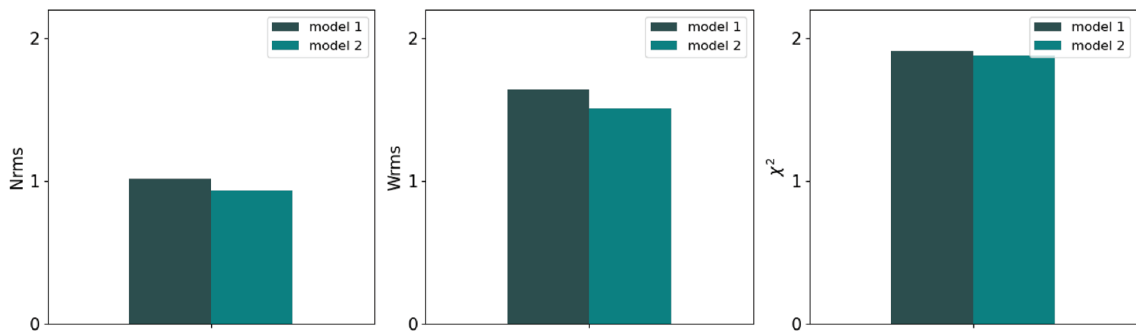


FIGURE 4.10 – Figure représentant la  $N_{rms}$  (gauche), la  $W_{rms}$  (milieu) et le critère  $\chi^2$  (droite) pour l'ensemble des trois modèles. La complexification de la géométrie des modèles améliore les statistiques générales de l'inversion.



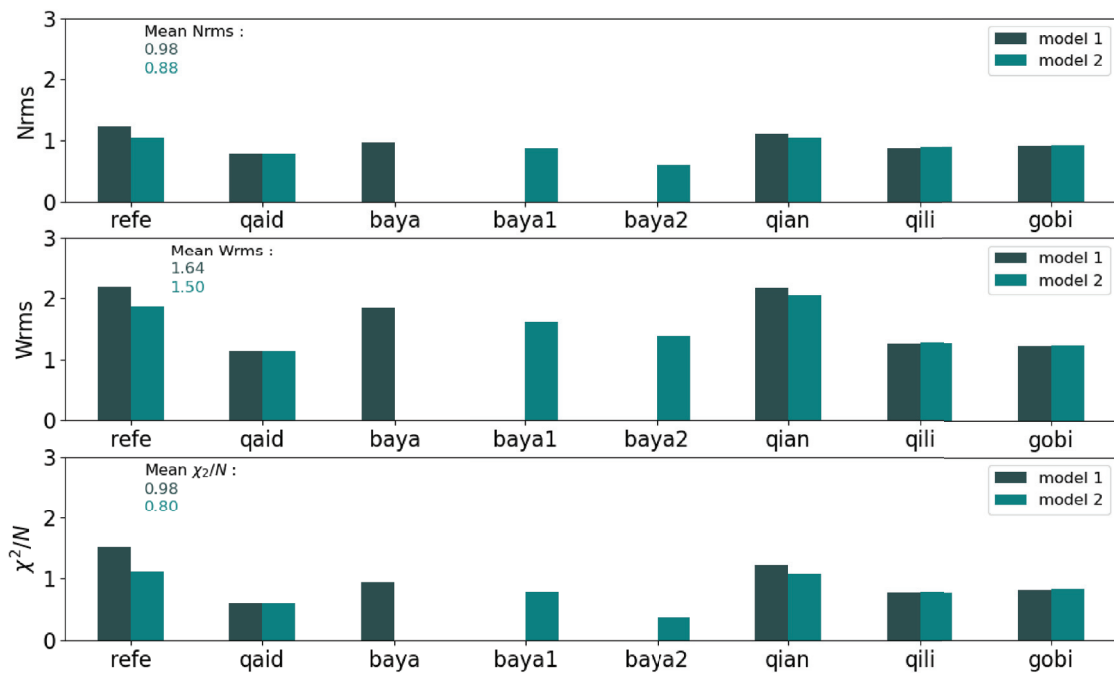


FIGURE 4.11 – Figure représentant les statistiques de modélisation par blocs. Les blocs de Qiangtang et Gobi présentent des Nrms, Wrms et un  $\chi^2$  supérieur à la moyenne probablement lié à un manque d’observations GNSS dans cette zone. Le bloc baya du modèle 1 est divisé en deux sous-blocs baya1 et baya2 sur le modèle 2.

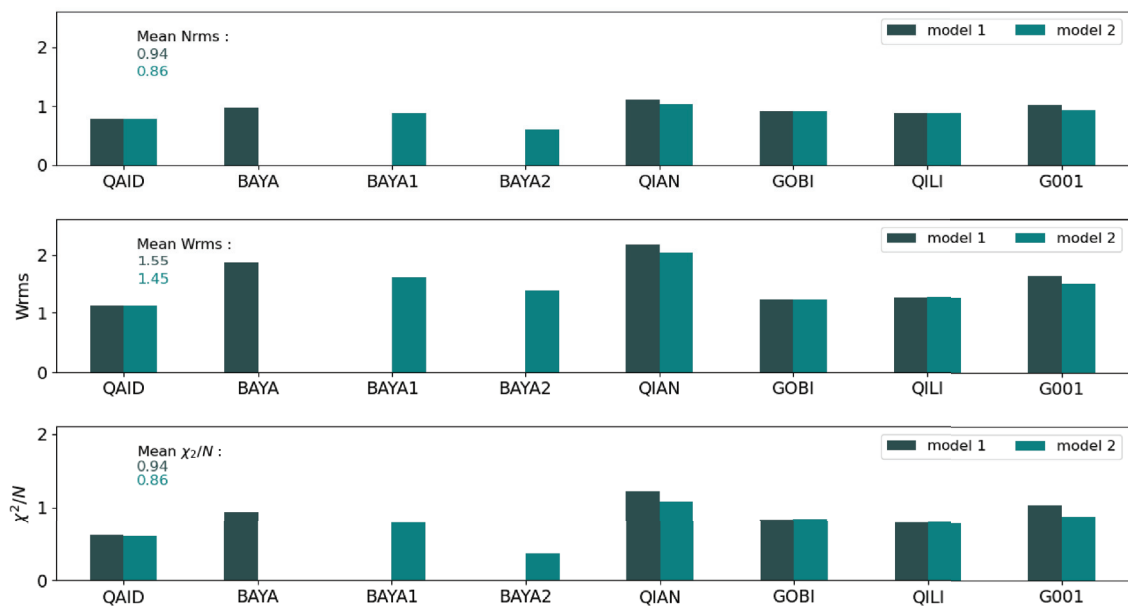


FIGURE 4.12 – Figure représentant les statistiques sur l’inversion des pôles de rotation eulériens pour chaque bloc. Le bloc baya du modèle 1 est divisé en deux sous-blocs baya1 et baya2 sur le modèle 2.

## Cinématique régionale

Le modélisation de premier ordre conduit à l'estimation de taux de glissements très variables d'un système de faille à l'autre.

Sur l'ensemble du système de faille de YGX nous observons un glissement sénestre de 14 mm/an. La direction du glissement montre que les segments de Yushu et de Ganzi ainsi que la portion nord-ouest de Xianshuihe sont en régime extensif. À l'inverse, l'extrémité sud-est de Xianshuihe est en régime compressif (figure 4.13.a). Ces vitesses de glissement sont supérieures aux vitesses de glissement estimées à partir de précédentes études GNSS (SHI et al., 2016; H. WANG & WRIGHT, 2012; W. WANG et al., 2016; P.-Z. ZHANG, 2013), dans de précédents modèles de blocs (LI et al., 2018) et par l'étude de marqueurs géomorphologiques (CHEVALIER et al., 2017; E. WANG & BURCHFIELD, 2000).

Le système de faille de Kunlun présente sur son ensemble un taux de glissement sénestre uniforme de 10 mm/an ce qui coïncide avec le résultats de glissement obtenus par l'étude de marqueurs géomorphologiques (der WOERD et al., 2000; KIRBY et al., 2007; WOERD et al., 2002). La section la plus à l'est expérimente des contraintes extensives (figure 4.13.a) ce qui va à l'encontre de résultats obtenus par la modélisation de bloc présentée dans LI et al. (2018).

Sur la section décrochante de la faille de l'Altyn Tagh (91°E - 98°E) nous observons une diminution du taux de glissement qui passe de 12 mm/an à 5 mm/an en direction du nord-est. Ces résultats sont globalement en accord avec les études locales faites par modèle de dislocation à partir d'observations InSAR (JOLIVET et al., 2008) et par études de marqueurs géomorphologiques (der WOERD et al., 2001). Récemment, une étude GNSS de ZHENG et al. (2017) a estimé un taux de glissement de 8,3 mm/an. La section en chevauchement (98°E - 104°E), est majoritairement en compression à un taux de glissement de 5-6 mm/an (figure 4.12.a).

La zone de transfert de glissement située entre l'Altyn Tagh et Haiyuan présente un taux de glissement en régime compressif de l'ordre de 7 mm/an qui décroît pour atteindre 5 mm/an au niveau de la faille d'Haiyuan (figure 4.12.a) ce qui coïncide avec



les estimations locales faites par InSAR (CAVALIÉ et al., 2008 ; DAOUT et al., 2016 ; JOLIVET et al., 2012), par analyse géomorphologique de GAUDEMER et al. (1995) ainsi que par analyse de données GNSS proposée dans et ZHENG et al. (2017).

L'ajout de la faille de Kunlun-pass entre les systèmes de Kunlun et Xianshuihe modifie les taux de glissement observés sur ces failles dans la modélisation de premier ordre. En effet, nous observons une augmentation du taux de glissement sur l'extrémité ouest de Kunlun qui passe de 10 mm/an à 13 mm/an. En revanche, la vitesse de glissement sur le segment de Xianshuihe diminue en passant de 14 mm/an à 10 mm/an (figure 4.13.b) ce qui est en accord avec les résultats de l'analyse en profils de vitesse GNSS présenté dans P.-Z. ZHANG (2013) et ZHENG et al. (2017).

La zone de transfert présente un glissement purement décrochant à une vitesse de 3 mm/an.

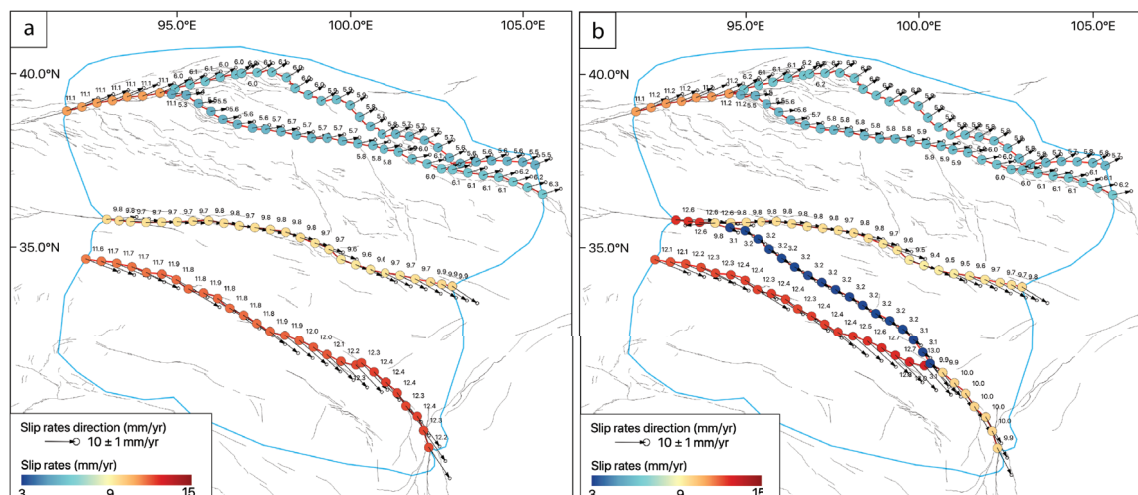


FIGURE 4.13 – Figure représentant le taux de glissement calculé à 20 km de profondeur par inversion de données GNSS pour les modèle 1 (a) et 2 (b). La direction du glissement représente le mouvement du bloc situé au sud en fonction du bloc situé au nord de la faille qu'ils délimitent.

#### 4.4.4 Modélisation GNSS InSAR

##### Résultats de la modélisation

Les résidus GNSS issus de l'inversion conjointe GNSS/InSAR sont très similaires à ceux obtenus par inversion de données GNSS seules (figure 4.14), ce qui souligne

la compatibilité entre ces deux jeux de données. En effet, nous constatons que le meilleur modèle obtenu lors de cette inversion jointe se rapproche fortement du modèle présenté en figure 4.13. On peut noter une diminution sensible de l'amplitude des résidus GNSS sur le bloc de Gobi.

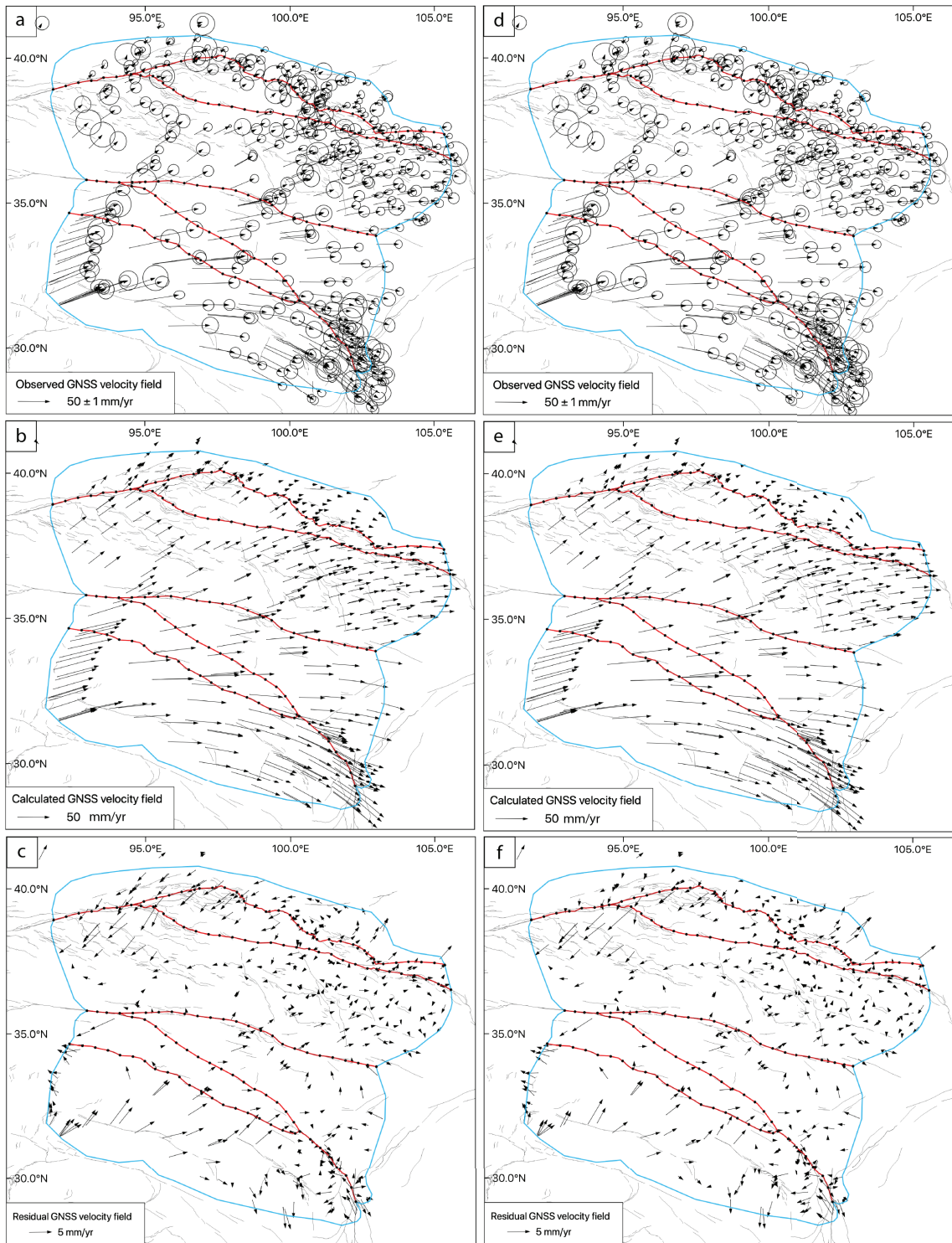


FIGURE 4.14 – Figure représentant le résultat de l'inversion à partir de données GNSS et InSAR. La colonne de gauche représente les résultats de l'inversion conjointe de données GNSS et InSAR. La colonne de droite montre les résultats de l'inversion des données GNSS seules pour comparaison. Panel (a,d) : Observations. Panel (b,e) Vitesses théoriques calculées. Panel (c,f) : Résidus de la modélisation (observations - vitesses théoriques calculées).

Que ce soit en géométrie ascendante ou géométrie descendante, nous constatons que les vitesses InSAR calculées sont similaires aux vitesses observées (figure 4.15 et figure 4.16). L'amplitude moyenne des résidus ( $\pm 6\text{mm/yr}$ ) est très largement inférieure aux vitesses absolues observées ( $< -10\text{mm/yr}$ ). Cependant, nous observons par endroit de forts résidus que nous allons décrire. Statistiquement, la complexification des blocs (modèle 2) améliore légèrement le critère  $\chi^2$  qui passe de 0.16 à 0.14 pour l'inversion finale (tableau 4.4).

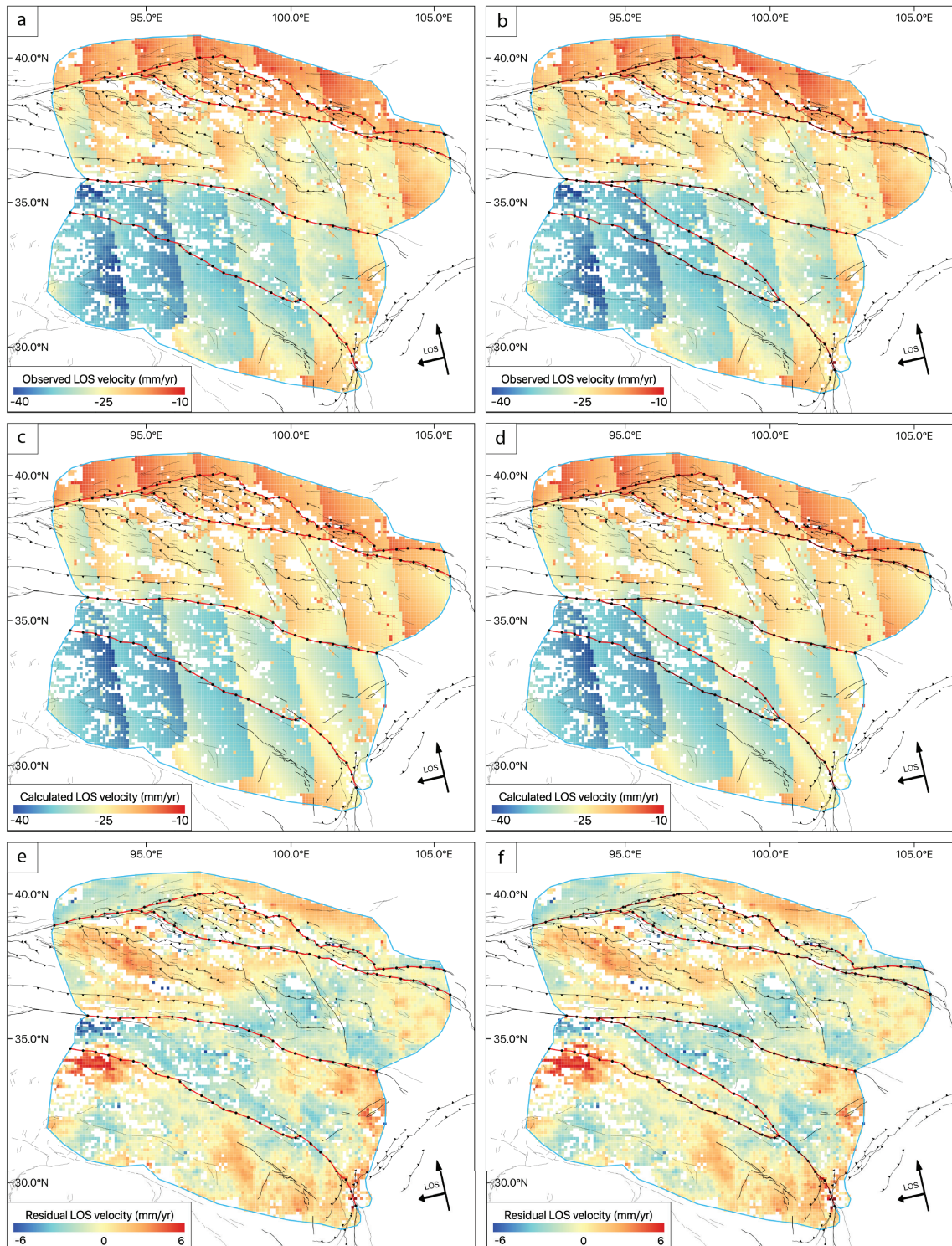


FIGURE 4.15 – Figure représentant le résultat de l'inversion à partir de données GNSS et InSAR en géométrie ascendante. La colonne de gauche représente les résultats du modèle 1, la colonne de droite montre les résultats InSAR du modèle 2. Le mouvement du sol est positif en direction du satellite. Panel (a,b) : Observations InSAR. Panel (c,d) Vitesses InSAR théoriques calculées. Panel (e,f) : Résidus de la modélisation (observations - vitesses théoriques calculées).



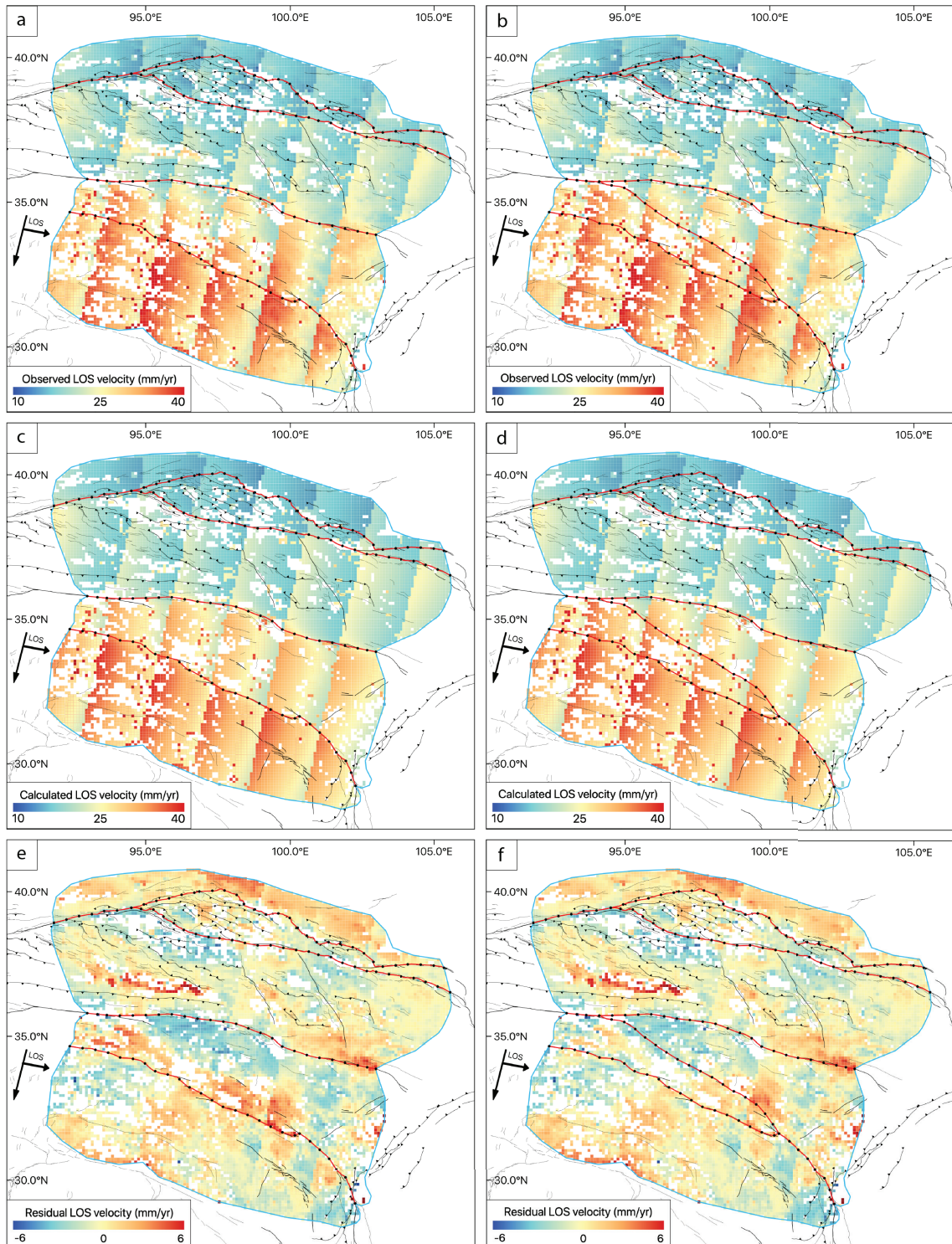


FIGURE 4.16 – Figure représentant le résultat de l'inversion à partir de données GNSS et InSAR en géométrie descendante. La colonne de gauche représente les résultats du modèle 1, la colonne de droite montre les résultats InSAR du modèle 2. Le mouvement du sol est positif en direction du satellite. Panel (a,b) : Observations InSAR. Panel (c,d) Vitesses InSAR théoriques calculées. Panel (e,f) : Résidus de la modélisation (observations - vitesses théoriques calculées).

TABLE 4.4 – Caractéristiques de l’inversion conjointe de données GNSS et InSAR.

Géométrie	N° d’inversion	DOF	Nb de données	Nb de paramètres	$\chi^2$
	1	/	/	/	/
1	2	28484	28499	15	0.17
	3	28031	28499	468	0.16
	1	/	/	/	/
2	2	28481	28499	18	0.15
	3	27955	28499	544	0.14

### Analyse des résidus

En géométrie ascendante, l’extrémité ouest de la faille de Kunlun fait l’objet d’important résidus qui s’élèvent à 3 mm/an au nord de cette faille et à -6 mm/an au sud de celle-ci (figure 4.15.e). L’origine de ces résidus pourrait provenir de la persistance des mouvements post-sismiques du séisme de Kokoxili (2001) dans les données InSAR, non modélisés par cette approche par bloc rigides. L’effet de ce séisme (co et postsismique) a été corrigé pour obtenir les vitesses GNSS dans cette zone (voir tableau 4.2). Par ailleurs, au sud de l’extrémité ouest du système de faille de YGX nous observons une large zone de résidus de 6 mm/an (figure 4.15.e-f). La figure 4.17 montre qu’il existe une corrélation spatiale entre ce résidu observé en géométrie ascendante et les déplacements verticaux du sol dans cette région. Dans la littérature, cette zone est décrite par la présence de permafrost dont les cycles de gel/dégel produisent des déplacements du sol verticaux saisonniers d’origine non-tectonique (CHENG & WU, 2007; DAOUT et al., 2017; T. WANG et al., 2020). Une hypothèse serait donc que les vitesses issues du traitement Sentinel 1 soient biaisées par ces oscillations saisonnières qui peuvent artificiellement produire une tendance



long-terme non tectonique.

Au sud-ouest du bloc de Qiangtang, nous remarquons la présence d'un gradient latéral dans les résidus orienté nord-est/sud-ouest repéré par une ligne en tireté sur la figure 4.17. L'interprétation de cette limite suggère la présence éventuelle d'une faille bien qu'aucun élément dans la littérature ne mentionne l'existence formelle d'une telle structure dans cette zone.

Au sein du bloc de Bayan Har, une large bande de résidus descendants d'environ 4-5 mm/an s'étend du système de faille de Kunlun à l'extrémité nord-ouest de Xianshuihe (figure 4.16.e). Cette bande marque un gradient de résidus passant de 5 mm/an à -3 mm/an. Nous observons ces mêmes résidus de l'ordre de -3 mm/an en géométrie ascendante. L'ajout de la faille de Kunlun-Pass atténue en partie ces résidus sur le modèle 2 à l'exception de la zone située à l'extrémité nord-ouest du segment de Xianshuihe où persistent des résidus de l'ordre de 4-5 mm/an (figure 4.16.f).

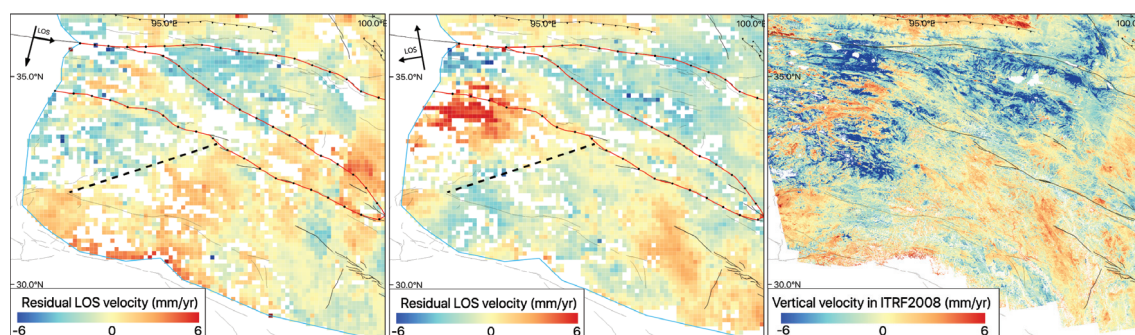


FIGURE 4.17 – modèle 2 sur la partie sud-ouest de la zone d'étude avec la cartes des déplacements verticaux calculés dans (REF PAPIER TECTO). La ligne en tiretés souligne les gradients de résidus suggérant l'existence d'une faille

Dans le bloc de Qaidam, en géométrie descendante, nous constatons la présence d'une large bande de résidus positifs qui s'élèvent à environ 6 mm/an localisé sur le bassin du même nom (figure 4.16. En géométrie ascendante, nous observons de fort résidus positifs de l'ordre de 3 mm/an sur l'ensemble du bassin du Qaidam (figure 4.15.e-f), ainsi qu'au sud de l'extrémité est de la faille de Haiyuan. Entre ces deux zones, nous observons des résidus négatifs de l'ordre de -3 mm/an. L'ensemble de ces

observations présente des limites spatiales trop diffuses pour soupçonner la présence d'une faille non cartographiée (figure 4.16). Comme pour les résidus observés sur l'extrémité ouest du système YGX, nous constatons que les résidus observés dans le bassin de Qaidam sont spatialement corrélés aux déplacements verticaux présentés dans le chapitre 3 (figure 4.18).

Au travers des chevauchements des Qilianshan, nous observons un gradient de résidus en géométrie ascendante dont le signe semble s'inverser, et l'amplitude changer en géométrie descendante ce qui suggère un mouvement du sol vertical. (figure 4.17 et figure 4.18).

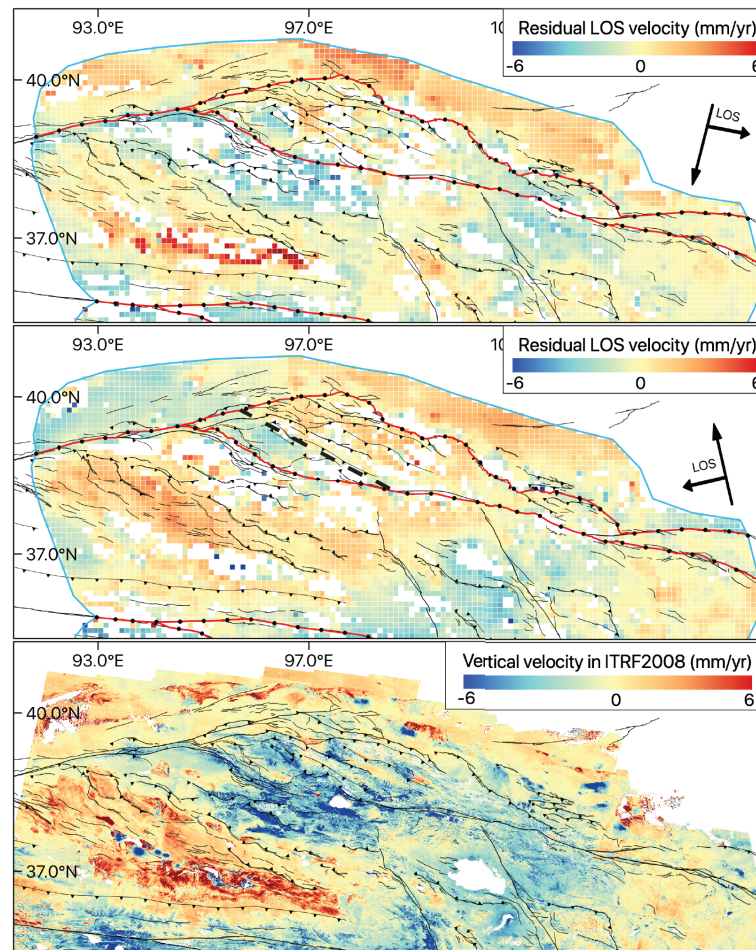


FIGURE 4.18 – Comparaison des résidus InSAR issus du modèle 2 sur la zone des Qilianshan et du bassin du Qaidam avec les cartes des déplacements verticaux calculés présentés dans le chapitre 3. La ligne en tiretés localise le gradient de résidus identifié suggérant l'existence d'une faille active.

L'extrémité Est de la faille de Kunlun présente des résidus positifs de 5 à 6 mm/an

localisés au nord de la trace en géométrie ascendante et au sud en géométrie descendante. Ces résidus indiquent que la modélisation sous-estime le taux de glissement sur ce segment. Cependant, les résidus localisés sur l'extrémité Est de la faille de Kunlun sont une nouvelle fois spatialement corrélés aux déplacements verticaux calculés dans cette région (figure 4.19).

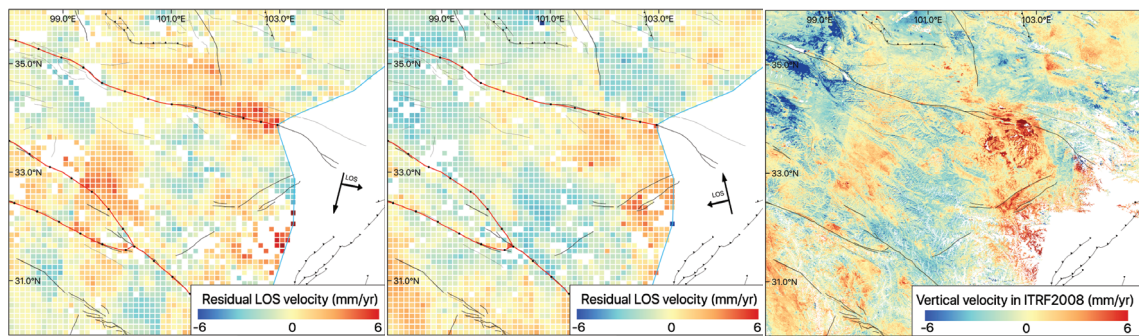


FIGURE 4.19 – Comparaison des résidus InSAR issus du modèle 2 sur la terminaison Est de Kunlun avec la carte des déplacements verticaux calculés dans LEMRABET et al. (2022)

Le bloc de Qiangtang présente d'importants résidus positifs aux limites spatiales diffuses et non associées à l'existence d'éventuelles failles. Une nouvelle fois, ces résidus sont spatialement corrélés aux déplacements verticaux évalués dans cette région (figure 4.20).

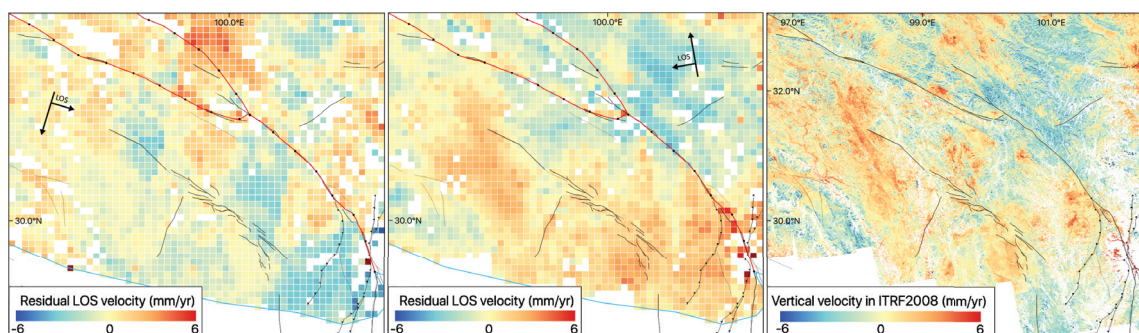


FIGURE 4.20 – Comparaison des résidus InSAR issus du modèle 2 centrée sur la faille de Litang avec la carte des déplacements verticaux calculés dans PAPIER TECTO.

Le critère  $\chi^2$  des données GNSS s'améliore en complexifiant la géométrie des blocs ce qui n'est pas le cas pour les données InSAR où nous constatons une augmentation

de ce dernier (figure 4.21). L'analyse du  $\chi^2$  par fauchée montre que la division du bloc de baya en deux sous-blocs baya1 et baya2 produit une dégradation du fit sur les fauchées descendantes D150, D077, D004 et D135(figure 4.22).

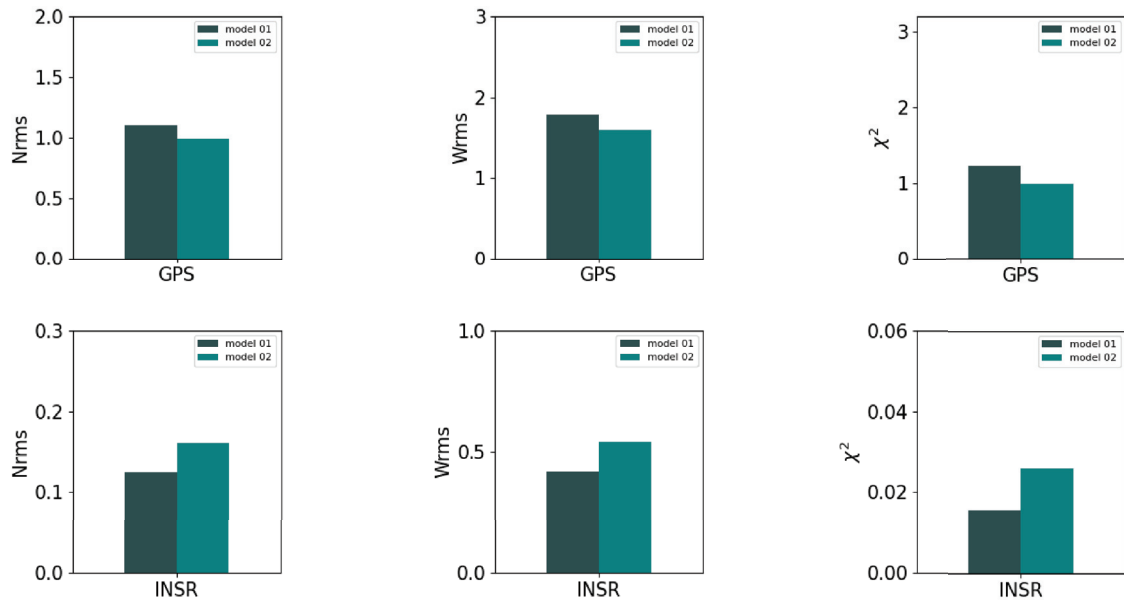


FIGURE 4.21 – Figure représentant l'évolution de la Nrms, Wrms et du critère  $\chi^2$  pour les données GNSS (haut) et les données InSAR (bas).

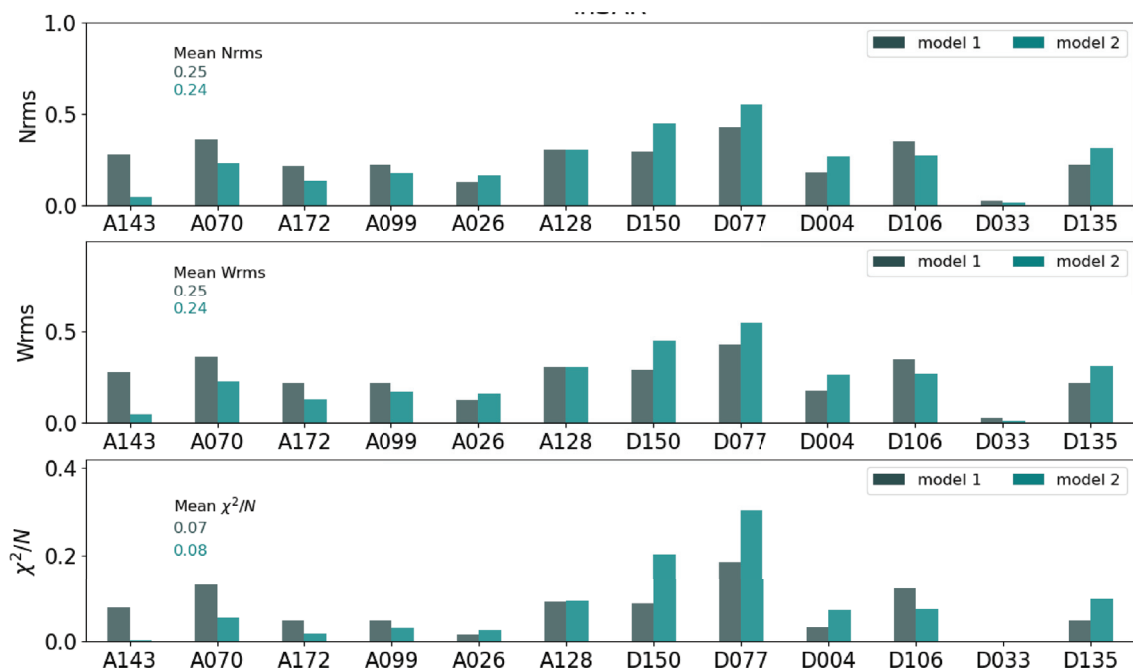


FIGURE 4.22 – Figure représentant l'évolution de la Nrms, Wrms et du critère  $\chi^2$  du champs de vitesse InSAR par fauchée pour nos deux modélisations

Nous constatons une forte dégradation du critère  $\chi^2$  sur les données GNSS lorsque nous divisons le bloc de Baya en deux sous-bloc baya 1 et baya 2. Nous n'améliorons globalement pas le fit en complexifiant la géométrie des blocs (4.23).

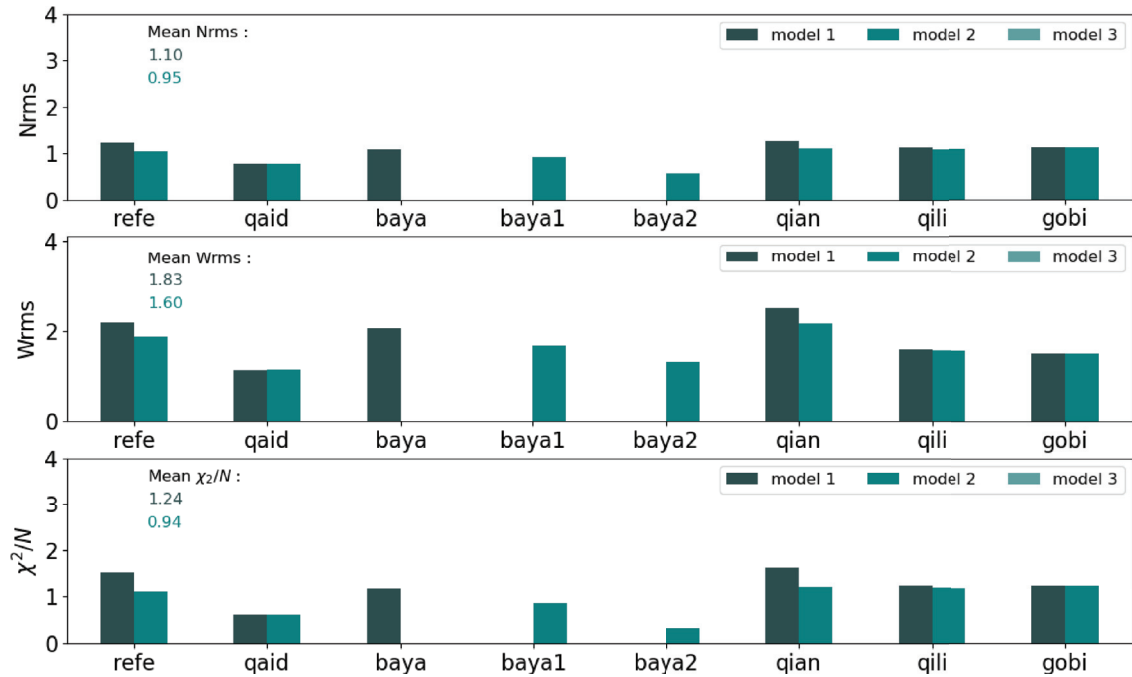


FIGURE 4.23 – Figure représentant l'évolution de la Nrms, Wrms et du critère  $\chi^2$  du champs de vitesse géodésique au sein de chaque bloc pour nos deux modélisations. Le bloc de baya du modèle 1 est divisé en deux sous-blocs baya1 et baya2 sur le modèle 2.



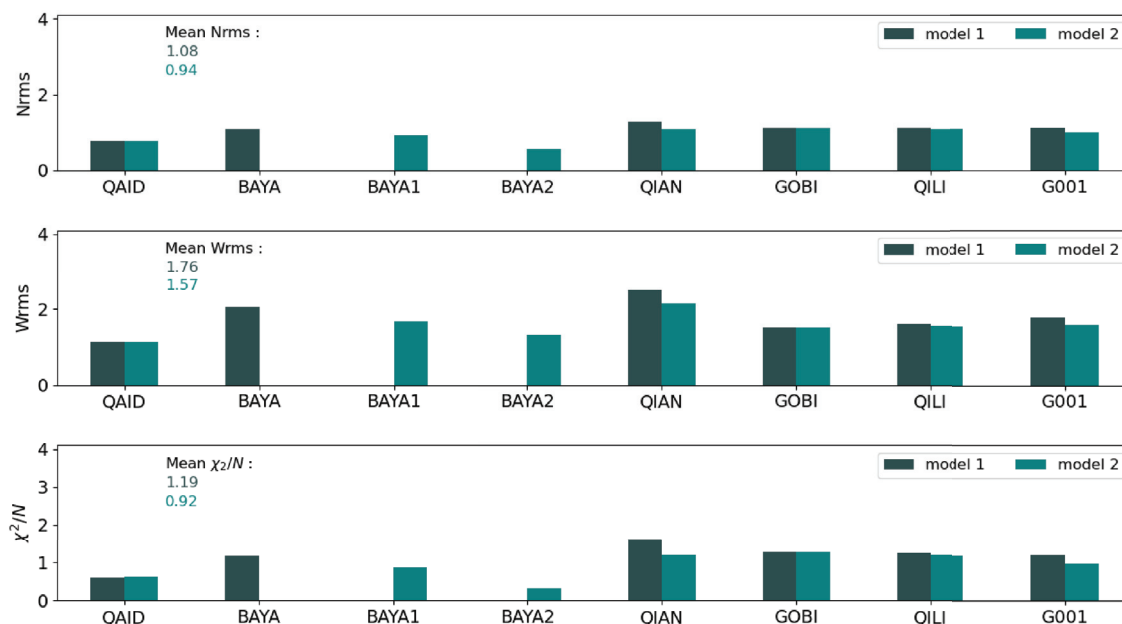


FIGURE 4.24 – Figure représentant l'évolution de la Nrms, Wrms et du critère  $\chi^2$  des pôles eulériens pour nos deux modélisations. Le bloc baya du modèle 1 est divisé en deux sous-blocs baya1 et baya2 sur le modèle 2.

La complexification des blocs à partir de l'analyse des résidus InSAR ne suffit pas à expliquer ce qui est observé sur nos cartes de vitesses. Afin de nous guider, il serait nécessaire de procéder à une décomposition des composantes horizontale et verticale de ces résidus pour en améliorer leur interprétation.

### Cinématique régionale

Les vitesses de chargement tectonique déduites à partir de l'inversion conjointe de données GNSS et InSAR sont moins rapides que celles déduites de l'inversion de données GNSS seules pour les deux géométries de bloc (figure 4.13 et figure 4.26).

Le système de faille de YGX présente un glissement moyen sénestre de 11.5 mm/an sur les segments de Yushu et Ganzi. Le glissement diminue à 8.5 mm/an sur le segment de Xianshuihe. L'ensemble de ce système présente une composante extensive qui augmente en direction du sud-ouest (figure 4.25.b).

Sur la faille de l'Altyn Tagh, l'ajout de données InSAR conduit à une estimation de vitesse de glissement sénestre plus modérée de 9 mm/an sur la section ouest et 4.2 mm/an sur la section est. Nous observons également une augmentation de



la composante convergente en direction du nord-est (figure 4.25.b). Ces résultats concordent avec les vitesses de glissement InSAR (JOLIVET et al., 2008 ; ZHU et al., 2016) et GNSS (ZHENG et al., 2017).

La vitesse de glissement sur la zone de transfert et sur la faille de Haiyuan évolue de 5.5 mm/an à 6.2 mm/an. Nous observons une augmentation de la composante compressive sur la faille de Haiyuan (figure 4.25.b). Cela concorde partiellement avec les résultats présentés dans LI et al. (2018).

La vitesse de glissement sur le système de Kunlun décroît d'ouest en est en passant de 14.5 mm/an à 10 mm/an (figure 4.25.b). Ces résultats sont consistants avec les vitesses de glissement géologiques (der WOERD et al., 2000 ; KIRBY et al., 2007 ; WOERD et al., 2002), et les vitesses obtenues par étude InSAR Sentinel-1 (ZHAO et al., 2022).

Entre les systèmes de Kunlun et YGX, on observe une vitesse de glissement constante moyenne de 4.4 mm/an (figure 4.25.b). Cet ajout a pour conséquence d'augmenter la vitesse de glissement sur les segments de Yushu et Ganzi qui passe de 9.2 mm/an à 11.5 mm/an et de diminuer le glissement sur le segment de Xianshuihe qui passe de 9.9 mm/an à 8.5 mm/an. Sur le système de Kunlun, la vitesse de glissement atteint 14.5 mm/an ce qui pourrait correspondre au glissement post-sismique du séisme de Kokoxili (figure 4.25).

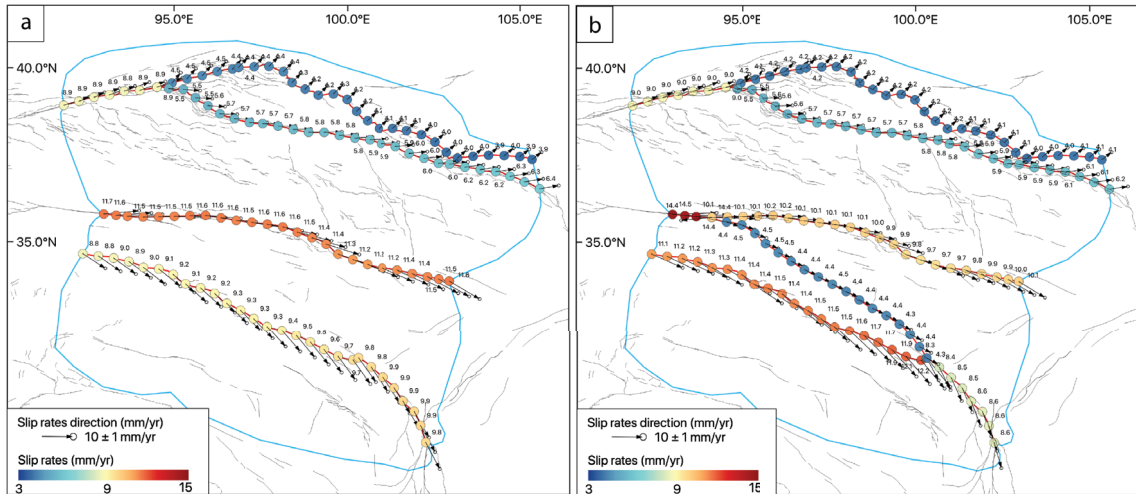


FIGURE 4.25 – Figure représentant le taux de glissement estimé à 20 km de profondeur par inversion conjointe de données GNSS et InSAR pour les modèles 1 (a) et 2 (b).

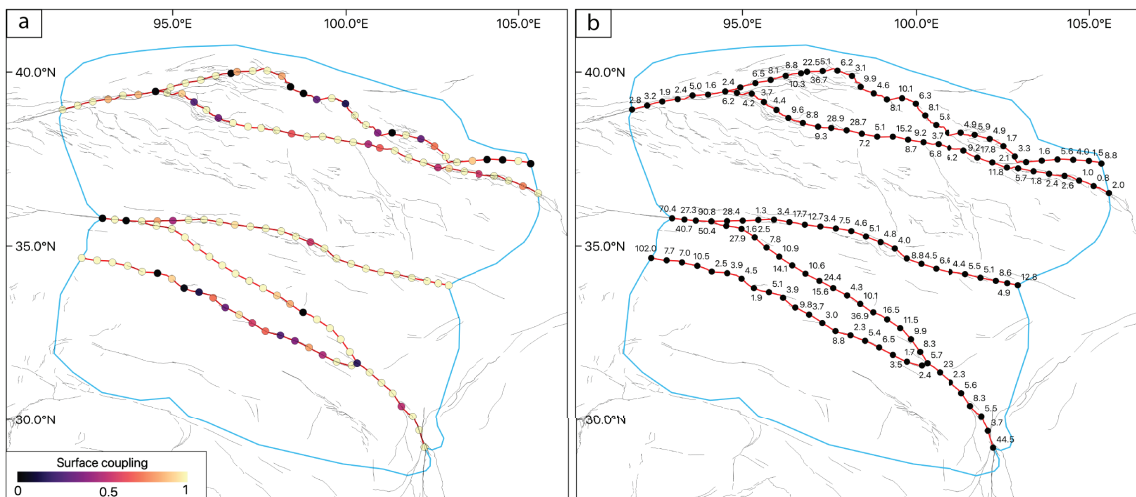


FIGURE 4.26 – Figure représentant le couplage estimé en surface (0 km) par inversion conjointe de données GNSS et InSAR (a) et les incertitudes associées (b) pour le modèle 2.

## 4.5 Discussion et perspectives

### 4.5.1 Apport des données InSAR

L'intégration de données InSAR Sentinel-1 à la modélisation TDEFNODE offre une meilleure couverture spatiale par rapport à la couverture proposée par les mesures GNSS sur le Plateau Tibétain. Nos résultats montrent que les données Sentinel-1

permettent de contraindre les déformations de surface avec une meilleure résolution spatiale par rapport aux modélisations uniquement basées sur des données GNSS. Cela permet de caractériser de manière plus précise, et à l'échelle continentale, l'activité d'un ensemble de système de faille que cela soit en champ proche (au voisinage d'une faille) ou en champ lointain (déformation intra-bloc). Par ailleurs, les données Sentinel-1 présentent l'avantage d'être plus cohérentes que les données GNSS : elles sont soumises au même traitement et présente les mêmes temps d'observations ce qui n'est pas le cas des solutions GNSS qui sont le résultats de la combinaison de jeux de données très divers, ne couvrant pas toujours la même période de temps.

La complexification du modèle de référence ne permet pas d'expliquer d'avantage les observations faites sur notre zone d'étude. L'analyse des résidus InSAR montre que le modèle 2 explique d'avantage les observations géodésiques par rapport au modèle 1 sans que nous n'observions d'amélioration significative du critère  $\chi^2$ . Ce type de statistique présente des limitations pour ce type d'analyse car le nombre de données InSAR est très important ce qui fausse le nombre de degrés de liberté du modèle et fausse par conséquent l'estimation du  $\chi^2$ .

### 4.5.2 Importance de la séparation des sources

Il est nécessaire de réfléchir à la problématique de séparation des sources de déformation contenue dans ces cartes de vitesses InSAR en ligne de visée. En effet, l'analyse des résidus de modélisation montre que les résidus dominants se trouvent en majorité dans des zones affectées par des déplacements du sol verticaux. Ces résidus sont localisés sur des zones de permafrost ce qui complexifie la modélisation de bloc car la composante verticale du déplacement du sol peut être d'origine non-tectonique. L'idée de supprimer les points de mesure InSAR qui font l'objet d'un mouvement saisonnier ou vertical importants avant leur intégration à la modélisation TDEFNODE présente ici ses limites.

La difficulté de modéliser ces chevauchements au sein des Qilianshan réside dans le fait que cette zone fasse l'objet de mouvements verticaux d'origine non-tectonique si-

tués sur une limite entre zone affectée par du permafrost/zone sans permafrost. Il est nécessaire de s'affranchir de cette composante verticale non tectonique afin de modéliser convenablement le mouvement de ces failles. Leur modélisation par le biais d'une faille verticale s'avère trop simpliste car la réponse en surface d'un chevauchement est décalée par rapport à la trace en surface. Il serait donc peut-être préférable de positionner notre faille verticale non pas sur la trace du chevauchement mais plutôt au niveau la réponse observée en surface, ou d'utiliser des géométries de failles plus complexes.

### 4.5.3 Taux de glissement et couplage

L'estimation des vitesses de glissement à partir de données GNSS seules sont plus élevées que celles estimées à partir de l'inversion conjointe de données GNSS et InSAR. Ces vitesses sont globalement en accord avec les estimations faites par datation de marqueurs géomorphologiques ou par méthodes géodésiques. En revanche, l'estimation du couplage est problématique. En effet, les incertitudes de couplage estimées par l'inversion de données GNSS seule sont extrêmement importantes (figure A15). L'apport de données InSAR permet de les réduire légèrement (figure 4.26).

Cela pourrait provenir du fait que nous n'appliquons aucun lissage pour cette modélisation de premier ordre et par le fait que le maillage des plans de faille ne soit pas spatialement homogène. L'échelle horizontale est plus importante que l'échelle verticale.

## 4.6 Conclusion

La combinaison des données GNSS et InSAR pour inverser le mouvement des blocs et le couplage montre qu'elles sont hautement compatibles, bien qu'elles fournissent des informations complémentaires sur les taux de déplacement de surface. Nous constatons que la haute résolution spatiale des données InSAR a permis de caractériser de la déformation intra-bloc et plus particulièrement l'existence d'une zone

de relais complexe entre les systèmes de faille de Kunlun et de YGX qu'il faudrait analyser plus finement en procédant à une décomposition en composantes horizontale et verticale des résidus InSAR. Par ailleurs, malgré la faible résolution spatiale horizontale des plans de faille de ce modèle de premier ordre (environ un noeud tout les 40 kilomètres), il est possible de contraindre les variations latérales du coefficient de couplage le long de ces systèmes de failles. Ceci est particulièrement le cas le long des segments de Yushu et Ganzi où nous observons de fortes variations latérales du couplage. L'une des perspectives que nous testons actuellement sur les systèmes de YGX et Kunlun est de procéder à une modélisation de bloc à une échelle plus locale, avec des données InSAR présentant une décimation spatiale évolutive, c'est à dire présentant une très haute résolution en champ proche de la faille et plus faible résolution en champ lointain, afin de contraindre les vitesses de glissement et le taux de couplage à plus haute résolution.

# Bibliographie

- ALTAMIMI, Z., MÉTIVIER, L. & COLLILIEUX, X. (2012). ITRF2008 plate motion model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B7). <https://doi.org/10.1029/2011JB008930>
- CALAIS, E., DONG, L., WANG, M., SHEN, Z. & VERGNOLLE, M. (2006). Continental deformation in Asia from a combined GPS solution. *Geophysical Research Letters*, 33(24). <https://doi.org/10.1029/2006gl028433>
- CAVALIÉ, O., LASSERRE, C., DOIN, M.-P., PELTZER, G., SUN, J., XU, X. & SHEN, Z.-K. (2008). Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(3-4), 246-257. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.057>
- CHENG, G. & WU, T. (2007). Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 112(F2). <https://doi.org/10.1029/2006jf000631>
- CHEVALIER, M.-L., LELOUP, P. H., REPLUMAZ, A., PAN, J., MÉTOIS, M. & LI, H. (2017). Temporally constant slip rate along the Ganzi fault, NW Xianshuihe fault system, eastern Tibet. *GSA Bulletin*, 130(3-4), 396-410. <https://doi.org/10.1130/b31691.1>
- DAOUT, S., JOLIVET, R., LASSERRE, C., DOIN, M.-P., BARBOT, S., TAPPONNIER, P., PELTZER, G., SOCQUET, A. & SUN, J. (2016). Along-strike variations of the partitioning of convergence across the Haiyuan fault system detected by



- InSAR. *Geophysical Journal International*, 205(1), 536-547. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw028>
- DAOUT, S., DOIN, M.-P., PELTZER, G., LASSERRE, C., SOCQUET, A., VOLAT, M. & SUDHAUS, H. (2018). Strain Partitioning and Present-Day Fault Kinematics in NW Tibet From Envisat SAR Interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(3), 2462-2483. <https://doi.org/10.1002/2017jb015020>
- DAOUT, S., DOIN, M.-P., PELTZER, G., SOCQUET, A. & LASSERRE, C. (2017). Large-scale InSAR monitoring of permafrost freeze-thaw cycles on the Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 901-909. <https://doi.org/10.1002/2016gl070781>
- der WOERD, J. V., RYERSON, F. J., TAPPONNIER, P., MERIAUX, A. .-, GAUDEMER, Y., MEYER, B., FINKEL, R. C., CAFFEE, M. W., GUO GUANG, Z. & ZHIQIN, X. (2000). Uniform slip-rate along the Kunlun Fault : Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. *Geophysical Research Letters*, 27(16), 2353-2356. <https://doi.org/10.1029/1999gl011292>
- der WOERD, J. V., XU, X., LI, H., TAPPONNIER, P., MEYER, B., RYERSON, F. J., MERIAUX, A.-S. & XU, Z. (2001). Rapid active thrusting along the northwestern range front of the Tanghe Nan Shan (western Gansu, China). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B12), 30475-30504. <https://doi.org/10.1029/2001jb000583>
- GAUDEMER, Y., TAPPONNIER, P., MEYER, B., PELTZER, G., SHUNMIN, G., ZHITAI, C., HUAGUNG, D. & CIFUENTES, I. (1995). Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the 'Tianzhu gap', on the western Haiyuan Fault, Gansu (China). *Geophysical Journal International*, 120(3), 599-645. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1995.tb01842.x>

- GUIFANG, P., JUN, D., DONGSHENG, Y. & LIQUAN, W. (2004). Geological map of Qinghai Xizang (Tibet) Plateau and adjacent areas (scale 1 :1 500 000). *Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources*.
- JOLIVET, R., CATTIN, R., CHAMOT-ROOKE, N., LASSERRE, C. & PELTZER, G. (2008). Thin-plate modeling of interseismic deformation and asymmetry across the Altyn Tagh fault zone. *Geophysical Research Letters*, *35*(2). <https://doi.org/10.1029/2007gl031511>
- JOLIVET, R., LASSERRE, C., DOIN, M.-P., GUILLASO, S., PELTZER, G., DAILU, R., SUN, J., SHEN, Z.-K. & XU, X. (2012). Shallow creep on the Haiyuan Fault (Gansu, China) revealed by SAR Interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *117*(B6), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011jb008732>
- KIRBY, E., HARKINS, N., WANG, E., SHI, X., FAN, C. & BURBANK, D. (2007). Slip rate gradients along the eastern Kunlun fault. *Tectonics*, *26*(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006tc002033>
- LEMRADET, L., DOIN, M.-P., LASSERRE, C. & DURAND, P. (2022). Referencing of Continental-Scale InSAR-Derived Velocity Fields : Case Study of the Eastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *submitted*.
- LI, Y., LIU, M., WANG, Q. & CUI, D. (2018). Present-day crustal deformation and strain transfer in northeastern Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, *487*, 179-189. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.01.024>
- MAO, A., HARRISON, C. G. A. & DIXON, T. H. (1999). Noise in GPS coordinate time series. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *104*(B2), 2797-2816. <https://doi.org/10.1029/1998jb900033>
- MCCAFFREY, R. (2002). Crustal block rotations and plate coupling, in Plate Boundary Zones. *Geodynamics Series 30*.
- MEYER, B., TAPPONNIER, P., BOURJOT, L., MÉTIVIER, F., GAUDEMER, Y., PELTZER, G., SHUNMIN, G. & ZHITAI, C. (1998). Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of

- the Tibet plateau. *Geophysical Journal International*, 135(1), 1-47. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00567.x>
- OKADA, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1135-1154. <https://doi.org/10.1785/BSSA0750041135>
- PRESS, W. H. & TEUKOLSKY, S. A. (1991). Simulated Annealing Optimization over Continuous Spaces. *Computers in Physics*, 5(4), 426. <https://doi.org/10.1063/1.4823002>
- QIAO, X., YU, P., NIE, Z., LI, J., WANG, X., KUZIKOV, S. I., WANG, Q. & YANG, S. (2017). The Crustal Deformation Revealed by GPS and InSAR in the Northwest Corner of the Tarim Basin, Northwestern China. *Pure and Applied Geophysics*, 174(3), 1405-1423. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1473-6>
- SAVAGE, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 88(B6), 4984-4996. <https://doi.org/10.1029/jb088ib06p04984>
- SHI, F., HE, H., DENSMORE, A. L., LI, A., YANG, X. & XU, X. (2016). Active tectonics of the Ganzi–Yushu fault in the southeastern Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 676, 112-124. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.036>
- SONG, X., JIANG, Y., SHAN, X., GONG, W. & QU, C. (2019). A Fine Velocity and Strain Rate Field of Present-Day Crustal Motion of the Northeastern Tibetan Plateau Inverted Jointly by InSAR and GPS. *Remote Sensing*, 11(4), 435. <https://doi.org/10.3390/rs11040435>
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1976). Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264(5584), 319-324. <https://doi.org/10.1038/264319a0>
- THATCHER, W. (2007). Microplate model for the present-day deformation of Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 112(B1). <https://doi.org/10.1029/2005jb004244>

- WANG, E. & BURCHFIEL, B. C. (2000). Late Cenozoic to Holocene deformation in southwestern Sichuan and adjacent Yunnan, China, and its role in formation of the southeastern part of the Tibetan Plateau. *GSA Bulletin*, 112(3), 413-423. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<413:LCTHDI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<413:LCTHDI>2.0.CO;2)
- WANG, H. & WRIGHT, T. J. (2012). Satellite geodetic imaging reveals internal deformation of western Tibet. *Geophysical Research Letters*, 39(7), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012gl051222>
- WANG, H., WRIGHT, T. J., LIU-ZENG, J. & PENG, L. (2019). Strain Rate Distribution in South-Central Tibet From Two Decades of InSAR and GPS. *Geophysical Research Letters*, 46(10), 5170-5179. <https://doi.org/10.1029/2019gl081916>
- WANG, M. & SHEN, Z.-K. (2020). Present-Day Crustal Deformation of Continental China Derived From GPS and Its Tectonic Implications. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 125(2). <https://doi.org/10.1029/2019jb018774>
- WANG, T., YANG, D., YANG, Y., PIAO, S., LI, X., CHENG, G. & FU, B. (2020). Permafrost thawing puts the frozen carbon at risk over the Tibetan Plateau. *Science Advances*, 6(19). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz3513>
- WANG, W., QIAO, X., YANG, S. & WANG, D. (2016). Present-day velocity field and block kinematics of Tibetan Plateau from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 208(2), 1088-1102. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw445>
- WOERD, J. V. D., TAPPONNIER, P., RYERSON, F. J., MERIAUX, A.-S., MEYER, B., GAUDEMER, Y., FINKEL, R. C., CAFFEE, M. W., GUO GUANG, Z. & ZHIQIN, X. (2002). Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from <sup>26</sup>Al, <sup>10</sup>Be, and <sup>14</sup>C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophysical Journal International*, 148(3), 356-388. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2002.01556.x>
- ZHANG, P.-Z. (2013). A review on active tectonics and deep crustal processes of the Western Sichuan region, eastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 584, 7-22. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.02.021>

- ZHANG, Y.-Z., REPLUMAZ, A., WANG, G.-C., LELOUP, P. H., GAUTHERON, C., BERNET, M., van der BEEK, P., PAQUETTE, J. L., WANG, A., ZHANG, K.-X., CHEVALIER, M.-L. & LI, H.-B. (2015). Timing and rate of exhumation along the Litang fault system, implication for fault reorganization in Southeast Tibet. *Tectonics*, *34*(6), 1219-1243. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014TC003671>
- ZHAO, D., QU, C., BÜRGMANN, R., GONG, W., SHAN, X., QIAO, X., ZHAO, L., CHEN, H. & LIU, L. (2022). Large-Scale Crustal Deformation, Slip-Rate Variation, and Strain Distribution Along the Kunlun Fault (Tibet) From Sentinel-1 InSAR Observations (2015–2020). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *127*(1). <https://doi.org/10.1029/2021jb022892>
- ZHENG, G., WANG, H., WRIGHT, T. J., LOU, Y., ZHANG, R., ZHANG, W., SHI, C., HUANG, J. & WEI, N. (2017). Crustal Deformation in the India-Eurasia Collision Zone From 25 Years of GPS Measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *122*(11), 9290-9312. <https://doi.org/10.1002/2017jb014465>
- ZHU, S., XU, C., WEN, Y. & LIU, Y. (2016). Interseismic Deformation of the Altyn Tagh Fault Determined by Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) Measurements. *Remote Sensing*, *8*(3), 233. <https://doi.org/10.3390/rs8030233>

# Bibliographie

- ANSARI, H., DE ZAN, F. & PARIZZI, A. (2021). Study of Systematic Bias in Measuring Surface Deformation With SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 59(2), 1285-1301. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.3003421>
- AVOUAC, J.-P. (2015). From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 233-271.
- DAOUT, S., DOIN, M.-P., PELTZER, G., SOCQUET, A. & LASSERRE, C. (2017). Large-scale InSAR monitoring of permafrost freeze-thaw cycles on the Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 901-909. <https://doi.org/10.1002/2016gl070781>
- DOIN, M.-P., GUILLASO, S., JOLIVET, R., LASSERRE, C., LODGE, F., DUCRET, G. & GRANDIN, R. (2011). Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : The Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data. *Proceedings of the Fringe symposium*, 3434-3437.
- GRANDIN, R. (2015). Interferometric Processing of SLC Sentinel-1 TOPS Data. *Proceedings of Fringe 2015 : Advances in the Science and Applications of SAR Interferometry and Sentinel-1 InSAR Workshop*. <https://doi.org/10.5270/fringe2015.pp116>



- LI, Y. (2020). *Geodetic observation and modelling of fault deformation in the Tibetan Plateau* (Theses 2020COAZ4002). Université Côte d'Azur. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-03135109>
- MCCAFFREY, R. (2009). Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia. *Geophysical Research Letters*, *36*(7), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008gl036784>
- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P. (1975). Cenozoic Tectonics of Asia : Effects of a Continental Collision : Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*, *189*(4201), 419-426. <https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>
- THOLLARD, F., CLESSE, D., DOIN, M.-P., DONADIEU, J., DURAND, P., GRANDIN, R., LASSERRE, C., LAURENT, C., DESCHAMPS-OSTANCIAUX, E., PATHIER, E., POINTAL, E., PROY, C. & SPECHT, B. (2021). FLATSIM : The ForM@Ter LARge-Scale Multi-Temporal Sentinel-1 InterferoMetry Service. *Remote Sensing*, *13*(18), 3734. <https://doi.org/10.3390/rs13183734>
- WANG, M. & SHEN, Z.-K. (2020). Present-Day Crustal Deformation of Continental China Derived From GPS and Its Tectonic Implications. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *125*(2). <https://doi.org/10.1029/2019jb018774>
- WANG, Q., ZHANG, P.-Z., FREYMUELLER, J. T., BILHAM, R., LARSON, K. M., LAI, X., YOU, X., NIU, Z., WU, J., LI, Y., LIU, J., YANG, Z. & CHEN, Q. (2001). Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements. *Science*, *294*(5542), 574-577. <https://doi.org/10.1126/science.1063647>
- WANG, T., YANG, D., YANG, Y., PIAO, S., LI, X., CHENG, G. & FU, B. (2020). Permafrost thawing puts the frozen carbon at risk over the Tibetan Plateau. *Science Advances*, *6*(19). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz3513>

# Conclusion générale

En exploitant les produits Sentinel-1 fournis par le service Flatsim, ces travaux de thèse montrent qu'il est possible d'obtenir des cartes de vitesse InSAR Sentinel-1 haute-résolution dans le référentiel ITRF à très grande échelle.

Nos résultats proposent une image de la déformation actuelle dans l'est du Tibet avec une précision et une résolution sans précédent. Ils mettent en évidence des phénomènes saisonniers hydrologiques sur de larges zones affectées par des déformations dues au cycle de gel dégel du permafrost, ou par la fluctuation des niveaux de nappes. Ils mettent également en lumière des processus d'origine tectonique en cartographiant l'accumulation de contraintes intersismiques sur les principaux systèmes de failles décrochantes du Tibet oriental, et révèlent avec précision des zones de transferts de glissement entre ces systèmes jusque-là non identifiables à cause de la disparité du réseau de stations GNSS.

L'intégration de ces données haute résolution à la modélisation de bloc TDEFNODE montre des résultats de premier ordre intéressants et globalement en accord avec la littérature. Le résultat des modélisations met en lumière des zones de déformations invisibles aux yeux des mesures GNSS ouvrant ainsi des perspectives sur le raffinement de la géométrie des blocs.

La richesse inédite des informations contenues dans ces cartes InSAR Sentinel-1 grande échelle ouvre de nouvelles perspectives pour l'étude des déformations de surface de quelque nature qu'elles soient pour les années à venir.

## Annexes

### Towards Absolute Referencing Of Continental-Scale InSAR-Derived Velocity Fields : Deformation Localization In The Eastern Tibetan Plateau As a Case Study : Supplementary data

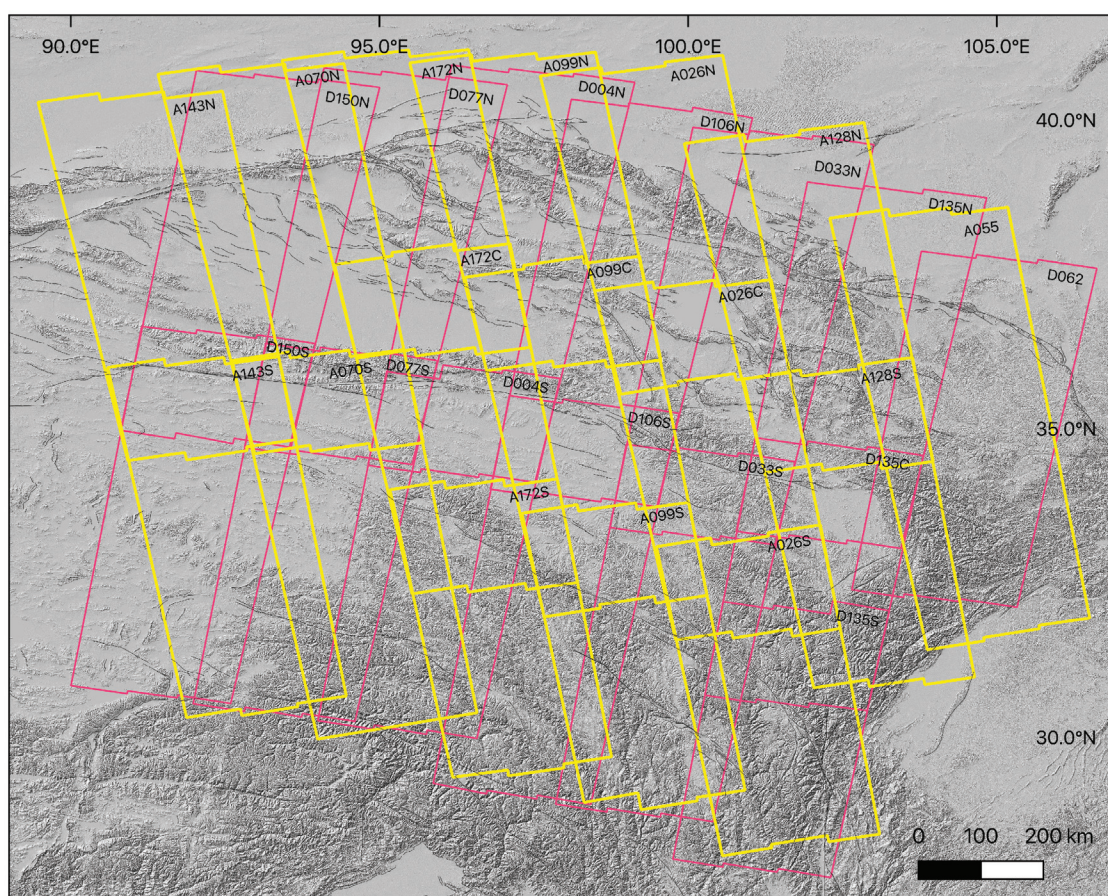


FIGURE A1 – Footprint of the 30 Sentinel-1 chunks processed by the FLATSIM service for this study. Yellow and pink polygons represent ascending and descending tracks, respectively.

TABLE A1 – Sentinel-1 dataset characteristics.

Relative orbit number	Time Interval	Radar images number	Master image	Interferograms number
A026N	2014/10/19 - 2020/10/11	129	2018/04/25	614
A026C	2014/10/19 - 2020/10/11	128	2018/04/25	608
A026S	2014/10/19 - 2020/10/11	137	2018/06/12	665
A055	2014/10/21 - 2020/10/13	132	2018/04/15	621
A070N	2014/10/22 - 2020/10/02	135	2018/06/03	654
A070S	2014/10/22 - 2020/10/02	136	2018/06/03	654
A099N	2014/10/12 - 2020/10/04	136	2018/08/04	657
A099C	2014/10/12 - 2020/10/04	135	2018/08/04	652
A099S	2014/10/12 - 2020/10/04	136	2018/08/04	652
A128N	2014/10/14 - 2020/10/06	136	2018/06/19	660
A128S	2014/10/14 - 2020/10/06	138	2018/04/08	664
A143N	2014/10/15 - 2020/10/07	142	2018/06/20	683
A143S	2014/10/15 - 2020/10/07	141	2018/06/20	685
A172N	2014/11/10 - 2020/10/09	129	2018/07/16	621
A172C	2014/11/10 - 2020/10/09	130	2018/07/16	620
A172S	2014/11/10 - 2020/10/09	132	2018/05/17	630
D004N	2014/10/29 - 2020/10/09	118	2018/09/02	556
D004S	2014/10/29 - 2020/10/09	109	2018/09/09	517
D033N	2014/10/31 - 2020/10/11	132	2018/09/04	636
D033S	2014/10/31 - 2020/10/11	129	2018/09/28	622
D062	2014/11/02 - 2020/10/13	134	2018/05/09	649
D077N	2014/11/03 - 2020/10/02	123	2018/08/26	593
D077S	2014/11/03 - 2020/10/02	128	2018/06/15	619
D106N	2014/12/11 - 2020/10/04	132	2018/06/29	641
D106S	2014/12/11 - 2020/10/04	132	2018/07/11	639
D135N	2014/10/26 - 2020/10/06	117	2018/05/26	553
D135C	2014/10/26 - 2020/10/06	91	2019/01/09	394
D135S	2014/10/26 - 2020/10/06	84	2019/01/09	353
D150N	2014/10/27 - 2020/10/07	130	2018/07/14	623
D150S	2014/10/27 - 2020/10/07	128	2018/08/07	605



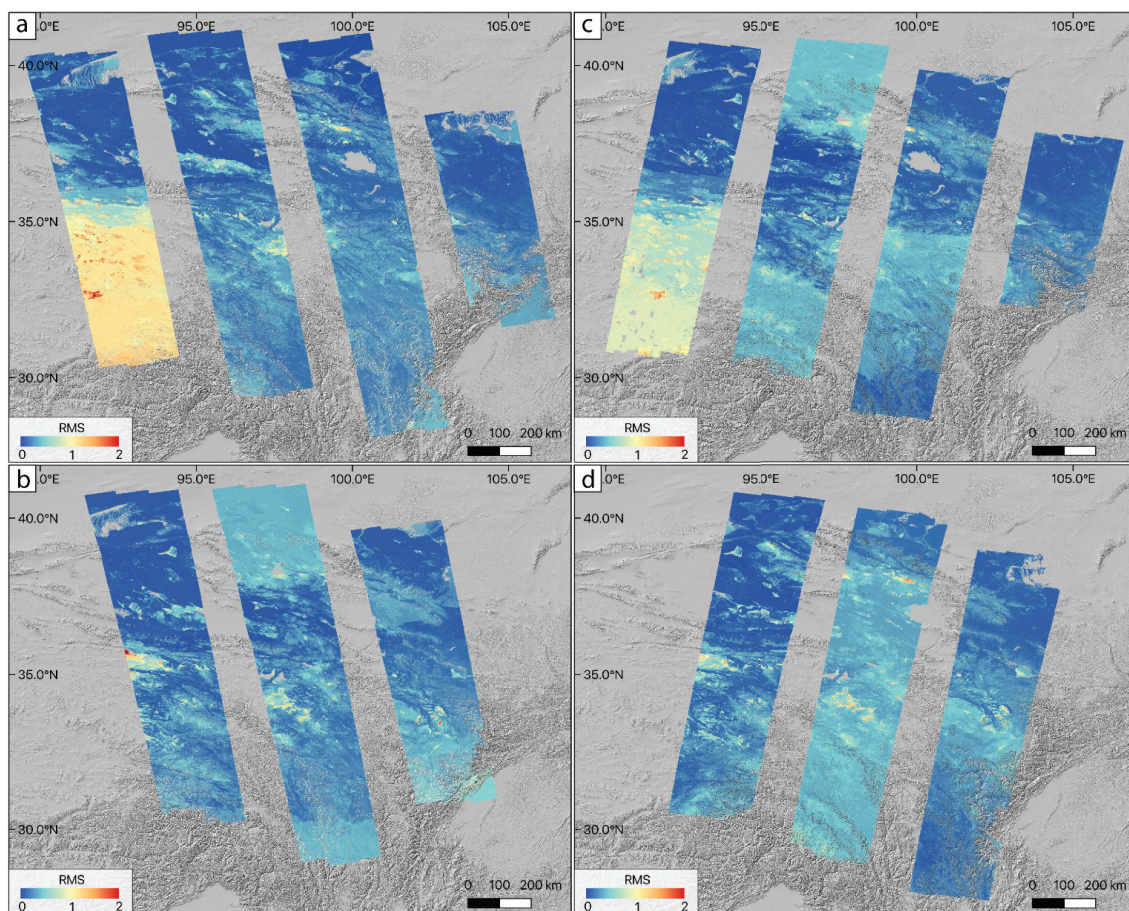


FIGURE A2 – Root mean square misclosure of the redundant network of interferograms after unwrapping error correction. The unit is in radian. The segment A70S and D150S have larger unwrapping errors, that are not well corrected by the iterative procedure for unwrapping error correction. These errors appear related to mostly E-W elongated basins at the border of which large deformation gradients exist due to freeze-thaw cycles of water in sediments.

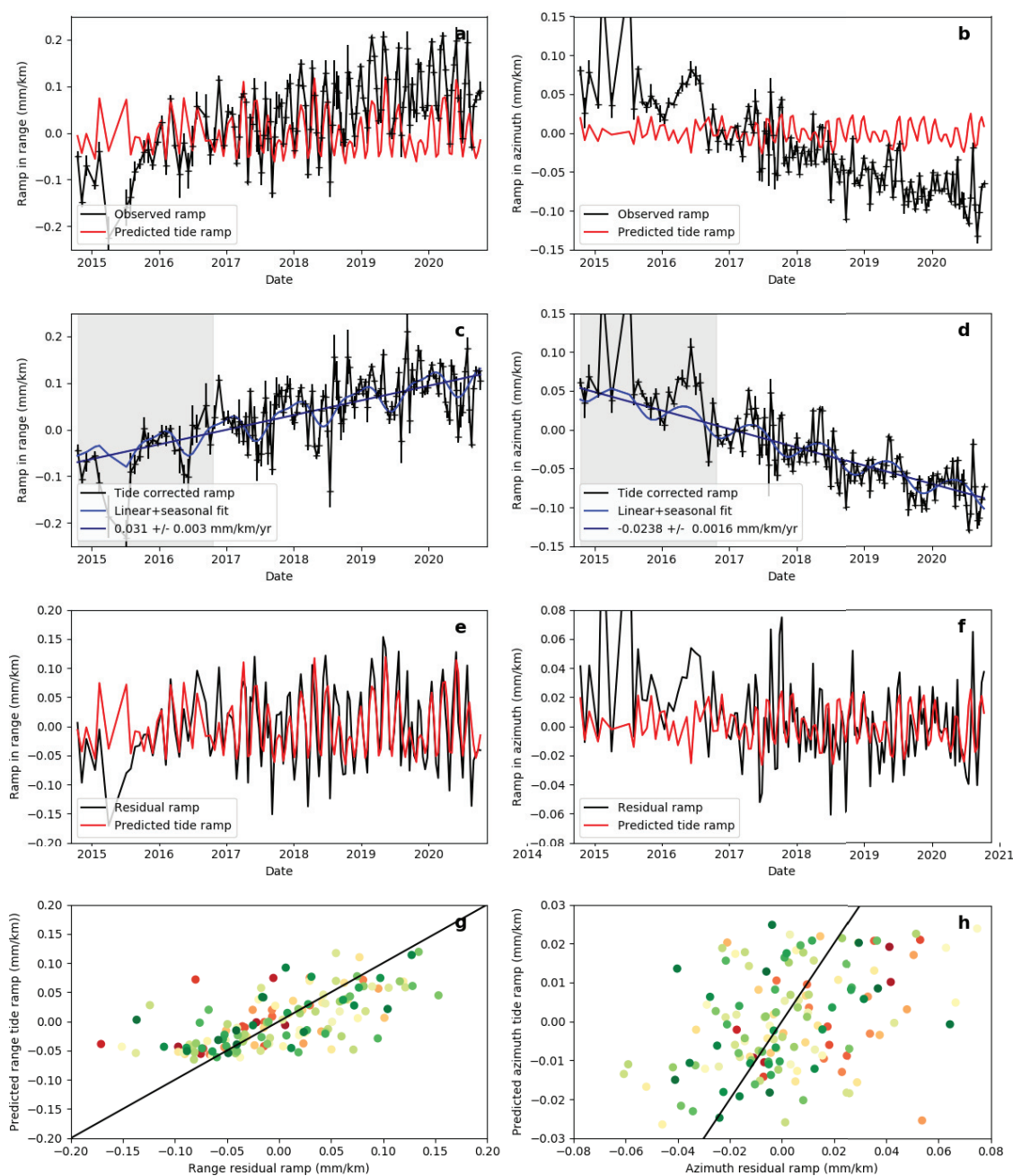


FIGURE A3 – As Figure 2.4, but for the northern segment of ascending track A143. Note that the axis scales are different from those of Figure 2.4, because the azimuth ramp trends and the noise are larger for the ascending track. The time extent (in grey) for which data have a lower weight is increased with respect to descending tracks.

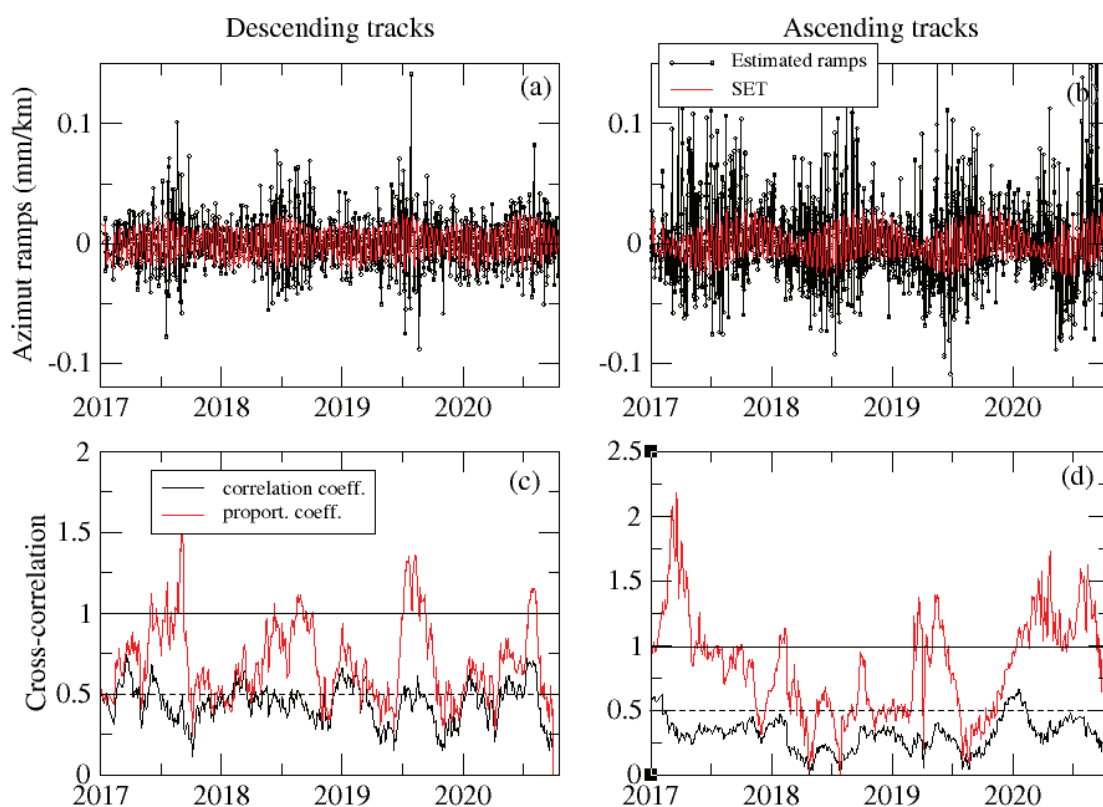


FIGURE A4 – Temporal evolution of the correlation between observed InSAR ramps in azimuth and SET predictions. Panels (a-b) Observed (black line and symbols) and predicted (blue line) ramps in range corrected from seasonal and linear trend, plotted as a function of time for descending (a) or ascending (b) tracks. Panels (c-d) Correlation coefficient (black line) and regression slope (red line) obtained between observation and prediction for a moving window, that is about two SET cycle wide. Data before 2017 are noisier and not shown.



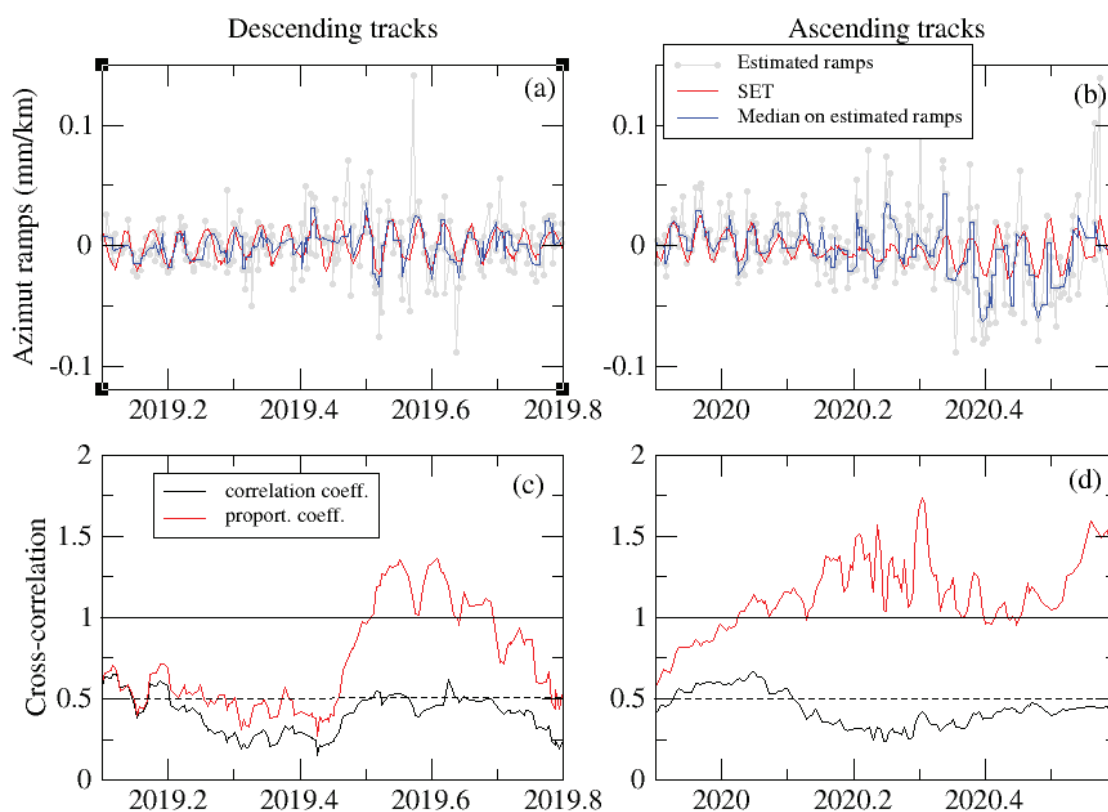


FIGURE A5 – As Figure A4 but zooming on amplification events in 2019 for descending tracks and 2020 for ascending tracks. On panels (a-b), observed ramps are drawn with grey lines and symbols, while a 5-points-wide sliding median is shown with a blue curve. The median allows to better visualize the tidal oscillations in the data.

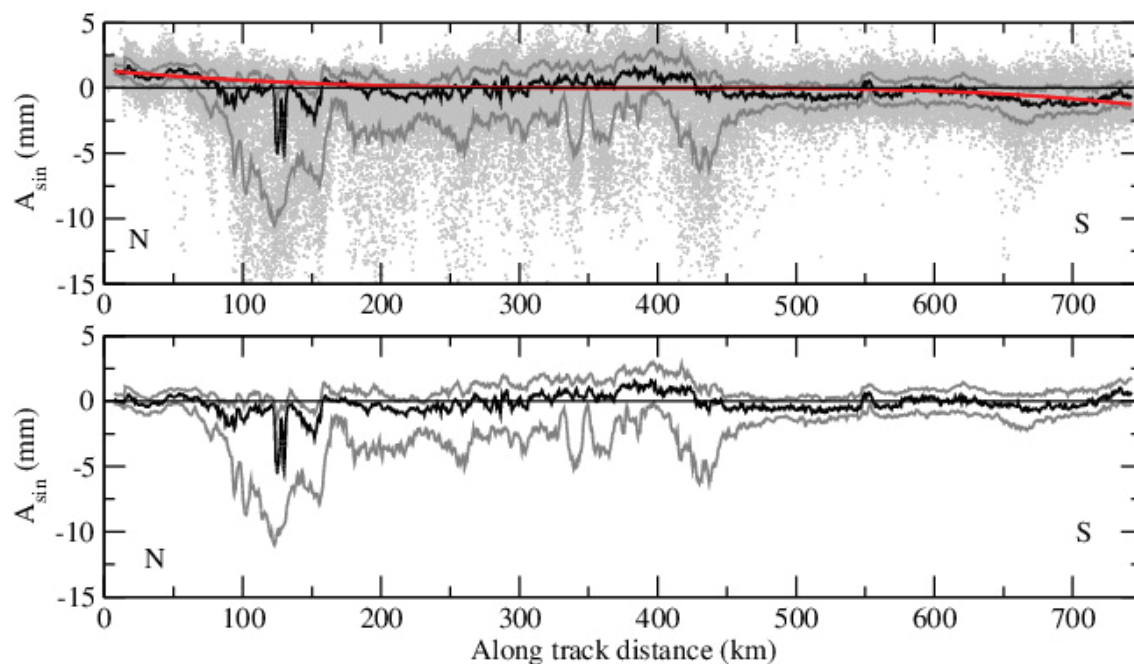


FIGURE A6 – Profile of the sine coefficient,  $A_s$ , (here plotted with a positive sign for subsidence in spring / uplift in autumn), along the azimuth of the southern segment of track D077. Panel (a) : Light grey points show the measurements of  $A_s$ , under sampled by a factor 180 for clarity. The dark line is the median of the  $A_s$  values for each range bin, after iterative removal of outliers. The grey lines correspond to the  $\pm$  one standard deviation from the mean. The red line is the cubic polynomial fit to the median. Panel (b) : as panel (a) but referenced by subtracting the cubic polynomial fit. This Figure depicts the referencing process of the  $A_s$  and  $A_c$  terms on "bedrock", i.e. on areas less affected by hydrological processes. For this track, the large and negative  $A_s$  coefficients correspond to areas affected by strong seasonal freeze thaw cycles with maximum uplift in spring as in DAOUT et al. (2017).

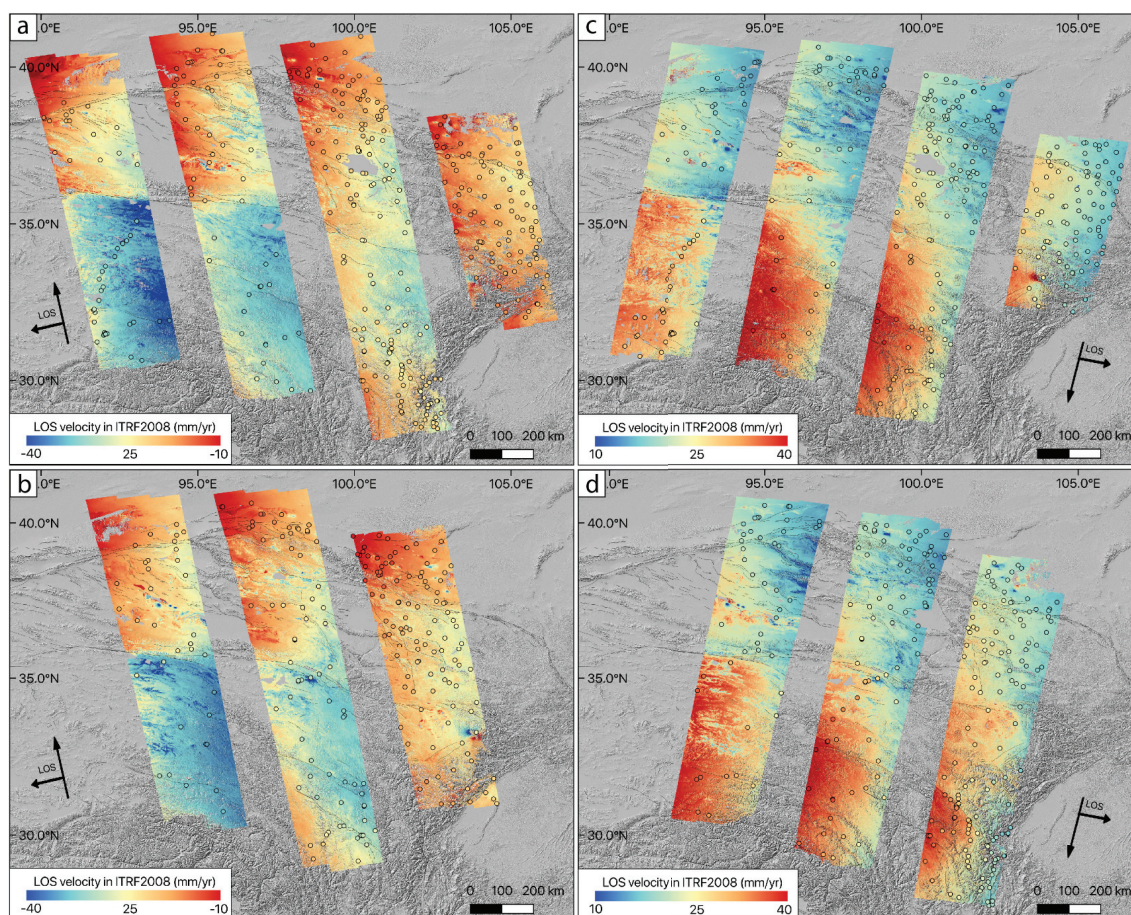


FIGURE A7 – Maps of InSAR velocities referenced in ITRF2008 reference frame, for ascending tracks (a-b) and descending tracks (c-d). The horizontal GPS velocities, given in ITRF2008 reference frame from M. WANG et SHEN (2020) and projected onto LOS, are displayed with circles filled with the same color scale as that of InSAR velocity maps (c-d).



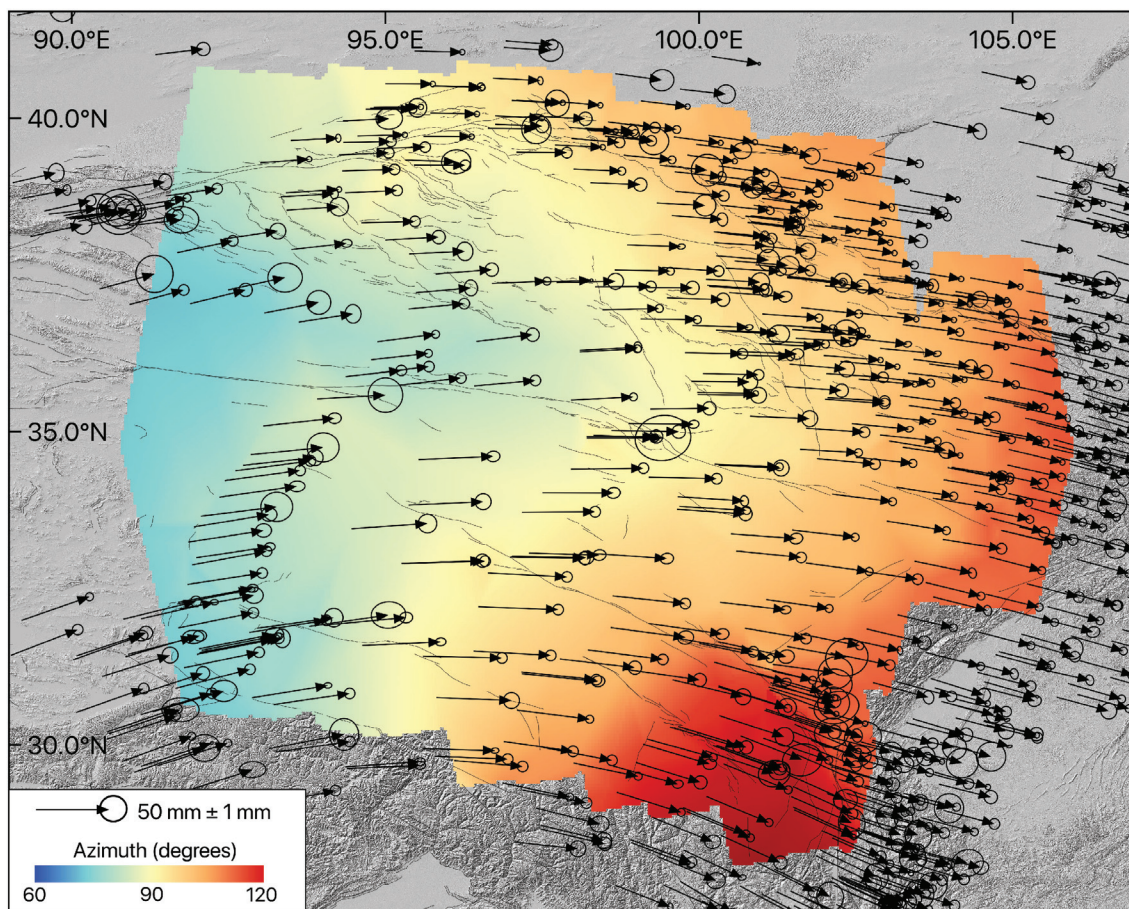


FIGURE A8 – . Azimuth of the interpolated GNSS field in ITRF2008 reference frame (data from M. WANG et SHEN (2020)). The azimuth is counted clockwise from North. GNSS velocities are also shown. We perform a linear interpolation according the velocities observed on on the field.

**Tectonic and Non-Tectonic Deformation in the Eastern Tibetan Plateau as measured from large-scale, high-resolution Sentinel-1 InSAR data : Supplementary data**

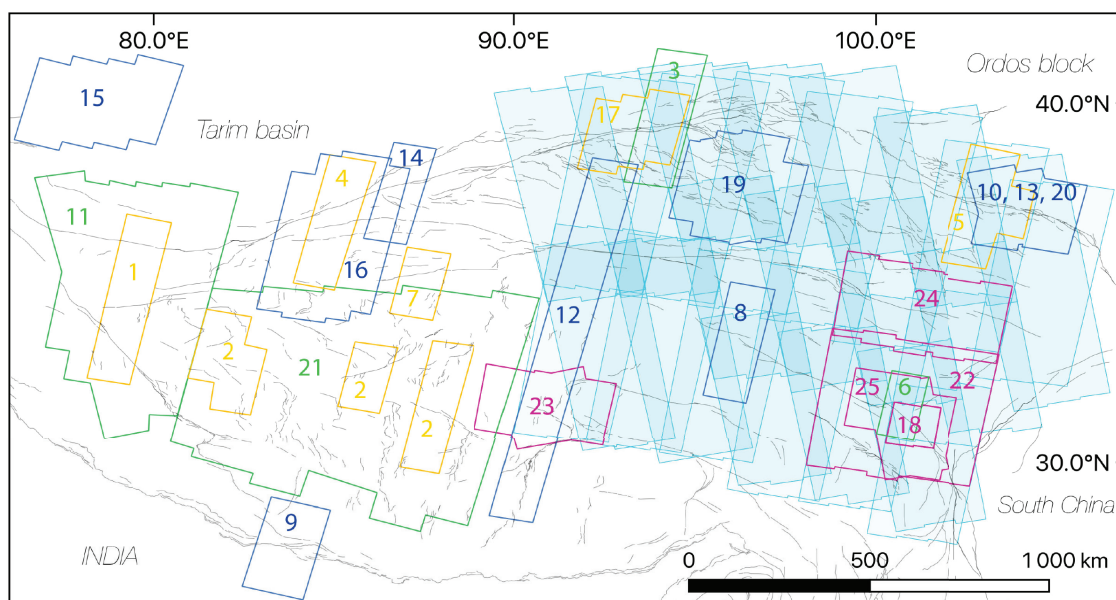


FIGURE A9 – Spatial coverage of interseismic InSAR studies in Tibet (modified from Li (2020)). Yellow polygons represent ERS studies, blue polygons indicate ENVISAT studies, green polygons corresponds to ERS+ENVISAT studies, purple polygons designed Sentinel-1 studies and light blue polygons represent Sentinel-1 SAR data processed in this study (see table A2 for citation to each numbered polygon).



TABLE A2 – Previous InSAR studies on the Tibetan plateau (modified from LI (2020)).

Number	Autor	Number	Author
1	Wright et al., 2004	14	Zhu et al., 2016
2	Taylor and Peltzer, 2006	15	Qiao et al., 2017
3	Jolivet et al., 2008	16	Daout et al., 2018
4	Elliott et al., 2008	17	Liu et al., 2018
5	Cavalié et al., 2008	18	Zhang et al., 2018
6	Wang et al., 2009	19	Daout et al., 2019
7	Bell et al., 2011	20	Song et al., 2019
8	Liu et al., 2011	21	Wang et al., 2019
9	Grandin et al., 2012	22	Ji et al., 2020
10	Jolivet et al., 2012	23	Yongshen et al., 2020
11	Wang and Wright, 2012	24	Zhu et al., 2021
12	Garthwaite et al., 2013	25	Li et al., 2021
13	Daout et al., 2016		

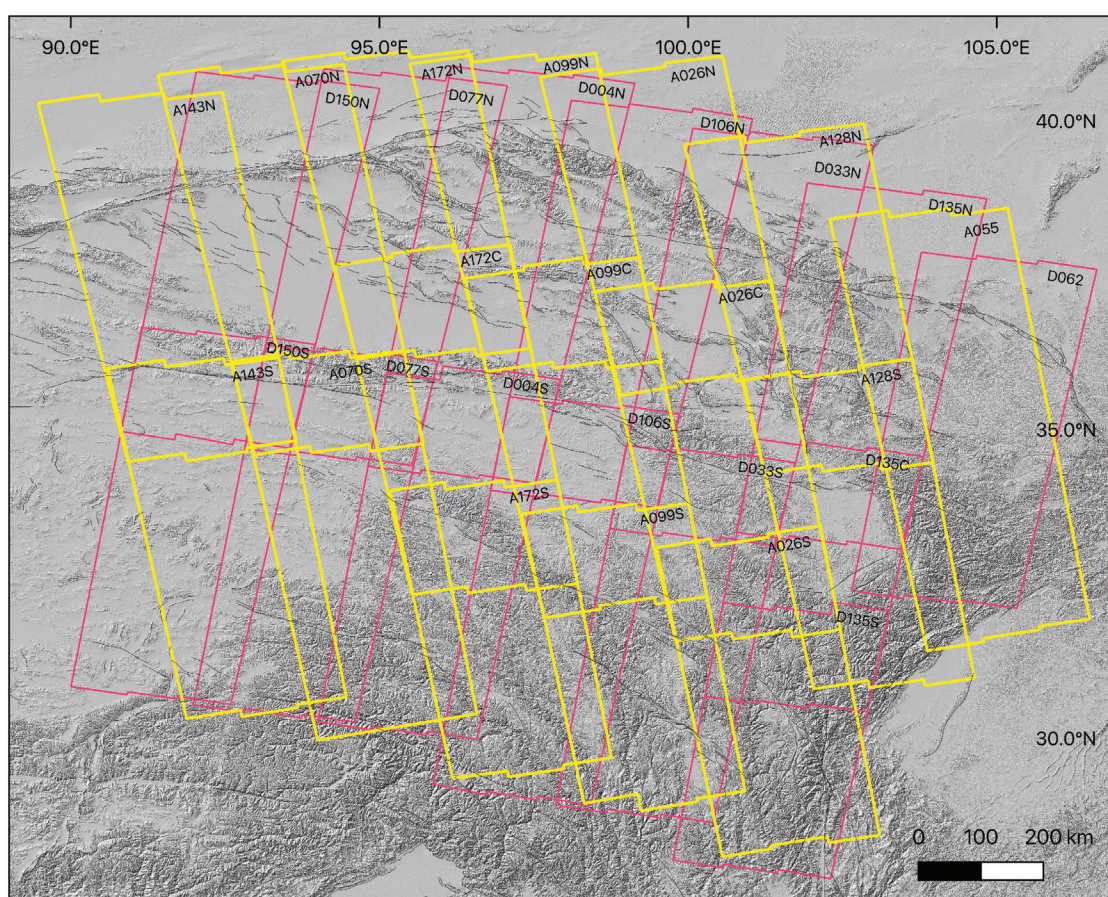


FIGURE A10 – Footprint of the Sentinel-1 tracks processed by the FLATSIM service for this study. Yellow and pink polygons represent ascending and descending tracks, respectively.



TABLE A3 – Sentinel-1 dataset characteristics.

Relative orbit number	Time Interval	Radar images number	Master image	Interferograms number
A026N	2014/10/19 - 2020/10/11	129	2018/04/25	614
A026C	2014/10/19 - 2020/10/11	128	2018/04/25	608
A026S	2014/10/19 - 2020/10/11	137	2018/06/12	665
A055	2014/10/21 - 2020/10/13	132	2018/04/15	621
A070N	2014/10/22 - 2020/10/02	135	2018/06/03	654
A070S	2014/10/22 - 2020/10/02	136	2018/06/03	654
A099N	2014/10/12 - 2020/10/04	136	2018/08/04	657
A099C	2014/10/12 - 2020/10/04	135	2018/08/04	652
A099S	2014/10/12 - 2020/10/04	136	2018/08/04	652
A128N	2014/10/14 - 2020/10/06	136	2018/06/19	660
A128S	2014/10/14 - 2020/10/06	138	2018/04/08	664
A143N	2014/10/15 - 2020/10/07	142	2018/06/20	683
A143S	2014/10/15 - 2020/10/07	141	2018/06/20	685
A172N	2014/11/10 - 2020/10/09	129	2018/07/16	621
A172C	2014/11/10 - 2020/10/09	130	2018/07/16	620
A172S	2014/11/10 - 2020/10/09	132	2018/05/17	630
D004N	2014/10/29 - 2020/10/09	118	2018/09/02	556
D004S	2014/10/29 - 2020/10/09	109	2018/09/09	517
D033N	2014/10/31 - 2020/10/11	132	2018/09/04	636
D033S	2014/10/31 - 2020/10/11	129	2018/09/28	622
D062	2014/11/02 - 2020/10/13	134	2018/05/09	649
D077N	2014/11/03 - 2020/10/02	123	2018/08/26	593
D077S	2014/11/03 - 2020/10/02	128	2018/06/15	619
D106N	2014/12/11 - 2020/10/04	132	2018/06/29	641
D106S	2014/12/11 - 2020/10/04	132	2018/07/11	639
D135N	2014/10/26 - 2020/10/06	117	2018/05/26	553
D135C	2014/10/26 - 2020/10/06	91	2019/01/09	394
D135S	2014/10/26 - 2020/10/06	84	2019/01/09	353
D150N	2014/10/27 - 2020/10/07	130	2018/07/14	623
D150S	2014/10/27 - 2020/10/07	128	2018/08/07	605

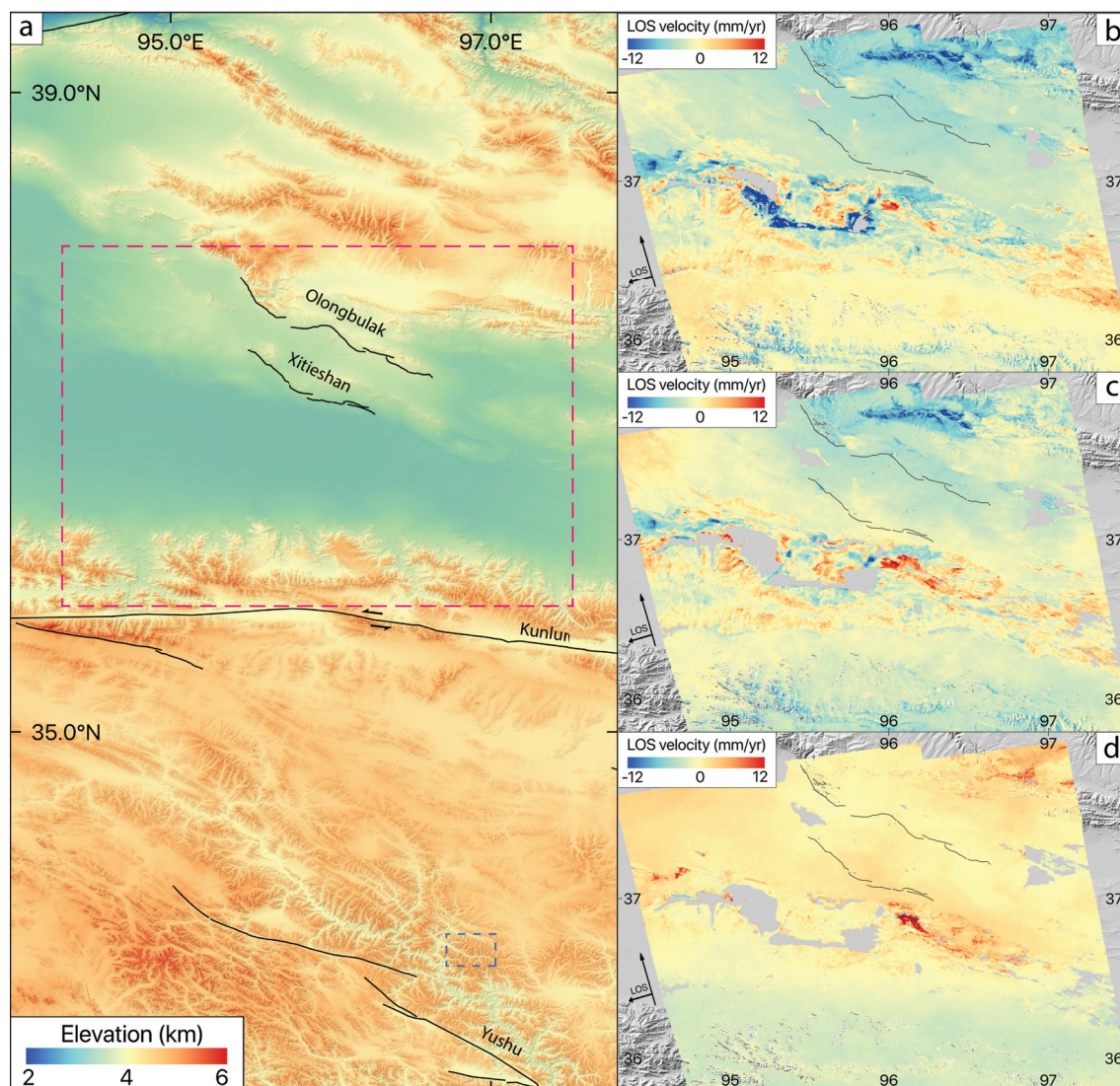


FIGURE A11 – Quantification of potential bias induced by fading signal. Panel (a) : SRTM elevation map centered on the Qaidam basin and the Qiangtang Plateau. Dashed box indicates zoom area represented in panels (b), (c), (d). Panel (b) : LOS velocity map from time series analysis on track A172C. Panel (c) : LOS velocity map computed by stacking one-year interferograms from November 2014 to October 2020. Panel (d) : Velocity difference between (b) and (c). The area is the same as that displayed in ANSARI et al. (2021).



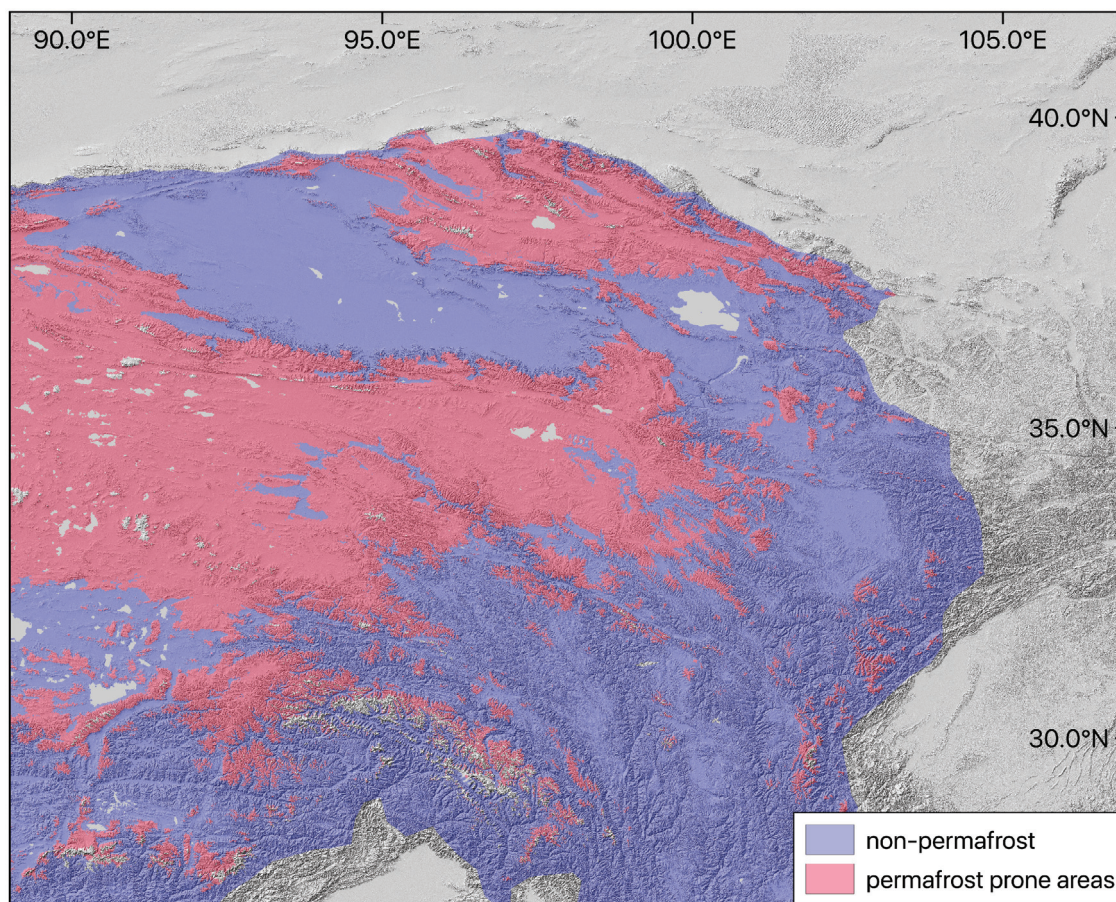


FIGURE A12 – Model of permafrost-prone areas obtained for the period 2006-2015 from T. WANG et al. (2020) superimposed on SRTM elevation. The model is based on active layer thickness borehole observations and on mean annual ground temperature observations.



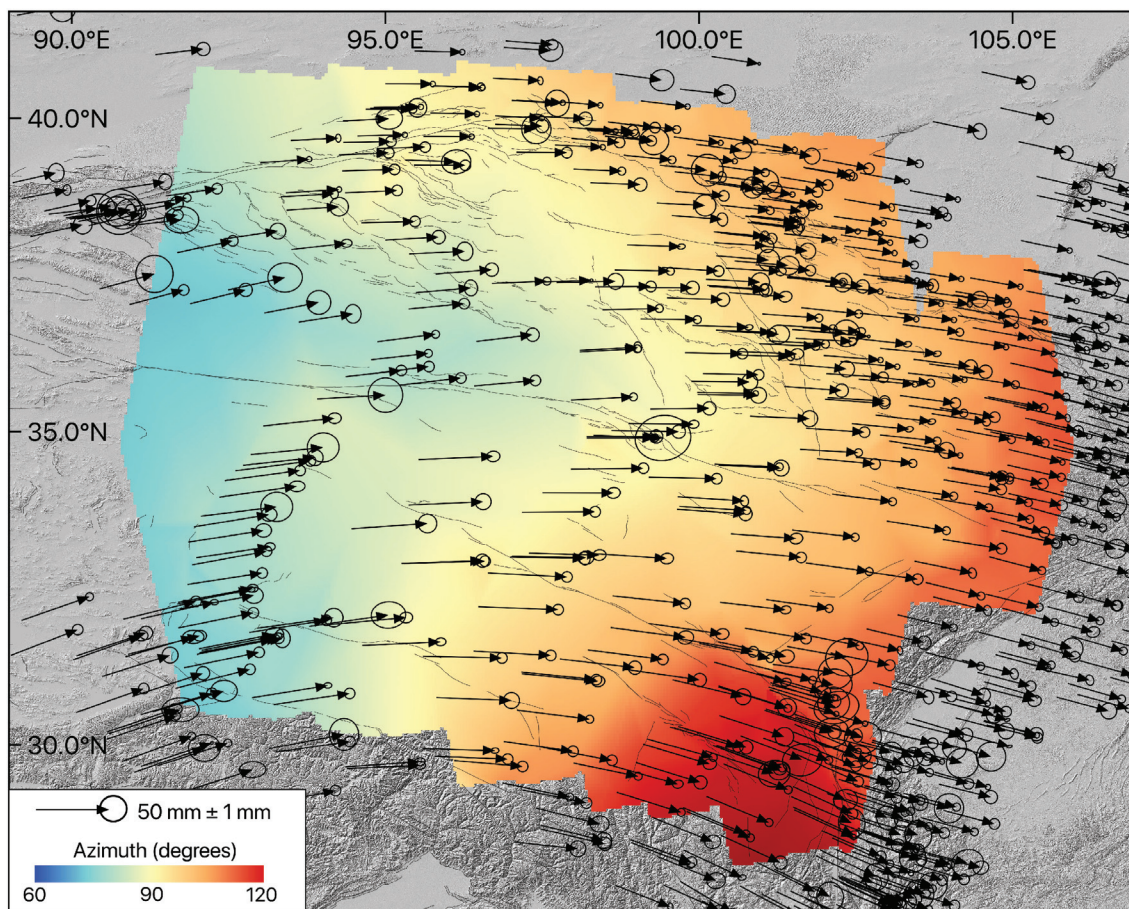


FIGURE A13 – Azimuth of the interpolated GNSS field in ITRF2008 reference frame (data from M. WANG et SHEN (2020)). The azimuth is counted clockwise from North. GNSS velocities are also shown.

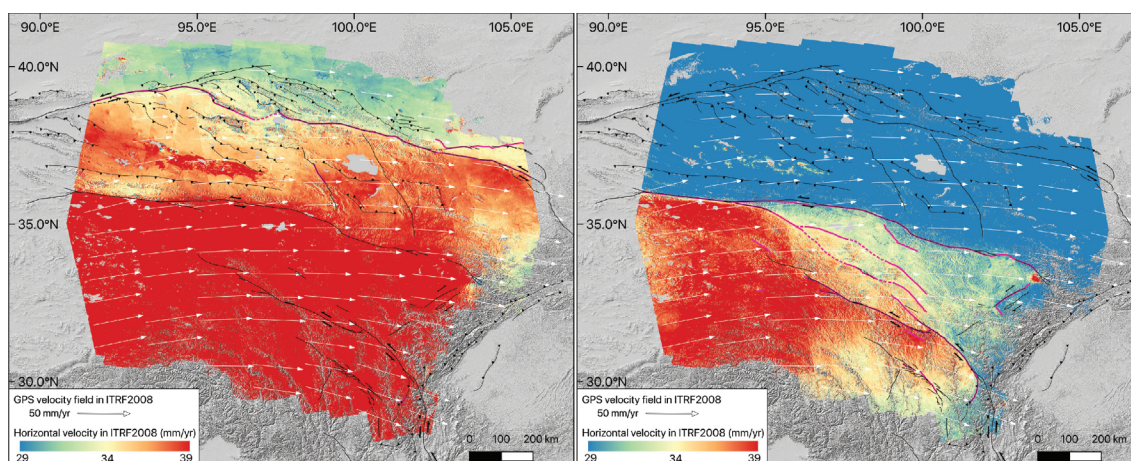


FIGURE A14 – . Amplitude of the horizontal velocity field derived from InSAR data, on top of which the interpolated GNSS field is shown. Two color scales are used to emphasize velocity gradients on the northern or southern parts of the study area.

## Cinématique actuelle de la bordure orientale du Plateau Tibétain

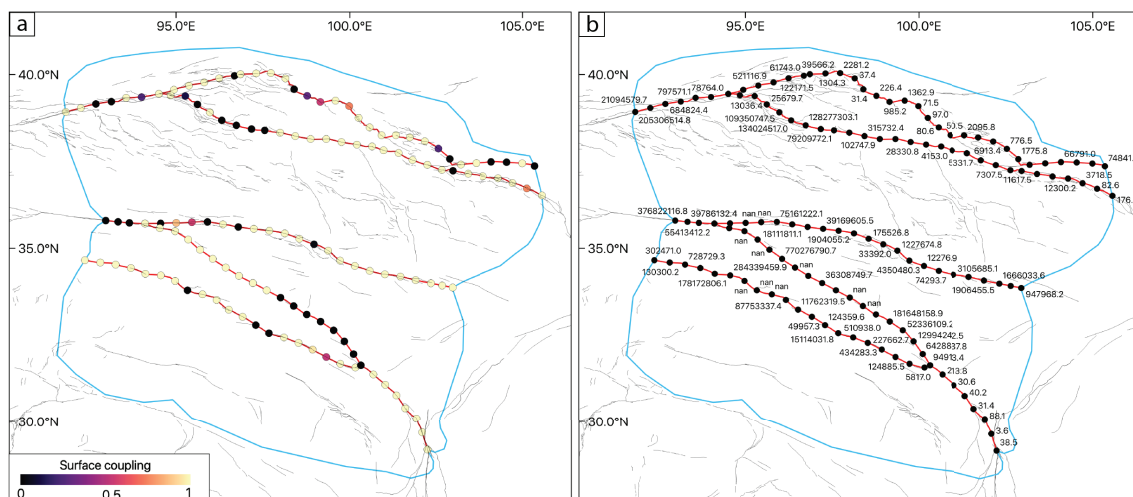


FIGURE A15 – Figure représentant le couplage estimé en surface (0 km) par inversion de données GNSS (a) et les incertitudes associées (b) pour le modèle 2.

### Fichier de contrôle du modèle 2 pour inversion 3, GNSS seulement

mo: gp1c

fl: +inv +isl -itr +iof +atr +cov +wcv +wdr

\*\*\*\*\* Input Data \*\*\*\*\*

gp: WANG "data/Wang\_ZKS\_2020\_ITRF2008.txt" 1 5 0 0 0 2014 2015 0.2 20 0 1 1  
0

pgc: WANG 0.0046 -0.2834 0.1030

\*\*\*\*\* Inversion parameters \*\*\*\*\*

pf: "gp1c/pio" 3

### Pole/fault to inverse

---

#pi: 2 3 4 5 6

fi: 1 2 3 4 5 6

in: 10 5

### Grid search controls

gs: 10 1 5 2 3

### Simulated annealing controls

sa: 0 10 20

### Green's fonction controls

gd: g01 1 1 0 1 1 1000

### Do simulated annealing

ic: 2 1 2 1

\*\*\*\*\* Blocks parameters \*\*\*\*\*

bl: refe 1 0 "blocks/02/eurasia\_frame.block"

bl: qaid 2 0 "blocks/02/qaidam\_50km.block"

bl: baya 3 0 "blocks/02/bayanhar\_50km.block"

bl: qian 4 0 "blocks/02/qiangtang\_50km.block"

bl: gobi 5 0 "blocks/02/gobi\_50km.block"

bl: qili 6 0 "blocks/02/qilian\_50km.block"

po: 1 0 0 0

po: 2 21.5353 106.4794 -0.3491









---

##### Input Data #####

gp: WANG "data/Wang\_ZKS\_2020\_ITRF2008.txt" 1 5 0 0 0 2014 2015 0.2 20 0 1 1  
0

pgc: WANG 0.0046 -0.2834 0.1030

is1: A026 "data/A026\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 1 5.00 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

is1: A055 "data/A055\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 2 1.55 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

is1: A070 "data/A070\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 3 3.79 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

is1: A099 "data/A099\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 4 5.06 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

is1: A128 "data/A128\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 5 3.31 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

is1: A143 "data/A143\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 6 1.80 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

is1: A172 "data/A172\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 7 4.74 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

is1: D004 "data/D004\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 8 3.93 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

is1: D033 "data/D033\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 9 4.89 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

is1: D062 "data/D062\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 10 1.27 2014 2015 0 38.5 3  
0 0 0 2

is1: D077 "data/D077\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 11 3.58 2014 2015 0 38.5 3  
0 0 0 2

is1: D106 "data/D106\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 12 4.27 2014 2015 0 38.5 3  
0 0 0 2

---

```
is1: D135 "data/D135_itrf_seas_up_std_10km.csv" 13 4.17 2014 2015 0 38.5 3
    0 0 0 2
```

```
is1: D150 "data/D150_itrf_seas_up_std_10km.csv" 14 2.26 2014 2015 0 38.5 3
    0 0 0 2
```

```
***** Surface grid *****
```

```
### GR: N X_start Number_of_X_steps X_step Y_start Number_of_Y_steps Y_step
```

```
#gr: 1 96 680 0.025 29 560 0.025
```

```
***** Inversion parameters *****
```

```
pf: "ig1c/pio" 3
```

```
### Pole/fault to inverse
```

```
#pi: 2 3 4 5 6
```

```
fi: 1 2 3 4 5 6
```

```
### Interpolate faults with 4km x 2km grid at end, for plotting
```

```
in: 10 5
```

```
### Grid search controls
```

```
gs: 10 1 5 2 3
```

```
### Simulated annealing controls
```

```
sa: 0 10 20
```

```
### Green's fonction controls
```

```
gd: ig1 1 1 0 1 1 1000
```

```
### Do simulated annealing
```

```
ic: 2 1 2 1
```

```
***** Blocks parameters *****
```

```
bl: refe 1 0 "blocks/02/eurasia_frame.block"
```

```
bl: qaid 2 0 "blocks/02/qaidam_50km.block"
```

```
bl: baya 3 0 "blocks/02/bayanhar_50km.block"
```

```
bl: qian 4 0 "blocks/02/qiangtang_50km.block"
```

```
bl: gobi 5 0 "blocks/02/gobi_50km.block"
```

```
bl: qili 6 0 "blocks/02/qilian_50km.block"
```

```
po: 1 0 0 0
```

```
po: 2 21.9410 106.0640 -0.3396
```

```
po: 3 21.0088 99.9171 -0.7194
```

```
po: 4 20.1801 95.3092 -0.9337
```

```
po: 5 36.1164 100.7155 -0.4166
```

```
po: 6 32.8820 104.5194 -0.4614
```

```
***** Faults parameters *****
```

```
fa: xianshuihe 1 "faults/02/xianshuihe_50km.dat"
```

```
NNg : 1 28 5
```

```
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28
```

```
29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53
```

```
54 55 56
```

```
57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81
```

```
82 83 84
```









---

### Pole/fault to inverse

#pi: 2 3 4 5 6 7

fi: 1 2 3 4 5 6 7 8 9

### Interpolate faults with 4km x 2km grid at end, for plotting

in: 10 5

### Grid search controls

gs: 10 1 5 2 3

### Simulated annealing controls

sa: 0 10 20

### Green's fonction controls

gd: g01 1 1 0 1 1 1000

### Do simulated annealing

ic: 2 1 2 1

\*\*\*\*\* Blocks parameters \*\*\*\*\*

bl: refe 1 0 "blocks/03/eurasia\_frame.block"

bl: qaid 2 0 "blocks/03/qaidam\_50km.block"

bl: baya 3 0 "blocks/03/bayanhar\_50km.block"

bl: song 4 0 "blocks/03/songpan\_50km.block"

bl: qian 5 0 "blocks/03/qiangtang\_50km.block"

bl: gobi 6 0 "blocks/03/gobi\_50km.block"











---

fl: +inv +isl -itr +iof +atr +cov +wcv +wdr

\*\*\*\*\* Input Data \*\*\*\*\*

gp: WANG "data/Wang\_ZKS\_2020\_ITRF2008.txt" 1 5 0 0 0 2014 2015 0.2 20 0 1 1  
0

pgc: WANG 0.0104 -0.3009 0.0920

isl: A026 "data/A026\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 1 5.00 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

isl: A055 "data/A055\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 2 1.55 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

isl: A070 "data/A070\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 3 3.79 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

isl: A099 "data/A099\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 4 5.06 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

isl: A128 "data/A128\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 5 3.31 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

isl: A143 "data/A143\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 6 1.80 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

isl: A172 "data/A172\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 7 4.74 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

isl: D004 "data/D004\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 8 3.93 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

isl: D033 "data/D033\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 9 4.89 2014 2015 0 38.5 3 0  
0 0 2

isl: D062 "data/D062\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 10 1.27 2014 2015 0 38.5 3  
0 0 0 2

isl: D077 "data/D077\_itrf\_seas\_up\_std\_10km.csv" 11 3.58 2014 2015 0 38.5 3  
0 0 0 2

```
is1: D106 "data/D106_itrfs_seas_up_std_10km.csv" 12 4.27 2014 2015 0 38.5 3
      0 0 0 2
```

```
is1: D135 "data/D135_itrfs_seas_up_std_10km.csv" 13 4.17 2014 2015 0 38.5 3
      0 0 0 2
```

```
is1: D150 "data/D150_itrfs_seas_up_std_10km.csv" 14 2.26 2014 2015 0 38.5 3
      0 0 0 2
```

```
***** Surface grid *****
```

```
### GR: N X_start Number_of_X_steps X_step Y_start Number_of_Y_steps Y_step
```

```
#gr: 1 96 680 0.025 29 560 0.025
```

```
***** Inversion parameters *****
```

```
pf: "ig1c/pio" 3
```

```
### Pole/fault to inverse
```

```
#pi: 2 3 4 5 6 7
```

```
fi: 1 2 3 4 5 6 7 8 9
```

```
### Interpolate faults with 4km x 2km grid at end, for plotting
```

```
in: 10 5
```

```
### Grid search controls
```

```
gs: 10 1 5 2 3
```

```
### Simulated annealing controls
```

---

sa: 0 10 20

### Green's fonction controls

gd: ig1 1 1 0 1 1 1000

### Do simulated annealing

ic: 2 1 2 1

\*\*\*\*\* Blocks parameters \*\*\*\*\*

bl: refe 1 0 "blocks/03/eurasia\_frame.block"

bl: qaid 2 0 "blocks/03/qaidam\_50km.block"

bl: baya 3 0 "blocks/03/bayanhar\_50km.block"

bl: song 4 0 "blocks/03/songpan\_50km.block"

bl: qian 5 0 "blocks/03/qiangtang\_50km.block"

bl: gobi 6 0 "blocks/03/gobi\_50km.block"

bl: qili 7 0 "blocks/03/qilian\_50km.block"

po: 1 0 0 0

po: 2 21.7503 105.8452 -0.3292

po: 3 22.1437 100.1986 -0.7203

po: 4 20.0735 98.7553 -0.7659

po: 5 21.2278 95.3165 -1.0533

po: 6 36.2423 100.3218 -0.3903

po: 7 32.3497 104.5324 -0.4058

\*\*\*\*\* Faults parameters \*\*\*\*\*

fa: xsh\_west 1 "faults/03/xianshuihe\_west\_50km.dat"

NNg : 1 21 5





1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22  
 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44  
 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66  
 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88  
 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88

nv : 4 1  
 1  
 1

fa: altyn\_w 5 "faults/03/altyn\_tagh\_west\_50km.dat"

NNg : 5 7 5

1 2 3 4 5 6 7

8 9 10 11 12 13 14

15 16 17 18 19 20 21

22 23 24 25 26 27 28

22 23 24 25 26 27 28

nv : 5 1

fa: altyn\_e 6 "faults/03/altyn\_tagh\_east\_50km.dat"

NNg : 6 7 5

1 2 3 4 5 6 7

8 9 10 11 12 13 14

15 16 17 18 19 20 21

22 23 24 25 26 27 28

22 23 24 25 26 27 28

nv : 6 1

fa: alty\_thrst 7 "faults/03/altyn\_tagh\_thrust\_50km.dat"

NNg : 7 23 5

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23



