



HAL
open science

Étude des sources sismiques détectées par la mission InSight dans la province d'Elysium Planitia, Mars

Alice Jacob

► **To cite this version:**

Alice Jacob. Étude des sources sismiques détectées par la mission InSight dans la province d'Elysium Planitia, Mars. Autre. Université Paris Cité, 2022. Français. NNT : 2022UNIP7008 . tel-03967006

HAL Id: tel-03967006

<https://theses.hal.science/tel-03967006v1>

Submitted on 1 Feb 2023

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

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



THÈSE PRÉPARÉE À L'INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS
UNIVERSITÉ PARIS CITÉ

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT ET PHYSIQUE DE
L'UNIVERS STEP'UP 560

ÉQUIPE DE PLANÉTOLOGIE ET SCIENCES SPATIALES

Étude des sources sismiques détectées par la mission InSight dans la province d'Elysium Planitia, Mars

PAR
ALICE JACOB

PRÉSENTÉE ET SOUTENUE PUBLIQUEMENT LE 26 AVRIL 2022

THÈSE DE DOCTORAT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT
DIRIGÉE PAR **PHILIPPE LOGNONNÉ**, CO-ENCADRÉE PAR **ANTOINE LUCAS**
EN COLLABORATION AVEC **CLÉMENT PERRIN** ET **MATTHIEU PLASMAN**

DEVANT UN JURY COMPOSÉ DE :

SYLVAIN BOULEY PROFESSEUR, UNIVERSITÉ PARIS SACLAY	RAPPORTEUR
ANNE DESCHAMPS DIRECTRICE DE RECHERCHE ÉMÉRITE, UNIVERSITÉ CÔTE D'AZUR	RAPPORTEUSE
ÉLÉONORE STUTZMANN PHYSICIENNE, UNIVERSITÉ DE PARIS	PRÉSIDENTE
JEAN-PHILIPPE AVOUAC PROFESSOR, CALIFORNIA INSTITUTE OF TECHNOLOGY	EXAMINATEUR
CATHY QUANTIN-NATAF PROFESSEUR, UNIVERSITÉ CLAUDE BERNARD LYON 1	EXAMINATRICE
CLÉMENT PERRIN PHYSICIEN-ADJOINT, NANTES UNIVERSITÉ	MEMBRE INVITÉ
PHILIPPE LOGNONNÉ PROFESSEUR, UNIVERSITÉ PARIS CITÉ	DIRECTEUR
ANTOINE LUCAS CHARGÉ DE RECHERCHE, INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS	CO-ENCADRANT

Résumé

La mission InSight s'est posée dans la province d'Elysium Planitia sur Mars le 26 novembre 2018. Depuis février 2019, grâce au déploiement du sismomètre SEIS à la surface de la planète, plus d'un millier d'événements sismiques, les « *marsquakes* », ont été enregistrés, prouvant que Mars est active sismiquement. L'analyse de ces séismes a alors permis de sonder pour la première fois la structure interne de Mars, de la croûte au noyau.

Les marsquakes sont divisés en plusieurs catégories, dont notamment les événements basses fréquences et ceux à large bande. Ces événements ressemblent le plus aux séismes terrestres et sont qualifiés de « tectoniques », c'est-à-dire qu'ils auraient certainement été générés par des sources sismiques telles que des failles ou fractures. Une dizaine d'entre eux ont été localisés dans Elysium Planitia, et plus précisément sur le système de Cerberus Fossae. Ce dernier est une structure majeure de plus de 1200 km de long, composée de 4-5 fossés principaux, et dont l'activité est supposée très jeune (moins de 10 Ma). Sa formation est certainement liée à la propagation de réseaux de dikes volcaniques en profondeur, qui se répartissent radialement autour du volcan d'Elysium Mons. Afin de comprendre l'implication de Cerberus Fossae dans le déclenchement de ces événements, et dans le but de discuter de l'activité tectonique actuelle de la région, nous faisons une étude sismo-tectonique de Cerberus Fossae et identifions les sources sismiques potentielles.

En première partie de ce travail, une analyse fine de la morphologie du système de Cerberus Fossae est effectuée. Des images très hautes résolutions sont utilisées afin de cartographier précisément les fractures et de calculer des modèles numériques de terrain. Les mesures de largeurs et de rejets des fossés diminuent vers l'est, indiquant la direction de propagation à long terme du système de fractures, suivant celle des dikes volcaniques. La préservation exceptionnelle des fossés nous permet de détecter jusqu'à quatre échelles de segmentation, où chaque échelle de segmentation est formée par 3 à 4 segments. À partir de l'ensemble de ces observations, nous déduisons que Cerberus Fossae est un système de grabens, bordés par des failles normales, et nous suggérons que les zones entre les segments et aux extrémités est des grabens concentrent des contraintes plus élevées, potentiellement à l'origine de séismes.

En deuxième partie, nous réalisons une étude sismo-tectonique d'Elysium Planitia, en développant une méthode de calcul des tenseurs des moments sismiques pour neuf marsquakes tectoniques localisés dans la région. Dans notre approche, nous inversons les formes d'ondes de volume et les phases secondaires, entre les sismogrammes d'InSight et des sismogrammes synthétiques martiens. Aussi, pour représenter au mieux une des spécificités des données martiennes, l'absence d'ondes de surface, les solutions retenues doivent présenter des ondes de surface plus faibles que le bruit martien observé. Les tenseurs des moments sismiques obtenus montrent que tous les événements sismiques ont été déclenchés à des profondeurs de 15-36 km. Sept événements ont des géométries en accord avec celles des fossés de Cerberus, et nous en déduisons que ces marsquakes ont certainement été générés par l'activité volcano-tectonique du système, liée à la propagation des dikes sous la surface. Nos résultats pour les deux événements sismiques restants sont principalement en régime compressif, et auraient été générés par des failles inverses profondes, sans expression de surface et situées plus au sud.

Enfin, les conclusions de cette thèse couplées aux connaissances martiennes et aux résultats d'InSight, nous permettent de suggérer que l'activité volcano-tectonique est dominante dans la région d'Elysium Planitia, et Cerberus Fossae en serait la source sismique principale. Quant au reste de la planète, il y a eu très peu de détections d'événements sismiques plus lointains, et celles-ci ne sont pas encore bien contraintes. L'activité sismique globale, et son origine, ne sont pas clairement définies, mais il semblerait qu'une sismicité lointaine existe, notamment dans les régions les plus jeunes. Nous faisons alors l'hypothèse que l'activité tectonique de Mars résulterait de la contribution de la contraction planétaire et de la déformation générée par la flexure lithosphérique des grands édifices volcaniques.

Mots clés

InSight, Mars, sismo-tectonique, Elysium Planitia, Cerberus Fossae

Abstract

The InSight mission landed in the Elysium Planitia province on Mars on November 26th, 2018. Since February 2019, thanks to the deployment of the SEIS seismometer on the surface of the planet, more than a thousand seismic events, the "*marsquakes*", have been recorded, proving that Mars is seismically active. The analysis of these marsquakes allowed to probe for the first time the internal structure of Mars, from the crust to the core.

Marsquakes are divided into several categories, including in particular low-frequency and broadband events. These events are most similar to terrestrial earthquakes and are called "tectonic", meaning that they would certainly have been generated by seismic sources such as faults or fractures. A dozen of them have been located in Elysium Planitia, and more precisely on the Cerberus Fossae system. The latter is a major structure of more than 1200 km long, composed of 4-5 main trenches, and whose activity is supposed to be very young (less than 10 Ma). Its formation is certainly linked to the propagation of networks of volcanic dikes at depth, which are radially distributed around the Elysium Mons volcano. In order to understand the involvement of Cerberus Fossae in the initiation of these events, and to discuss the current tectonic activity of the region, we make a seismo-tectonic study of Cerberus Fossae and identify potential seismic sources.

In the first part of this work, a fine analysis of the morphology of the Cerberus Fossae system is performed. Very high-resolution images are used to map precisely the fractures and to calculate digital elevation models. Measurements of fossae widths and throw decrease towards the east, indicating the long-term propagation direction of the fracture system, following that of the volcanic dikes. The exceptional preservation of the fossae allows us to detect up to four segmentation scales, where each segmentation scale is formed by 3 to 4 segments. From all these observations, we infer that Cerberus Fossae is a graben system, bounded by normal faults, and suggest that the areas between the segments and at the eastern tips of the grabens concentrate higher stresses, potentially triggering marsquakes.

In the second part, we perform a seismo-tectonic study of Elysium Planitia, by developing a method of seismic moment tensors computation for nine localized tectonic marsquakes in the region. In our approach, we invert body waveforms and secondary phases between InSight seismograms and synthetic Martian seismograms. Also, in order to best represent one of the specificities of the Martian data, the absence of surface waves, the selected solutions must present surface waves weaker than the observed Martian noise. The seismic moment tensors obtained show that all seismic events were triggered at depths of 15-36 km. Seven events have geometries in agreement with those of the Cerberus Fossae grabens, and we infer that these marsquakes were certainly generated by the volcano-tectonic activity of the system, related to the propagation of dikes below the surface. Our results for the two remaining seismic events are mainly compressive, and would have been generated by deep reverse faults, without surface expression and located further south.

Finally, the conclusions of this work, jointly with Martian knowledge and InSight results, allow us to suggest that volcano-tectonic activity is dominant in the Elysium Planitia region, and Cerberus Fossae would be the main seismic source. As for the rest of the planet, there have been very few detections of seismic events further out, and these are not yet well constrained. The global seismic activity, and its origin, are not clearly defined, but it is likely that distant seismicity exists, especially in the youngest regions. We then hypothesize that the tectonic activity of Mars would result from the contribution of both planetary contraction and deformation generated by the lithospheric flexure of large volcanic edifices.

Keywords

InSight, Mars, seismo-tectonics, Elysium Planitia, Cerberus Fossae

Remerciements

Et voilà... c'est après ~~3 ans~~ 4 ans et demi dans le labo, deux Master 2, deux stages, deux auditions de thèse, un lancement de mission spatiale, un atterrissage de mission spatiale, 150 heures de monitorat, deux ans de pandémie, trois permis de conduire, une élection présidentielle et 10 tiramisus manqués plus tard, que se clôt cette thèse incroyable! Elle n'a bien sûr pas été de tout repos, et notamment dans ce contexte de pandémie qui a fatigué le monde entier. Mais j'en tire beaucoup de positif.

J'attendais avec impatience la rédaction des remerciements, car j'ai été énormément soutenue et j'ai passé des très bons moments avec beaucoup de gens qui m'ont accompagnée, de près ou de loin au cours de cette aventure.

Enfin, bref, je commence.

Mes remerciements vont tout d'abord à mes encadrants, qui ont été très nombreux de manière officielle ou officieuse, un encadrement collégial comme aime à le dire Philippe. J'espère qu'ils savent à quel point ils ont été essentiels pour que je termine ce travail de longue haleine.

Ainsi, je remercie tout d'abord Philippe, qui m'a donné l'opportunité de travailler sur InSight depuis 2017, que je colle depuis mon premier M2 alors que je ne comprenais, je l'avoue, pas grand-chose à la sismologie. Tu m'as donnée un sujet sur mesure, sur une mission en cours, sur Mars, et tu m'as poussée à me former sur la sismologie et l'informatique, mes deux amours. Bon, j'ai encore beaucoup à apprendre. Merci par ailleurs pour toutes les opportunités que tu m'as proposées, et notamment les nombreuses conférences que j'ai pu faire.

Merci à Antoine de m'avoir encadrée sur tous les aspects d'imagerie et de tecto. D'avoir pris des journées entières à m'expliquer comment utiliser SOCET, ce logiciel si intuitif, avec des noms de routines... particuliers, comme MST. Mais surtout merci d'avoir été toujours encourageant. Tu as été le premier à m'avoir soutenue après mon échec de première audition de thèse. Merci de m'avoir conseillée, relue jusqu'à la fin de la rédaction de ma thèse et fait répéter l'oral de soutenance.

Je remercie ensuite Nobu, qui m'a encadrée lors de mon premier stage, qui m'a appris à utiliser pour la première fois les lignes de commandes, SAC et DSM. Surtout, tu as toujours été là pour me coder les parties théoriques et pour essayer de me faire appréhender le formalisme mathématique... j'avoue n'avoir pas tout compris, mais l'essentiel y est!! Merci pour les soirées et les mini concerts que tu organises et ta bonne humeur à toute épreuve.

Ensuite je remercie Clément, qui m'a acceptée comme première étudiante de stage lors de mon second stage de M2, et ensuite en thèse et qui m'a vraiment portée sur un sujet de tecto que j'ai énormément apprécié (Cerberus par ci, Cerberus par là). Merci d'avoir été encore là pour boucler ma rédaction jusqu'à la fin, même après t'être enfui doucement mais sûrement à Nantes vers de (plus beaux?) horizons. Merci de m'avoir formée sur la géol et la tecto. Mais merci surtout de nous avoir fait la lecture des blagues du calendrier de Lucile tous les midis.

Merci à Mélanie, qui était toujours là dans mon encadrement, de près, de loin, et qui m'a rassurée à chaque étape. Au-delà de l'encadrement, merci d'avoir été (enfin, d'être!) une amie et qu'on ait pu se retrouver en dehors du travail, à la (pole) danse, à la Rochelle et à Toulouse. Je suis très heureuse qu'on se soit rencontrées et je suis trop triste que tu sois partie si loin.

Et *last but not least*, merci à Mahieu, Mathieu, Matthieu je ne sais plus, qui s'est retrouvé à faire ma thèse à ma place à passer 50% de son temps pour m'aider à m'en sortir sur le code d'inversion, sur la rédaction, sur l'article, sur les deadlines, et j'en passe. Tu savais le jour où tu m'as vue m'effondrer deux fois en 20 minutes que tu ne pourrais pas t'en tirer si facilement. Merci d'être un soutien sans faille à l'épreuve de mes états d'âme permanents. Merci d'être toujours disponible et de tout arranger, même dans les dernières minutes avant le rendu final. Et de rien pour le tiramisu invisible.

Je remercie ensuite tous les membres du jury qui ont bien voulu relire, rapporter et corriger ma thèse. Je remercie Éléonore qui m'a aidée à plusieurs reprises au début d'InSight, à Pasadena ou Paris. Merci d'avoir accepté de présider ma soutenance. Merci à Sylvain, qui a toujours été de bons conseils pendant mon comité, et à Anne, d'avoir accepté tous les deux de rapporter ma thèse. Merci à Jean-Philippe et à Cathy d'examiner ce travail. Je remercie également Clément Narteau et Robin Chevalier pour leur réactivité et pour nous aider dans toutes nos démarches doctorales.

Enfin, cette thèse n'aurait pas pu se terminer sans les conditions géniales au labo. C'est une rumeur qui court, que l'équipe de planéto de l'IPGP a une super ambiance. Et bien c'est vrai.

Alors tout d'abord, je remercie Chloé, qui nous a quittés pour Caltech, quelle idée, et avec qui j'ai partagé le meilleur bureau de Lamarck pendant 3 ans (ça l'est toujours, bien évidemment). Merci d'avoir toujours été si drôle, si gentille et d'avoir mis une super ambiance au labo, d'avoir organisé plein d'événements, escape games, resto, bars, et ateliers plantes. Merci d'avoir visité Houston avec moi, et de m'avoir laissée conduire sur la 16 voies, oui, ça m'a marquée. Merci pour tout !

Merci à Lucile qui est également partie du meilleur bureau de la Terre (de Mars ou de Jupiter! Non, pas Titan), pour le froid de la Suisse cette fois-ci, et avec qui j'ai passé mes premières années de stage et un bout de ma première année de thèse. Merci d'avoir partagé tes moments de doute, de stress, de rigolade, et je garde des super souvenirs de Pasadena.

Merci à Alice, qui, même si elle a usurpé mon prénom, est une super co-bureau, encore plus drôle que moi. Merci de partager tes galères et tes moments de perte neuronale, et merci de rendre le bureau et le labo si joyeux. J'espère que tu auras trouvé ta radio à piles.

Merci à Maël, même si il ne respecte pas trop les critères de bureau 100% féminin, d'avoir su mettre une bonne ambiance. Merci d'avoir instauré le "on ne rentre pas sans frapper à la porte" qui a fonctionné à peu près deux heures, et de pousser régulièrement la chansonnette avec des grands tubes, de Claude François ou autres.

Merci à Grégoire, Pug', qui a corrigé les virgules dans mon manuscrit. Merci également de nous avoir tenus au courant régulièrement des coupes budgétaires qui imposaient une réévaluation de nos salaires doctoraux. Blague à part, merci beaucoup pour les très nombreux moments de rire qu'on a passés, pour les discussions à rallonge sur tout et sur rien, depuis 4 ans (depuis le lancement d'InSight au CNES!). Et aussi, merci pour ton aide sur Aspic, Python et carri/caillou/igs/?. Merci de m'avoir forcée à installer Signal, tu m'en veux ?

Je remercie mon amie Maria, qui, elle aussi, est partie pour de nouvelles aventures, un peu plus proches cette fois-ci, à Nanterre. Merci beaucoup de nous avoir amenées à la danse les premières fois. Merci surtout, merci d'être mon soutien et ma confidente, et d'avoir traversé les confinements avec moi !

Merci à Sabrina, qui est dans le même bateau depuis le début et qui est aussi partie pour d'autres horizons, à Toulouse. Merci d'avoir toujours été là pour me soutenir et me demander des nouvelles. Merci pour ta spontanéité, tes blagues, ton stress, ta sensibilité, et pour les moments passés en conférences ou en dehors de Lamarck.

Merci à Ana, qui est dans la même configuration que moi avec quelques mois de retard, dans ce contexte si particulier, d'être si drôle et si gentille. Merci pour tes gâteaux et ton soutien !

Merci à Marouchka, pour tes discussions sur le saucisson et le végétarisme. Merci beaucoup de m'avoir partagé du temps de calcul sur Caillou aux moments les plus catastrophiques.

Merci à Cécile de gérer ce labo, malgré la pandémie. Merci à Taoufik pour sa sérénité, sa sagesse et son aide informatique à toute épreuve. Merci à Tanguy, Olivier, Sylvain, Michel, Seb de Raucourt, Glenn, pour votre bonne humeur et d'avoir permis de mettre InSight sur pied, tout simplement. Merci à Claudine d'avoir été une gestionnaire exceptionnelle, et d'avoir toujours le mot qu'il faut. Au plaisir de te recroiser pour un déjeuner. Merci à Christiane d'avoir été là pour nous aider dans nos démarches. Merci à Anne et Nora d'avoir pris le relai.

Merci à Taichi pour son intérêt et pour avoir organisé toutes ces réunions hebdomadaires InSight depuis si longtemps. Merci à Zongbo pour son aide directe sur mon travail, d'avoir relu mon article et d'être toujours de bons conseils. Merci à Sébastien (Rodriguez!) d'avoir eu autant d'intérêt pour mon sujet de stage, et pour ta bonne humeur et tes idées. Merci à Henri (ou Samuel?) d'avoir toujours le mot juste et d'être un pince-sans-rire. Merci à Gabrielle, Thelma, Seb Faes, Francis, Marie, Maylis, Christos, Salma, Boris, Amande, Keisuke, pour les repas et bars que nous avons pu partager et de mettre une bonne ambiance « de djeuns » au labo. Merci aux anciens thésards, Balto et Foivos, que j'ai pu recroiser quelques fois, et qui m'ont aidée pendant mes stages ou pour partager un verre en conférences.

En dehors de Lamarck, je tiens à remercier Luc, Guillaume et Manon, qui étaient dans ma promo de M2, que j'ai pu voir à l'AGU et qui se sont embarqués dans des thèses à Paris ou ailleurs. Merci Luc pour tes sons, clips et déviations artistiques. Merci Manon pour ta joie de vivre. Merci Guillaume, pour les débats politiques. Non je rigole. Mais merci beaucoup de m'avoir encouragée, particulièrement dans les dernières semaines, de m'avoir aidée pour l'administration de dernière minute, mais surtout d'être si drôle, et bien sûr, merci de m'avoir rédigé mes chapitres 3, 4 et 5.

De mes anciennes promos, je remercie Marie, qui est partie faire du golf avec les caribous à Montréal. Quand est-ce que tu reviens? Merci Guillaume R., Pablo, Justine, Jérémy, Adrien, même si on se perd de vue, je n'oublie pas tous ces moments que nous avons passés ensemble en « insane Tuesdays », et j'espère vous retrouver après la thèse. Merci Olivia, Roxane, Aliénor, d'être là pour partager vos histoires de thèse/travail et de vie, autour d'un verre ou par messages.

Merci à Sindy d'être une très bonne amie qui m'a toujours encouragée et fait rire. On a passé des très bons moments en très peu de temps, sur un coup de tête, j'espère que ça se reproduira!! Merci au groupe des joyeux motards, de baie de Somme et d'ailleurs.

Je remercie mes proches, qui n'ont pas grand-chose à voir là-dedans mais qui ont été forcés malgré eux à m'écouter des heures parler de science, de mes états d'âme et de problèmes administratifs en tout genre. Merci à vous pour votre soutien et vos encouragements permanents.

Particulièrement, merci Vincent de m'avoir toujours épaulée malgré les (nombreux) moments difficiles et de fin du monde. Merci pour ton soutien infailible, pour avoir pris soin de moi, surtout les derniers mois. Merci d'avoir rendu cette dernière année et demi beaucoup plus agréable.

Merci à la famille Portas d'être aussi bienveillante avec moi.

Enfin, je remercie ma famille, qui a toujours été là pour moi, sur tous les aspects. J'ai difficilement les mots pour vous exprimer la gratitude que j'ai.

Merci à mes grands-parents, j'ai souvent une pensée pour vous quatre, dans mes moments de doutes ou de réflexion.

Merci à Sophie de partager ton expérience de thèse en sciences politiques et d'ATER à mi-temps-plein-temps. Ça n'a pas l'air d'être de la tarte! Et merci pour les verres, à Paris ou à Milly. Merci à Emma, de plus loin, de m'avoir fait découvrir New-York. J'espère que l'on pourra se voir plus facilement, un jour, peut-être, bien sûr. Merci à Marie-Pierre pour nous réunir tous les ans et être si gentille et rigolote en toutes circonstances.

Merci à Pierre et Marie-Lyne et les 4 « petits », que je ne vois pas souvent, mais qui ont toujours des petits mots pour moi, et que j'espère pouvoir croiser bientôt!

Merci à mon petit chien Lulu de m'avoir fait tant rire et d'avoir été présente à nos côtés pendant plus de 10 ans.

Enfin, merci à mes parents, vous êtes incroyables, exceptionnels, les meilleurs, merci d'avoir toujours soutenu mes choix, même les plus bêtes ou les plus compliqués. Merci de m'avoir donné l'opportunité de faire ce que je voulais, des études si longues, après tant de difficultés au lycée et pour décrocher mon bac. J'espère que ce manuscrit (que vous allez lire avec assiduité et intérêt, bien évidemment, hein?) estompera toutes vos interrogations, que mes tentatives d'explications

à rallonge n'ont peut-être pas satisfaites. Mais surtout, merci de m'avoir donné confiance en moi toutes ces années (30 ans quand même...). J'essaye tous les jours d'être à la hauteur.

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	v
Remerciements	vii
Introduction générale	1
I Sismologie planétaire	3
1 Importance de la sismologie	3
1.1 Histoire et développement	4
1.2 Activité sismique de la Terre	7
1.2.1 Types de sismicité	7
1.2.2 Loi de Gutenberg-Richter : fréquence et magnitude des séismes	8
2 Historique des missions de sismologie planétaire	9
2.1 La Lune	10
2.1.1 Missions lunaires	10
2.1.2 Résultats d’Apollo	12
2.2 Vénus	13
2.2.1 Missions Venera	13
2.2.2 Prédications de la structure de Vénus	15
2.3 Mars	16
2.3.1 Expériences et échecs du passé : missions Viking et Mars 96	16
2.3.2 Modèles martiens pré-InSight	18
2.3.3 Mission InSight	19
2.4 Autres corps du système solaire	22
3 Comparaisons de l’activité sismique d’origine tectonique de la Lune, Vénus et Mars	23
3.1 Observations de failles et calculs de sismicité	23
3.2 Perspectives martiennes	26
4 Problématique de la thèse et structure du manuscrit	27
II Contexte sismologique et géologique	29
1 Connaissances sismologiques martiennes : apports de la mission InSight	30
1.1 Description des données sismiques de SEIS	30
1.1.1 Contenu des données sans événements sismiques	30
1.1.1.1 Bruit martien	30
1.1.1.2 Turbulences atmosphériques : dust devils	32
1.1.1.3 Artéfacts instrumentaux : glitches et donks	33
1.1.2 Événements sismiques	35
1.1.2.1 Classification des marsquakes	35
1.1.2.2 Localisations des épencentres	37
1.1.2.3 Particularités des données sismiques : ondes de surface, phases de profondeur et phases secondaires	40

1.2	Activité sismique de Mars	41
1.3	L'intérieur martien	44
1.3.1	La surface et la croûte	44
1.3.1.1	Épaisseur et vitesses sismiques du régolithe	44
1.3.1.2	Structure et caractéristiques de la croûte	46
1.3.2	La lithosphère thermique	48
1.3.3	Le manteau profond et le noyau	49
2	Géologie de la province d'Elysium Planitia	51
2.1	Processus majeurs	52
2.1.1	Activité volcanique	52
2.1.2	Contraction thermique planétaire	56
2.1.3	Formation de la dichotomie et activité fluviatile	57
2.2	Structures principales	57
2.2.1	Réseaux de failles extensives	58
2.2.2	Rides de compression	59
2.2.3	Failles décrochantes	61
2.2.4	Structures de la dichotomie	61
2.3	Chronologie de l'activité d'Elysium Planitia	62
III Géométrie et segmentation du système de Cerberus Fossae		65
1	Introduction	68
2	General Context of Cerberus Fossae	69
3	Data Analysis and Results	70
3.1	Detailed Mapping of Cerberus Fossae	70
3.2	Lateral Segmentation of Cerberus Fossae	71
3.3	Lateral Morphological Variations of Cerberus Fossae	74
4	Discussions	79
4.1	Evolution and Direction of Long-Term Propagation of Cerberus Fossae	79
4.2	Generic Segmentation Along Cerberus Fossae	82
4.2.1	Comparison With Terrestrial Faults and Implications for Fault Growth	82
4.2.2	Regional and local stress concentrations : constraints on mars-quake locations recorded by the InSight mission	84
5	Conclusions	85
IV Inversion de source sismique martienne : mécanismes au foyer		87
1	Introduction	90
2	Regional context	92
3	Seismic data from SEIS/InSight	94
3.1	Data generalities : frequency content and quality	94
3.2	Seismic event locations and depths	95
4	Moment tensor inversion methodology	96
4.1	Synthetic seismograms computation	97
4.2	Time series pre-processing and inversion setup	98
4.3	Moment tensor grid search : generation of synthetics	98
4.3.1	P and S waveform fits : quality factor, seismic moment and phase shift	99
4.3.2	Secondary phase amplitudes	100
4.4	Total cost function : solution selection	101
5	Inversion results	102
5.1	Inversion parametrization	102

5.2	S0235b event results	103
5.3	Results summary	107
5.4	Best source solutions	110
6	Discussions	112
6.1	Inversion limitations	112
6.2	Seismogenic sources	113
6.3	Cerberus Fossae : a major fracture zone in Elysium Planitia	115
6.4	Analyses of other nearby seismic sources	116
6.4.1	S0235b and S0484b : Grjotá Valles and Tartarus Montes region	116
6.4.2	S0784a : Avernus Dorsa ridges	117
6.4.3	S0325a : the dichotomy region	118
7	Conclusion	119
V Discussions : Mars est-elle active tectoniquement ?		121
1	Comparaisons de l'activité sismique avec la Terre	121
1.1	Activité tectonique terrestre	121
1.2	Hypothèse de la tectonique des plaques sur Mars	122
1.3	Sismicités terrestres et martiennes	123
2	Activité tectonique martienne	124
2.1	Contraction planétaire et flexure lithosphérique	124
2.2	Activité sismique d'Elysium Planitia : Cerberus Fossae	126
2.3	Activité dans les autres régions	128
Conclusion		132
A Annexes Chapitre III		137
1	Cerberus Fossae segmentation	137
1.1	Fossa G1	137
1.2	Fossa G2	139
1.3	Fossa G3	141
1.4	Fossa G4	143
1.5	Fossa G5	144
2	Topographic profiles	145
2.1	Fossa G1	145
2.2	Fossa G2	146
2.3	Fossae G3 and G5	147
2.4	Fossa G4	148
B Annexes Chapitre IV		149
1	Additional results	149
1.1	S0173a (LF, quality A)	149
1.2	S0325a (LF, quality B)	154
1.3	S0407a (LF, quality B)	158
1.4	S0409d (LF, quality B)	162
1.5	S0484b (BB, quality B)	166
1.6	S0784a (BB, quality B)	170
1.7	S0809a (LF, quality A)	174
1.8	S0820a (LF, quality A)	178
1.9	Earthquake inversion	182
1.9.1	Earthquake description and inversion setup	182
1.9.2	Earthquake inversion results	183

2	S0235b sensivity tests	187
2.1	S0235b BAZ test	187
2.2	Velocity model	191
3	Gravimetric map	196
C Perrin et al., 2020		197
Bibliographie		209

Liste des acronymes

APSS	Auxiliary Payload Sensor Suite
BAZ	Angle back-azimuth
BB	Broadband
CMB	Core-Mantle boundary
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CTX	Context camera, mission MRO
C1	Carbonaceous Ivuna
DMQ	Deep Moonquake
DraGMet	Dragonfly Geophysics and Meteorology Package
ESA	European Space Agency
FSS	Farside Seismic Suite
GPS	Global Positioning System
HF	High-frequency
HiRISE	High Resolution Imaging Science Experiment, mission MRO
HP³	Heat Flow and Physical Properties Probe
IDA	InSight Deployment Arm
IDC	InSight Deployment Camera
IFG	InSight Fluxgate Magnetometer
InSight	Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport
IPGP	Institut de Physique du Globe de Paris
JUICE	Jupiter Icy Moons Explorer
LF	Low-frequency
LMST	Local Martian Solar time
LRO	Lunar Reconnaissance Orbiter
LVL	Levelling system
LVZ	Low velocity zone
MGS	Mars Global Surveyor
MNT	Modèle numérique de terrain
MOLA	Mars Orbiter Laser Altimeter, mission MGS
MQS	MarsQuake Service d'InSight
MRO	Mars Reconnaissance Orbiter
MSS	Mars Structure Service d'InSight
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NEIC	National Earthquake Information Center
PDF	Probability density function
PREM	Preliminary Reference Earth Model
PSD	Power spectral density
PSE	Passive Seismic Experiment
RISE	Rotation and Interior Structure Experiment
RWEB	Remote Warm Enclosure Box
SEIS	Seismic Experiment for Investigating the Subsurface
SF	Super high-frequency

SNC	Shergottites naklites chassignites
SNR	Signal-to-noise ratio
SOCET SET	Logiciel photogrammétrique d'analyse spatiale développé et publié par BAE Systems
SODERN	Société d'études et réalisations nucléaires
SP	Short Period seismometer
sps	Samples per second
THEMIS	Thermal Emission Imaging System, mission Mars Odyssey
USGS	United States Geological Survey
UTC	Universal Time Coordinated
VAMOS	Venus Airglow Measurements and Orbiter for Seismicity
VBB	Very BroadBand seismometer
VF	Very high-frequency
WTS	Wind and Thermal Shield

Introduction générale

La planète Mars, située à 220 millions de kilomètres du Soleil, est une planète tellurique qui a été formée par des processus semblables à ceux de la Terre. Elle possède une croûte, un manteau et un noyau, qui se sont séparés durant les phases précoces de différenciation. Ainsi, au début de sa vie, Mars devait être assez similaire à la Terre, avec une dynamique comparable. Pourtant, aujourd’hui, en observant simplement leurs surfaces, on se rend compte qu’elles n’ont rien en commun. Mars est une planète froide, avec une atmosphère très ténue sans nuages, sans traces de végétation ou de vie, sans eau liquide superficielle, et dont la surface est dominée par des structures géologiques gigantesques, parmi les plus grandes du système solaire. Les deux planètes auraient donc évolué en suivant des chemins bien différents, et nous n’avons que très peu d’éléments pour comprendre pourquoi.

Les premières clés pour tenter de répondre à ces questions majeures résident dans la compréhension de la dynamique interne passée et actuelle des corps planétaires, qui est intimement liée à leur structure interne. Avec ces deux contraintes nous pouvons avoir un aperçu de l’histoire et de l’évolution d’une planète, qui indirectement, nous aident à mieux comprendre notre propre Terre, son origine, son évolution, le développement et le maintien de la vie à sa surface.

Parmi les disciplines qui étudient les intérieurs planétaires, la sismologie joue un rôle primordial, car sur Terre, elle a permis d’imager de manière très fine sa structure et d’interpréter sa dynamique. L’exploration spatiale, qui s’est accélérée à partir des années 1960, s’est donc naturellement tournée vers la sismologie, et des dizaines de missions ont commencé à se doter de sismomètres et de stations géophysiques afin de sonder les intérieurs des corps extraterrestres. Néanmoins, ces missions représentent des défis technologiques et demandent des décennies de développement d’instrumentation très sensible. Par conséquent, les seules données sismiques disponibles sur des corps planétaires se limitent à la Terre, à la Lune, et depuis 2019, à Mars.

La mission InSight, héritière des missions Viking et Mars 96, a été développée dans le but d’enregistrer l’activité sismique et de sonder l’intérieur de la planète Mars. Ainsi, après plus de 30 ans de tentatives infructueuses de sismologie martienne, InSight a réussi l’exploit de déposer son sismomètre SEIS à la surface de la planète. Grâce aux trois ans de mission, des milliers d’enregistrements sismiques martiens ont été relevés pour la première fois, et bien que des incertitudes persistent, ceux-ci ont permis des découvertes primordiales en dévoilant la structure interne et l’activité de Mars.

Afin d’apporter des contraintes supplémentaires sur la nature de la sismicité enregistrée autour du site d’atterrissage d’InSight, et dans une moindre mesure, sur Mars, j’effectue des analyses tectoniques et sismo-tectoniques des sources sismiques probables de cette région. Notamment, dans cette thèse, je m’intéresse aux structures majeures proches du site d’atterrissage, telles que les systèmes de failles et/ou de fractures (ou fossae), sur lesquelles des séismes ont ensuite été localisés. Pour faire ces analyses, je m’appuie sur des observations à la fois morphologiques, via des images satellitaires haute résolution centrées sur ces objets d’intérêt, et sismologiques, à partir des signaux sismiques de haute qualité des grands séismes d’InSight. Les résultats qui en découlent apportent des précisions par exemple, sur la nature de l’activité sismique, à partir du type de structure qui les a générés, et aident à affiner la localisation et la profondeur de déclenchement des séismes.

Mais avant d’entrer dans le cœur de ce travail, une présentation générale de la sismologie et des raisons qui ont rendu cet outil puissant essentiel à l’exploration spatiale est indispensable

pour introduire le cadre dans lequel s'inscrit ma thèse, ainsi que les objectifs et problématiques de cette étude.

Chapitre I

Sismologie planétaire

1	Importance de la sismologie	3
1.1	Histoire et développement	4
1.2	Activité sismique de la Terre	7
1.2.1	Types de sismicité	7
1.2.2	Loi de Gutenberg-Richter : fréquence et magnitude des séismes	8
2	Historique des missions de sismologie planétaire	9
2.1	La Lune	10
2.1.1	Missions lunaires	10
2.1.2	Résultats d’Apollo	12
2.2	Vénus	13
2.2.1	Missions Venera	13
2.2.2	Prédictions de la structure de Vénus	15
2.3	Mars	16
2.3.1	Expériences et échecs du passé : missions Viking et Mars 96	16
2.3.2	Modèles martiens pré-InSight	18
2.3.3	Mission InSight	19
2.4	Autres corps du système solaire	22
3	Comparaisons de l’activité sismique d’origine tectonique de la Lune, Vénus et Mars	23
3.1	Observations de failles et calculs de sismicité	23
3.2	Perspectives martiennes	26
4	Problématique de la thèse et structure du manuscrit	27

1 Importance de la sismologie

La sismologie, l’étude des séismes et des ondes sismiques, nous a permis d’améliorer la compréhension de la dynamique terrestre et donné accès à sa structure interne. Cette science repose sur des décennies d’observations et de mise en place de la théorie, mais se base sur un principe simple. Les ondes générées par les séismes se propagent à l’intérieur de la Terre, dans toutes les directions, et enregistrent les informations des couches qu’elles traversent. La vitesse des ondes renseigne par exemple, sur la densité, la composition et certaines propriétés mécaniques et élastiques des matériaux traversés. L’analyse des ondes sismiques a ainsi mis en évidence les discontinuités principales de la Terre, la croûte, le manteau et le noyau, mais également des discontinuités plus fines. Les connaissances actuelles terrestres sont telles que nous avons une visualisation 3D complète de l’intérieur de la Terre. Mais ce niveau de détails n’a été atteint qu’assez récemment, durant le dernier siècle.

1.1 Histoire et développement

L'étude des séismes est une science dont l'existence pourrait remonter aussi loin que l'observation des tremblements de terre par les hommes. La sismologie instrumentale moderne est quant à elle bien plus récente, et est attribuée à l'ingénieur civil irlandais Robert Mallet qui va mener les premières expérimentations sismologiques et analyser les premiers sismographes à partir d'explosions contrôlées dans les années 1840-1850. Dans Mallet (1846), il définit de manière très exacte un tremblement de terre comme une compression élastique de la roche, rayonnant à partir d'un épicentre, et causée par un déplacement dans la croûte terrestre.

Il faudra ensuite attendre plusieurs décennies pour que la sismologie connaisse des évolutions drastiques. C'est en effet vers la fin du 19^e siècle, en 1889, que le premier enregistrement d'un séisme lointain a lieu à Postdam en Allemagne, lorsque von Rebeur-Paschwitz attribue de forts mouvements du sol enregistrés par son sismographe, à un séisme à Tokyo (Rebeur-Paschwitz, 1889). Il propose ainsi une première estimation de la vitesse de propagation des ondes sismiques à environ 7 km/s.

Une vingtaine d'années plus tard, grâce à la multiplication d'enregistrements sismiques et au développement de la théorie, les premières découvertes majeures des discontinuités principales de la Terre émergent (Figure I.1, où le noyau a été découvert en 1906, la croûte en 1909, et la graine en 1936, voir ci-dessous). Elles se basent principalement sur l'observation des temps d'arrivée des ondes de volume, incluant les ondes de pression "P" et les ondes de cisaillement secondaires "S", qui sont les premières ondes observées dans les sismogrammes.

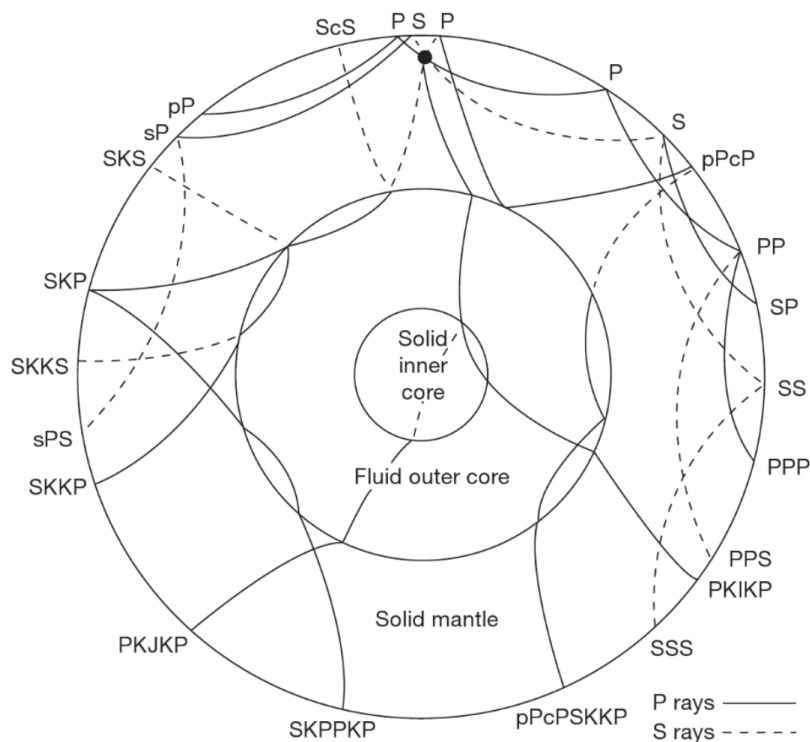


FIGURE I.1. Exemples d'ondes de volume et de leur nomenclature (Stein et Wysession, 2003). "P" et "S" désignent les trajets directs des ondes, "p" et "s" se propagent vers le haut. "SP" désigne une onde S qui traverse le manteau et qui se réfléchit en onde P. "c" correspond à une réflexion de l'onde sur la limite manteau-noyau. "PcP" indique qu'une onde P est réfléchiée au niveau du noyau, et "PcS" est une onde P réfléchiée en onde S. "K" et "I" sont utilisées pour des ondes P qui ont traversé le noyau externe et la graine, et "i" représente une réflexion sur la graine. Ainsi, "PKIKP" traverse le manteau, le noyau externe et la graine.

La description actuelle que nous avons de l'intérieur de la Terre a été établie grâce à différentes observations, par exemple, de nature minéralogique ou thermique, mais la sismologie a été déterminante. C'est grâce à la détection et l'analyse d'ondes sismiques qui se propagent dans la Terre (par exemple, sur la Figure I.1, les ondes "SKS" se réfléchissent sur le noyau et les "PKIKP" traversent la planète) que les principales interfaces ont été estimées. La croûte et le manteau sont ainsi séparés par une discontinuité sismique, le Moho, nommé en l'honneur de son découvreur, Andrija Mohorovičić (Mohorovičić, 1910), et située à 7-15 km de profondeur sous les océans et à 20-90 km de profondeur sous les continents. Le noyau est composé d'une couche externe liquide (Oldham, 1906) au niveau de la discontinuité de Gutenberg (à environ 2900 km de profondeur, Gutenberg, 1926), et d'une graine solide (Lehmann, 1936) d'environ 1200 km de rayon.

Un bond dans la sismologie a ensuite eu lieu dans la deuxième partie du 20^e siècle, notamment quand les réseaux sismiques se sont développés (Oliver et Murphy, 1971) et les sismomètres sont devenus plus performants (Wielandt et Stein, 1986). Par exemple, l'observation des modes propres de la Terre, *i.e.* les oscillations libres de la planète, a été déduite grâce à l'analyse du plus gros séisme jamais enregistré, le séisme du Chili de 1960 de magnitude 9.5 (Benioff et al., 1961). Plusieurs années s'écoulent après la formulation de la théorie pour que le premier modèle à symétrie sphérique de la Terre, "Preliminary Reference Earth Model", PREM, soit établi (Figure I.2, Dziewonski et Anderson, 1981), ainsi que les premiers modèles tomographiques de la Terre, où l'intérieur est visualisé en 3D (Dziewonski et al., 1977, Woodhouse et Dziewonski, 1984 ou par exemple, plus récemment, Panning et Romanowicz, 2006).

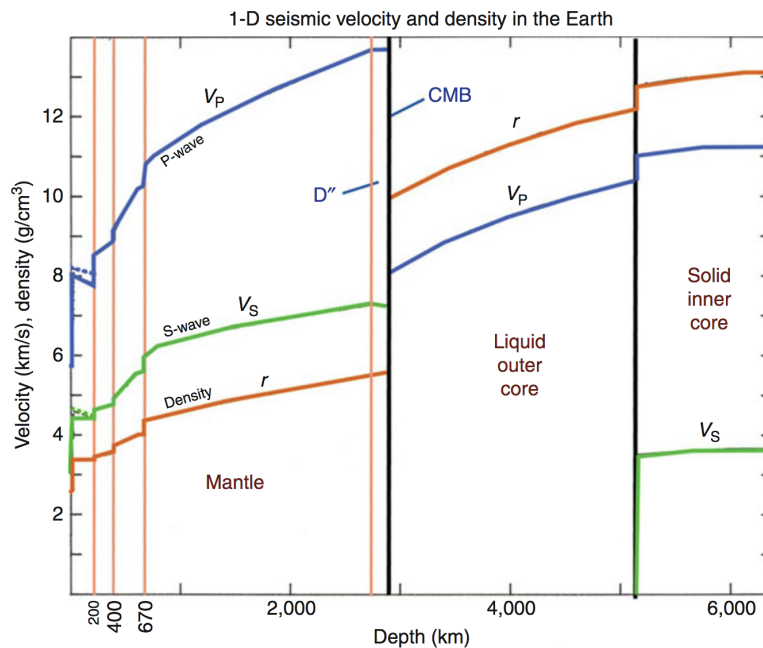


FIGURE I.2. Modèle interne de référence, PREM (Dziewonski et Anderson, 1981), adapté par Dziewonski et Romanowicz, 2015. Les courbes représentent les vitesses des ondes P (bleu), des ondes S (vert) et la densité (rouge) moyennes en fonction de la profondeur terrestre, avec les discontinuités principales. D'' correspond à la limite de Gutenberg, et "CMB" correspond à "core-mantle boundary", la limite manteau-noyau.

En parallèle, les découvertes sismologiques ne sont pas cantonnées simplement à sonder l'intérieur de la Terre, et l'étude des séismes a permis d'en apprendre plus sur la dynamique de la planète. En particulier, au début du 20^e siècle, la théorie de la tectonique des plaques, ou de l'existence de plusieurs plaques terrestres ainsi que de leurs mouvements relatifs, a commencé à se préciser. Malheureusement, elle reposait sur des observations surtout géométriques et ne

faisait pas encore l'unanimité dans la communauté scientifique à cause du peu d'arguments physiques pour l'étayer. Mais plus tard, les apports conjoints des données magnétiques et de la bathymétrie (Vine et Matthews, 1963), du flux de chaleur terrestre (Lee et Uyeda, 1965) et des déplacements de surface mesurés par les satellites et GPS (Larson et al., 1997, Segall et Davis, 1997) sont venus confirmer les observations géologiques. Une fois la théorie de la tectonique des plaques validée et généralisée, celle-ci a en outre découlé sur la formulation de la théorie de la convection mantellique (McKenzie, 1967) et la validation du modèle de Wegener sur la *dérive des continents* (Wegener, 1912).

La relation étroite entre tectonique des plaques et sismologie a alors pu être établie. En effet, les cartes de sismicité globale (par exemple, une carte récente de sismicité en Figure I.3) ont mis en évidence le fait que les séismes sont en très grande majorité localisés aux limites de plaques. Le mouvement des plaques est ainsi directement à l'origine des séismes (Isacks et al., 1968), car la déformation induite par le déplacement des plaques, jusqu'à la rupture des matériaux, est accompagnée d'une libération d'énergie sous forme d'ondes sismiques.

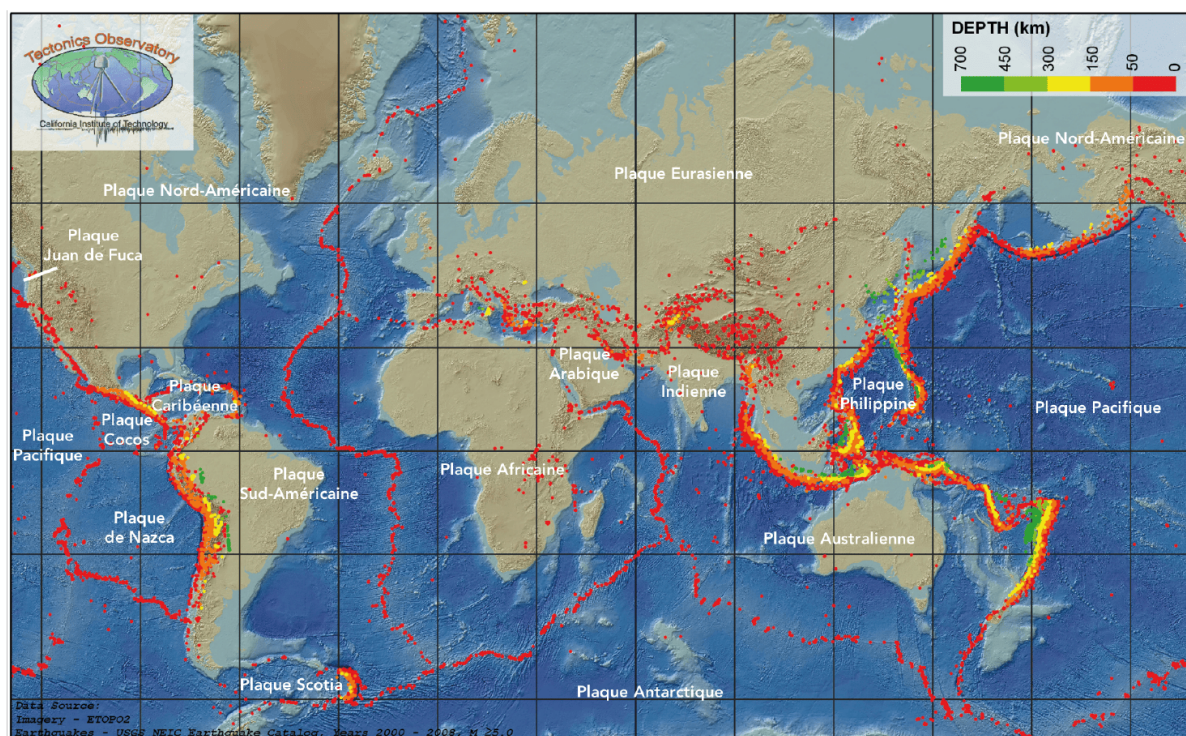


FIGURE I.3. Carte globale terrestre de l'activité sismique. Les tremblements de terre ont lieu aux limites de plaques tectoniques. Les séismes représentés ont été enregistrés entre 2000 et 2008 pour des magnitudes supérieures à 5.0. Les couleurs indiquent la profondeur des séismes, en rouge les profondeurs faibles, et en vert les profondeurs les plus élevées, de 0 à 700 km. Une majorité des événements sismiques ont lieu entre 0 et 50 km de profondeur, et les séismes de subduction sont bien plus profonds, entre 300 et 700 km de profondeur (crédits : Lisa Christiansen, Caltech Tectonics Observatory).

La confirmation de la théorie de la tectonique des plaques a amené à comprendre les mécanismes qui l'ont initiée et qui la maintiennent. Les scientifiques établissent alors les relations complexes qui existent entre activité de surface et dynamique interne, et le lien entre plaques tectoniques et habitabilité planétaire, c'est à dire les conditions propices à l'apparition et au maintien de formes de vie (par exemple, Lammer et al., 2009). En effet, la tectonique des plaques est à l'origine du renouvellement de la surface de la Terre selon des cycles réguliers de Wilson sur environ 500 Ma (Wilson, 1973), où notamment, la subduction des plaques en profondeur engendre le recyclage d'une partie des éléments volatils, et en particulier l'eau. L'eau va

en retour hydrater le manteau terrestre. La tectonique des plaques joue également un rôle dans la stabilisation de l'atmosphère, en favorisant le dégazage lors d'éruptions volcaniques, et garde des températures moyennes au sol et les molécules nécessaires à la respiration.

On peut alors faire le lien vers les autres planètes, car, malgré une formation commune des planètes telluriques, aucune autre planète ne présente une surface découpée en plusieurs plaques d'après les observations directes. Par ailleurs, aucune trace de vie n'a pu être identifiée autre part que sur Terre.

La sismologie apparaît donc comme l'outil indispensable pour tenter de comprendre pourquoi il existe tant de différences entre les corps telluriques. Grâce à la compréhension de la dynamique des autres planètes, nous aurions une vue d'ensemble pour mieux comprendre notre propre planète, et pour comprendre ce qui est singulier sur Terre pour que la vie puisse y résider. Enfin, en plus de sonder la structure interne des planètes, la sismologie permet de préciser l'activité géologique interne des corps planétaires que les observations à distance et de surface ne permettent pas de faire (Lognonné et Johnson, 2015).

1.2 Activité sismique de la Terre

Les évolutions drastiques en sismologie de ce dernier siècle ont été accélérées entre autres grâce à la multiplication des réseaux sismiques et l'amélioration des sismomètres. En 1931, on dénombrait environ 350 stations sismiques qui étaient réparties de manière inégale, contre plusieurs milliers aujourd'hui sur toute la Terre (International Seismological Centre).

D'après les statistiques actuelles de l'USGS (*United States Geological Survey*), plus de 20000 séismes seraient ainsi observés et/ou ressentis tous les ans, et parmi eux, une quinzaine aurait des magnitudes élevées de 7.0 à 7.9, avec un séisme majeur de magnitude supérieure à 8.

Ces décennies d'observations sismologiques, la répartition, la fréquence, l'intensité des séismes, ont permis de mieux comprendre les mécanismes principaux à l'origine de la sismicité.

1.2.1 Types de sismicité

L'activité sismique terrestre a des origines multiples. Elle n'est pas distribuée équitablement sur la surface de la Terre (voir Figure I.3), la très grande majorité des séismes ayant lieu au niveau des limites de plaques (par exemple, la subduction entre les plaques Nazca et Sud-Américaine le long de la cordillère des Andes). La majorité des tremblements de terre sont associés à des systèmes de failles en profondeur ou en surface, *i.e.* sur des zones à plus faible résistance mécanique.

Dans les zones de subduction, les séismes se déclenchent en très grande partie le long du plan de la plaque plongeante, *i.e.* le plan de Wadati-Benioff (Wadati, 1935; Benioff, 1949), à l'interface entre la plaque plongeante et la plaque supérieure, "fixe". Par ailleurs, les séismes les plus profonds de subduction, très rares, peuvent être déclenchés jusqu'à 700 km de profondeur dans le manteau inférieur. Par exemple, le séisme d'Izu-Bonin de 2015 de magnitude 7.9 a été déclenché à 680 km de profondeur, et résulte de l'interaction complexe entre la plaque plongeante du Pacifique et la déformation des matériaux, liée à la transition minéralogique de l'olivine qui est le minéral principal du manteau (Zhao et al., 2017). Au niveau des dorsales, la sismicité est due à l'extension du plancher océanique et aux nombreuses failles transformantes (par exemple, Brune, 1968).

Une plus petite fraction de la sismicité terrestre est située en intraplaque sur des terrains plus anciens, sur les continents et sur la lithosphère océanique (par exemple, les quelques événements localisés au Royaume-Uni, en France ou en Allemagne sur la Figure I.3). La profondeur des séismes intraplaques est dépendante de l'âge (et de la température) de la lithosphère (*e.g.* Chen et Molnar, 1983; Wiens et Stein, 1983). Ainsi, sur les continents, les séismes sont plus superficiels

et déclenchés le plus souvent dans la partie supérieure de la croûte (de quelques kilomètres à une trentaine de kilomètres de profondeur pour des âges lithosphériques supérieurs à 250 Ma, Chen et Molnar, 1983). Dans la croûte océanique, la profondeur des séismes augmente avec l'âge de la lithosphère, en s'éloignant des dorsales océaniques. La sismicité intraplaque est due à une accumulation de contraintes qui se répercute sur les failles et zones de faiblesses pré-existantes (par exemple, des changements de lithologies, des fractures anciennes héritées de dislocations continentales passées, des chambres magmatiques, etc, Sykes, 1978).

Enfin, la Terre n'est jamais complètement inactive entre deux événements sismiques. Elle possède un bruit sismique ambiant défini par un ensemble de vibrations permanentes propres. Ces vibrations sont dues à l'excitation générée par la houle océanique principalement (*e.g.* Schimmel et al., 2011), mais aussi par la turbulence atmosphérique (*e.g.* Tanimoto et Li, 2020). La houle océanique constitue un moteur assez important et régulier générant des fluctuations de pression à la base des océans et donc des ondes sismiques. Ces dernières ont un impact fort en particulier sur la bande de fréquences entre 0.1 et 0.3 Hz (visibles avec les courbes grises sur la Figure I.4). Une autre part moins importante du bruit sismique est due aux perturbations atmosphériques (à basses fréquences), et aux activités humaines (machinerie, routes, transports, à plus de 1 Hz).

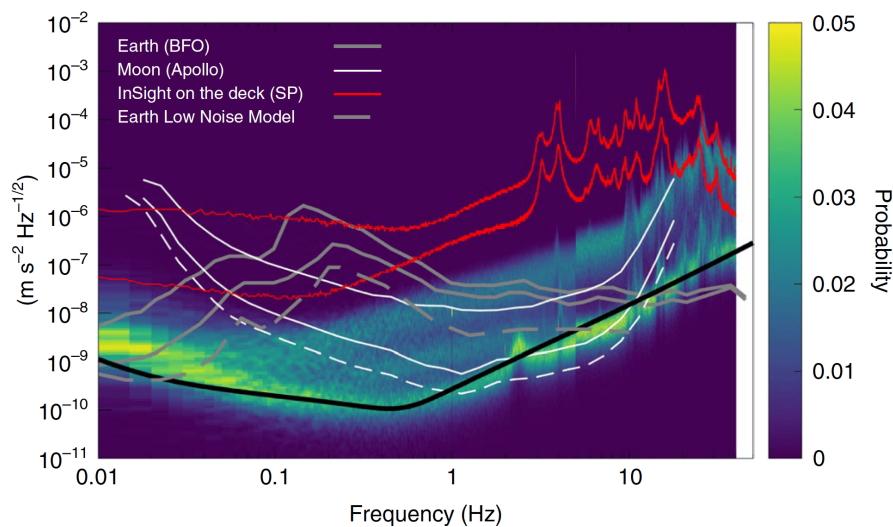


FIGURE I.4. Représentation des bruits sismiques enregistrés pour la Terre, la Lune et Mars (Lognonné et al., 2020). Les couleurs du fond représentent la densité de probabilité du bruit martien mesuré par les sismomètres d'InSight (VBB et SP, voir Section 2.3.3). Les lignes rouges représentent le bruit mesuré sur l'atterrisseur par les SP, avant le déploiement au sol du sismomètre (donc principalement le bruit atmosphérique et instrumental). Les lignes grises montrent un exemple du bruit terrestre enregistré à Black Forest Observatory (BFO) en Allemagne. Les lignes grises pointillées correspondent au bruit minimal terrestre. Les lignes blanches représentent un exemple du bruit sismique mesuré pendant les missions Apollo sur la Lune. Enfin, la ligne noire est la courbe théorique du bruit instrumental du VBB.

1.2.2 Loi de Gutenberg-Richter : fréquence et magnitude des séismes

Les observations de séismes terrestres ont permis de produire des catalogues des événements sismiques sur toute la planète. Ces catalogues ne sont pas établis à des fins uniquement scientifiques mais servent aussi dans la prévention du risque sismique. Pour minimiser les impacts sismiques sur les populations, il est indispensable d'évaluer la sismicité d'une région. Elle est définie par la fréquence des séismes en fonction de leur intensité dans une région, et est complétée par des calculs probabilistes afin d'estimer l'aléa sismique.

Sur Terre, les premières lois fréquence-intensité sont formulées au milieu du 20^e siècle pour les séismes californiens (Gutenberg et Richter, 1944 ; Gutenberg, 1956). La relation de Gutenberg-Richter est exprimée avec deux valeurs empiriques ; a (ou " a -value") qui est une constante de proportionnalité dépendant du taux de séismes dans la zone, et b (ou " b -value") qui dépend de la taille des événements sismiques et a une valeur proche de 1. Cette relation s'est généralisée aux séismes de toute la Terre et de multiples travaux ont précisé les valeurs de a et b en fonction de la zone étudiée (par exemple, Smith, 1981 ; Shi et Bolt, 1982 ; Kagan, 2003 ; Scholz, 2015). Par conséquent, l'évaluation de ces deux paramètres permet d'interpréter le contexte géologique et les vitesses de déformation qui sont à l'origine des séismes dans une région donnée (voir Chapitre II). La Figure I.5 représente une loi de Gutenberg-Richter récente, pour des séismes de profondeurs variables observés entre 1977 et 2000. L'essentiel de la sismicité a lieu pour des séismes de magnitudes plus faibles, et à des profondeurs superficielles (à noter que les courbes "*intermediate*" et "*deep*" ont été multipliées respectivement par 0.1 et 0.01).

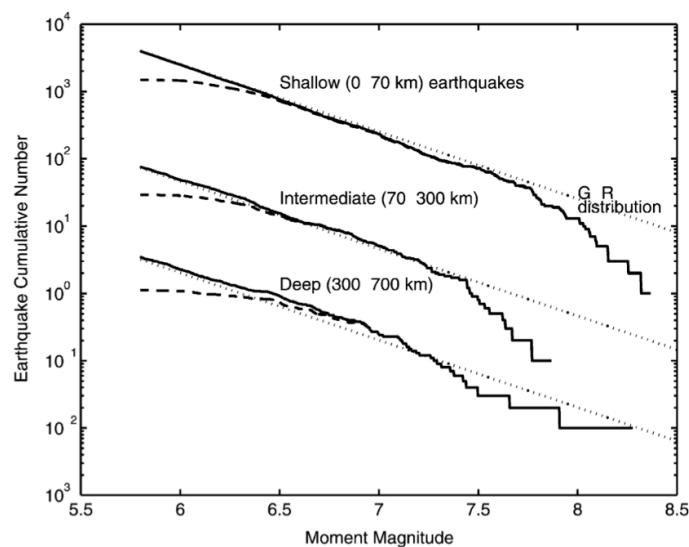


FIGURE I.5. Relations magnitude-fréquence du catalogue sismique de Harvard pour des séismes à plusieurs profondeurs, et enregistrés de 1977 à 2000 (Kagan, 2003). Les lignes pleines correspondent aux observations des ondes de volume. Les lignes tiretées sont calculées à partir des ondes longue période du manteau. Les relations de Gutenberg-Richter sont représentées en lignes pointillées grises. Pour éviter une superposition des courbes, la courbe "*intermediate*" a été multipliée par 0.1 et la courbe "*deep*" par 0.01.

La loi de Gutenberg-Richter est devenue un classique de la sismologie, et elle peut être appliquée à d'autres corps planétaires à partir du moment où des séismes sont enregistrés et qu'il est possible d'évaluer la date de leur déclenchement, leur intensité, leur localisation, leur moment sismique (ou magnitude) et à partir de modèles de structure interne. Outre son intérêt dans la prévention du risque sismique, son évaluation est très utile pour comprendre la nature de l'activité sismique. En fin de Chapitre, Section 3.1, nous faisons ainsi un bilan comparatif de la sismicité de la Lune, Mars et Vénus, et nous discuterons plus en avant la loi martienne remise à jour avec les données sismiques d'InSight.

2 Historique des missions de sismologie planétaire

La sismologie possède ainsi des intérêts multiples et s'est révélée très utile pour tenter de comprendre l'évolution et la dynamique interne de la Terre. Il est ainsi logique que plusieurs missions spatiales depuis la course à l'exploration spatiale dans les années 1960 aient été équipées par des instruments géophysiques et notamment des sismomètres. Cependant, une des

problématiques principales de l'exploration sismologique repose sur l'incertitude de l'existence de sources sismiques et de séismes. Si aujourd'hui nous avons des images assez haute résolution pour observer la plupart des corps planétaires de manière précise, nous donnant accès à des indices sur l'activité récente de surface, il n'est pas établi de manière certaine qu'un sismomètre enregistrera le moindre séisme durant sa durée nominale. Enfin, l'exploit technique de poser en douceur une instrumentation sismologique aboutie et sensible à la surface d'un autre corps planétaire a nécessité des décennies de développement, d'essais et parfois d'échecs.

2.1 La Lune

2.1.1 Missions lunaires

Les premières missions lunaires à visée sismologique ont été développées à partir des années 1960, tout d'abord avec le programme américain Ranger de la NASA (Lehner et al., 1962). Celui-ci avait pour objectif d'envoyer 9 sondes pour photographier la surface lunaire. Trois d'entre elles, Ranger 3, 4 et 5, transportaient un sismomètre. Malheureusement, ce programme fut un lourd échec, principalement à cause de dysfonctionnements instrumentaux pendant le lancement et le transit, et seules trois sondes sur les neuf envoyées ont effectivement réussi à atterrir. Et aucune de ces trois sondes n'a pu enregistrer la moindre donnée. Les sondes équipées d'un sismomètre n'ont quant à elles jamais atteint leur cible : Ranger 3 et Ranger 5 ont raté leur approche et se sont perdues dans l'espace à neuf mois d'intervalle, et Ranger 4 n'avait plus l'alimentation suffisante pour terminer son trajet et s'est écrasée sur la Lune, ainsi privée de ses aides électroniques.

Après ces échecs, une nouvelle tentative de déploiement de sismomètre a été soumise pour le programme Surveyor de la NASA dans la seconde partie des années 60. Dans ce contexte de conquête spatiale et de course internationale, le programme devait absolument réussir après la débâcle des sondes Ranger. Il avait pour objectif principal de préparer les missions habitées du programme Apollo, grâce à la mise au point d'une nouvelle méthode d'atterrissage en douceur. Durant tout son développement, le projet Surveyor a connu bon nombre de difficultés, entre impasses techniques, coûts revus à la hausse et révisions majeures du calendrier. Finalement, les sondes Surveyor qui devaient embarquer tout un arsenal d'instruments, se sont vues réduites au strict minimum et le projet du sismomètre chargé sur Surveyor 8 a été abandonné à cause des contraintes budgétaires. Finalement, cinq sondes, sur les sept envoyées, ont permis d'imager la surface à 360° autour du site d'atterrissage et ont aidé à caractériser les propriétés mécaniques du régolithe lunaire (sol d'une dizaine de mètres d'épaisseur). Malgré l'absence de sismomètre embarqué, Surveyor a joué un rôle très important dans la préparation des missions Apollo qui lui ont succédé dans la fin des années 1960. Notamment, les trains d'atterrissage d'Apollo ont été confectionnés à partir des analyses du sol établies avec Surveyor.

Les missions Apollo de la NASA ont permis aux États-Unis d'envoyer pour la première fois des hommes sur la Lune, en embarquant avec eux un ensemble d'instruments scientifiques. Ainsi, le premier sismomètre lunaire (Latham et al., 1970 ; Latham et al., 1971) est déployé à la surface de la Mer de la Tranquillité par Buzz Aldrin pendant Apollo 11 en 1969 (Figure I.6). Ce sismomètre n'a fonctionné que quelques semaines. Mais c'est grâce au réseau sismique *Passive Seismic Experiment*" (PSE, voir Section 2.1.2 et Figure I.7.b ci-dessous), déployé durant les missions Apollo 12, 14, 15 et 16, que les premières données sismologiques extraterrestres vont être enregistrées et analysées.

Dans les années à venir, dans le cadre de l'exploration Artemis, la NASA prévoit le lancement d'une mission sur la face cachée de la Lune dont l'une des suites instrumentales, la "*Farside Seismic Suite* (FSS)", sera composée de deux sismomètres ; un sismomètre "*very broadband*" et un sismomètre "*short period*" à l'instar du sismomètre d'InSight (voir Section 2.3.3). Ces futurs instruments pourront donner accès aux premières données sismiques de la face cachée de la Lune,

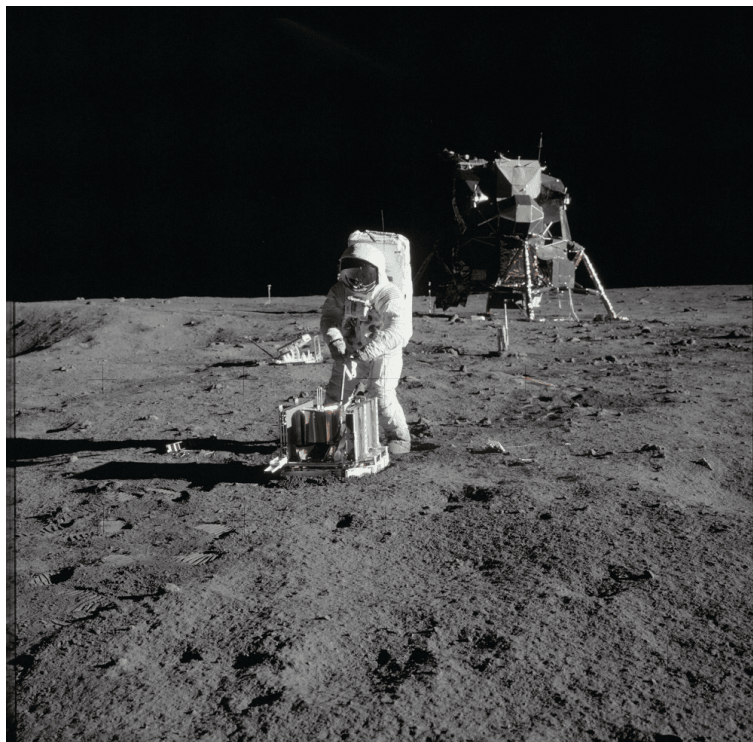


FIGURE I.6. Au premier plan, l'astronaute Buzz Aldrin déploie le sismomètre d'Apollo 11 sur la Mer de la Tranquillité. Le module d'atterrissage est visible au second plan (*crédits photo : NASA*).

dans le but de mieux caractériser la géodynamique lunaire, le taux d'impacts météoritiques sur la face cachée, et espèrent apporter de nouvelles contraintes sur la structure interne de notre satellite (Nakamura, 2005 ; Panning et al., 2020 ; Haviland et al., 2021).

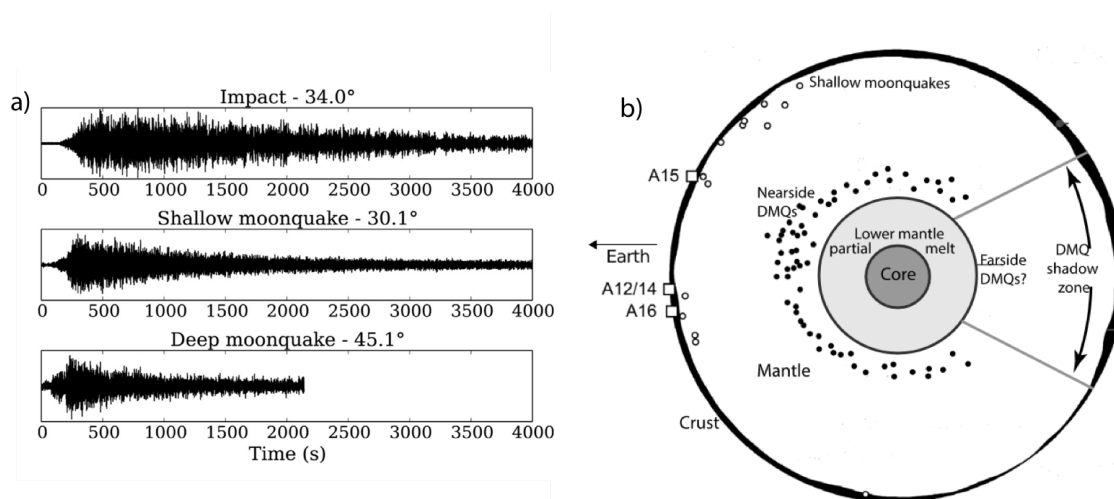


FIGURE I.7. a) Exemples de sismogrammes lunaires (Gillet et al., 2017) : un impact (en haut), un tremblement superficiel (au milieu) et un tremblement profond (en bas). Les signaux ont été enregistrés par la station Apollo 15. La distance épacentrale est indiquée en degrés au-dessus de chaque signal. b) Schéma mis à jour de la structure lunaire (Garcia et al., 2019 et modifié depuis Khan et al., 2013). La lune est différenciée avec une croûte, un manteau et un noyau. Il n'y a aucune indication claire d'une division mantellique (supérieur et inférieur), mais il y a des preuves fortes pour que le manteau inférieur soit partiellement fondu. Le noyau est certainement liquide, constitué de fer avec des éléments légers et un rayon d'environ 350 km. La présence d'une graine solide est très incertaine. Les stations Apollo A12-16 sont localisées sur la face visible de la Lune, et la zone d'ombre sur la face cachée a lieu aux profondeurs 50-200 km pour les *shallow moonquakes*, et à 800-1100 km pour les *deep moonquakes*.

2.1.2 Résultats d'Apollo

Apollo est le seul projet spatial qui a réussi à déployer un réseau de quatre stations sismiques (réseau PSE constitué des missions Apollo 12, 14, 15 et 16) à la surface de la Lune (visibles sur la Figure I.7.a ainsi que la localisation de plusieurs événements sismiques enregistrés). Au cours de leur sept années d'activité, les quatre sismomètres ont relevé des milliers de secousses, à la fois de sismologie passive avec les séismes naturels de la Lune, (Nakamura et al., 1981) mais également de sismologie active avec les impacts volontaires des derniers étages des fusées (Saturn V-B par exemple, Watkins et Kovach, 1972). La sismicité passive résulte principalement des forces gravitationnelles et de marées exercées par la Terre (par exemple, Weber et al., 2009). Un autre mécanisme à l'origine des séismes est dû au refroidissement et à la contraction de la Lune, conduisant à la fragilisation et la fracturation des enveloppes internes.

Pour autant, si les données sismiques d'Apollo ont permis de caractériser pour la première fois la sismicité et l'intérieur lunaires dans les années 70-80 (par exemple, Latham et al., 1971 ; Lammler et al., 1974 ; Nakamura et al., 1982), leur analyse a été particulièrement difficile. Sur la Figure I.7.a, trois types de séismes lunaires (ou "*moonquakes*") sont représentés, avec a) un impact météoritique, b) un moonquake superficiel ("*shallow moonquake*") et c) un moonquake profond ("*deep moonquake*", DMQ). Notamment, sur les 13058 événements sismiques répertoriés (Nakamura et al., 1981) et enregistrés par PSE entre 1969 et 1977, 28 sont des moonquakes peu profonds (0-200 km de profondeur et de magnitudes 2 à 5), plus de 1300 sont des petits moonquakes profonds (800-1000 km de profondeur et de magnitudes inférieures à 3) et 1700 sont des impacts météoritiques (voir la répartition des séismes sur la Figure I.7.b).

Les trois types de séismes relevés sur la Lune sont cependant très différents de leurs analogues terrestres à cause de la réverbération des ondes sismiques dans le régolithe lunaire d'une dizaine de mètres d'épaisseur, très fracturé (Dainty et al., 1974). Les réverbérations durent plusieurs minutes et parasitent énormément l'observation claire d'ondes de surface, qui sont normalement des signaux de très forte amplitude facilement analysés sur Terre. En outre, malgré la bonne résolution des sismomètres d'environ 0.5Å de déplacement du sol à 0.5 Hz, les moonquakes avaient généralement une faible amplitude. Le bruit micro-sismique de la Lune n'a par contre pas pu être mesuré en raison de la trop faible résolution des instruments Apollo (Lognonné et al., 2009).

En plus de la faible amplitude des signaux, la géométrie du réseau PSE sur un seul côté de la Lune empêche des détections d'ondes se propageant suffisamment profondément pour sonder directement le noyau. En effet, sur la Figure I.7.b, les sismomètres A12-16 sont disposés sur la face visible de la Lune et la zone d'ombre de détection de la face cachée, "*DMQ shadow zone*", s'étend sur une trentaine de degrés. Les estimations de la structure étaient donc limitées aux 1200 premiers kilomètres de profondeur (pour un rayon lunaire total de 1738 km). Des travaux sur la minéralogie (*e.g.* Richter, 2002), le magnétisme lunaire (*e.g.* Hood et Zuber, 2000) et les librations de la Lune (Williams et al., 2001), concluaient sur la présence d'un noyau au centre du satellite. Mais il faudra attendre des méthodes alternatives adaptées de la Terre, par exemple, via l'observation des modes propres dans les années 1990 à 2000, pour que la structure interne très profonde soit mieux contrainte et plus précise.

Les résultats dans les années 1970-début 2000 constituent ainsi un préambule à la sismologie lunaire, et une ré-analyse complète des données sismiques d'Apollo dans les années qui ont suivi ont conduit à une mise à jour et à de nouveaux résultats majeurs. Notamment, une ré-estimation de l'épaisseur de la croûte (Khan et Mosegaard, 2002 ; Lognonné et al., 2003), des analyses sur les phases sismiques sondant le noyau lunaire (par exemple, Garcia et al., 2011 ; Weber et al., 2011) et une revue plus récente dans Garcia et al., 2019), une étude de la diffraction, de l'atténuation sismique et de la structure du régolithe lunaire (Gillet et al., 2017), ont été publiées grâce à des algorithmes plus optimisés et plus puissants. La Lune possède ainsi un méga-régolithe

d'une dizaine de mètres, à l'aplomb d'une croûte de 30 à 45 km d'épaisseur, et la discontinuité manteau-noyau se situe à environ 1400 km de profondeur (voir Figure I.8).

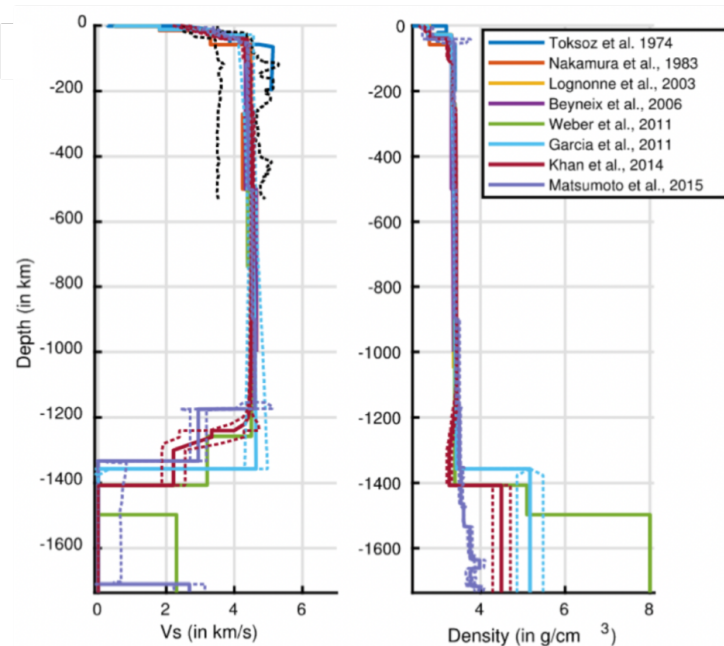


FIGURE I.8. Comparaison des modèles de structures lunaires (Garcia et al., 2019). Les profils de vitesses de l'onde S sont à gauche, et ceux de densité sont à droite. Les lignes pleines correspondent aux meilleurs modèles de chaque étude, les lignes pointillées indiquent les erreurs pour certaines d'entre elles. Les lignes pointillées noires indiquent la distribution des modèles avec la plus grande probabilité jusqu'à 500 km de profondeur, décrits dans Khan et Mosegaard (2002).

2.2 Vénus

Vénus, deuxième planète du système solaire, est considérée comme la jumelle de la Terre, car elles possèdent un diamètre et une masse similaires. Cependant, les deux astres sont très différents quand on y regarde de plus près. Il fait plus de 450°C à la surface de Vénus et la pression de 90 bars (soit 90 fois la pression terrestre) y est écrasante. Ces conditions infernales sont propices à un emballement de l'effet de serre, l'atmosphère étant composée en majorité de dioxyde de carbone. Il est donc très difficile d'y poser une sonde à la surface.

2.2.1 Missions Venera

Les soviétiques s'y sont essayés malgré tout, avec les sondes Venera 13 et 14 lancées en 1981 (Ksanfomaliti et al., 1982a). Venera 13 était dotée d'un sismomètre simple, Groza-2, capable de détecter des déplacements d'un micron, et devait survivre une petite heure. Les sondes étaient améliorées pour rester un maximum de temps au sol, résister notamment à la chaleur, après les échecs de leur prédécesseurs Venera 11 et 12. Venera 13 a pu atterrir, à quelques kilomètres de Venera 14, et envoyer un premier cliché du sol de Vénus (Figure I.9) ainsi que la première analyse de composition par fluorescence de rayons X (Moroz, 1983). Le sismomètre Groza-2 a effectivement pu renvoyer des données sismiques rudimentaires (Ksanfomaliti et al., 1982a; Ksanfomaliti et al., 1982b), mais celles-ci étaient trop contaminées par les perturbations extérieures, telles que le vent, les dilatations et craquements de l'instrument lui-même et le fait que le sismomètre était en contact partiel avec le sol. Malheureusement, aucune interprétation viable n'a pu être faite à partir de ces données trop dégradées.

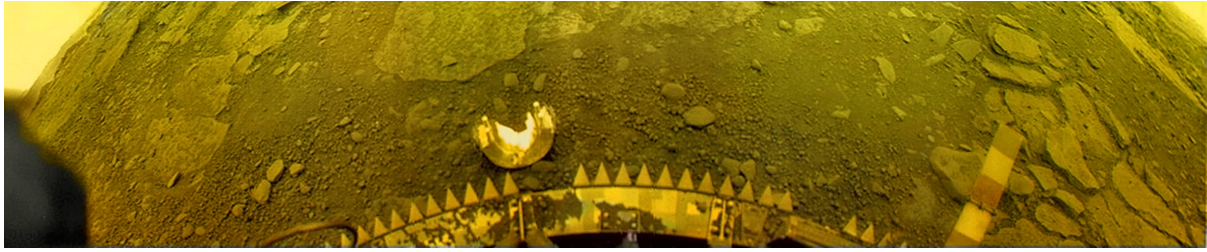


FIGURE I.9. La surface de Vénus au niveau de Phoebe Regio, photographiée par la sonde soviétique Venera 13. La surface est faite de galets plats et de sols plus fins. On peut observer des débris de l'opercule de la lentille de la caméra juste devant la sonde (*crédits photo* : Russian Academy of Sciences).

Aucune autre mission sismologique n'a été envoyée depuis. La communauté scientifique s'est également penchée sur des alternatives à la sismologie de surface, à partir de l'étude de l'atmosphère et de l'ionosphère de la planète. En effet, l'intérieur de la planète et l'atmosphère dense de Vénus ont un couplage très fort d'un point de vue sismologique (Garcia et al., 2005 ; Lognonné et Johnson, 2015), et lors d'un séisme, les ondes se propagent depuis la surface vers l'atmosphère via des fronts d'onde infrasoniques. Il serait ainsi possible d'observer ces perturbations avec des ballons sondes robustes en survol à une soixantaine de kilomètres dans l'atmosphère de Vénus (Krishnamoorthy et al., 2018 ; Krishnamoorthy et al., 2019). Des ondes de Rayleigh, *i.e.* des ondes de surface, pourraient également se propager plus loin, et exciter les particules ionisées de la haute atmosphère, et détectables grâce à des mesures orbitales (voir Figure I.10, (Garcia et al., 2005 ; Lognonné et al., 2016). Ces émissions sont observées dans le proche infrarouge (à 1.27 et 4.28 μm), nommées "airglow", et utilisées sur Terre dans la détection de tsunamis (par exemple, Makela et al., 2011) et pour des séismes de magnitude élevée (par exemple, Liu et al., 2011 ; Yang et al., 2019).

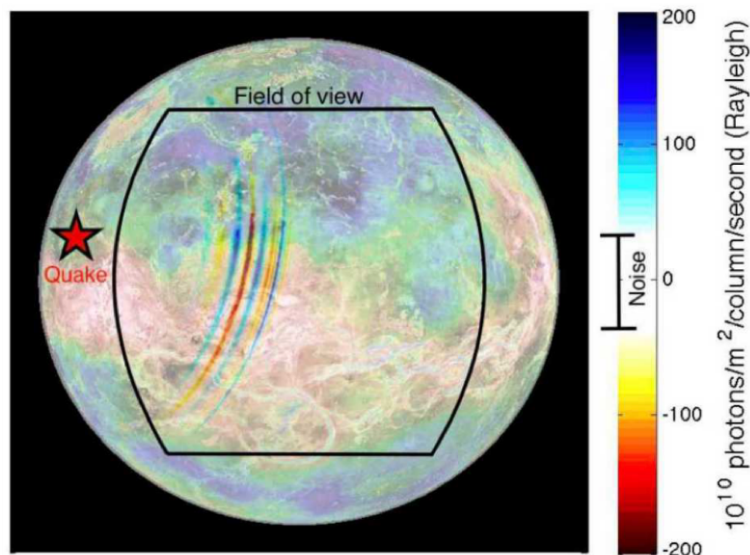


FIGURE I.10. Modèle d'un airglow de Vénus (Kenda et al., 2017). Les fluctuations de l'airglow sont dues à des ondes sismiques de 20 secondes, générées par un séisme de M_w 5.8. L'étoile représente l'épicentre, et les couleurs indiquent les fluctuations de l'airglow.

Un concept de mesures des *airglows* de Vénus a été décrit en 2018 (orbiteur VAMOS, Didion et al., 2018 ; Komjathy et al., 2018). L'orbiteur serait composé d'une caméra unique jouant le rôle d'un réseau sismique complet. Néanmoins les projets de missions sismologiques dans l'atmosphère et l'ionosphère sont pour l'instant au stade d'ébauches et ne sont pas encore prêts

pour un futur proche. Plus récemment, Venera D (Zasova et al., 2019), développée par l'agence spatiale Russe en collaboration avec la NASA, succéderait aux sondes Venera pour étudier la vie dans l'atmosphère et serait équipée d'un sismomètre sur son module d'atterrissage. La mission n'est pas prévue avant la fin de la décennie.

2.2.2 Prédications de la structure de Vénus

Aucune donnée sismologique viable n'a ainsi pu être enregistrée sur Vénus. Par conséquent, les modèles de structure sont exclusivement basés sur des contraintes géophysiques, *i.e.* le moment d'inertie I et le nombre de Love k_2 . Ces deux nombres sont calculés à partir de la masse, du rayon, de la gravité et des forces de marées de la planète. I détermine la densité moyenne de la planète, et k_2 est utilisé pour déduire le rayon et la composition approximative du noyau. Des analyses minéralogiques de météorites peuvent venir compléter les prédictions. Mais dans le cas de Vénus, les modèles de structure se basent exclusivement sur les paramètres géophysiques car il n'y a que peu de connaissances géochimiques et minéralogiques (Yoder, 1995; Konopliv et Yoder, 1996; Mocquet et al., 2011; Aitta, 2012). Et comme Vénus a un rayon et une masse similaires à ceux de la Terre, le modèle PREM (Dziewonski et Anderson, 1981 et Figure I.2) est utilisé comme base dans le calcul des vitesses et de densités. Ainsi, un modèle récent décrit par Aitta (2012) est représenté sur la Figure I.11.

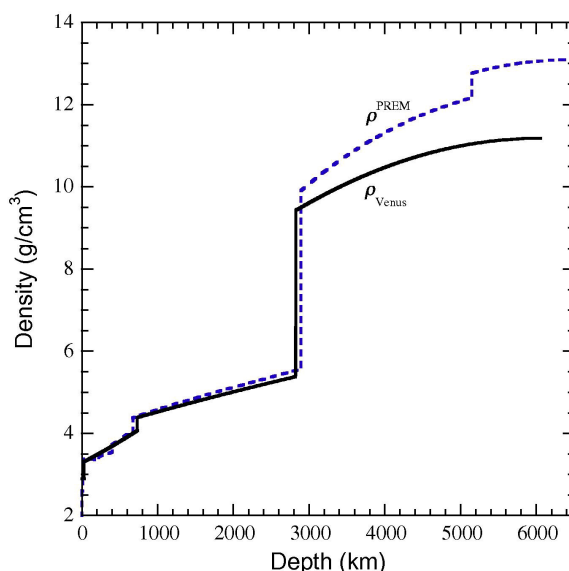


FIGURE I.11. Modèle de structure interne de Vénus (Aitta, 2012). Le modèle de densité de Vénus (noir) est comparé au modèle PREM de densité de la Terre (bleu).

Il n'y a pas de consensus sur l'épaisseur exacte de la croûte, celle-ci pouvant varier de 8 à 70 km selon les études (par exemple, James et al., 2013; Jiménez-Díaz et al., 2015; Gudkova et Zharkov, 2020). À partir des données gravimétriques, il a en outre été estimé qu'il y a une absence d'éléments volatils crustaux sur Vénus (James et al., 2013) impliquant que les roches de la croûte sont bien plus massives que celles de Mars (Mackwell et al., 1998). Les compositions (et les épaisseurs) de son manteau et de son noyau ne sont également pas bien définies par manque de contraintes minéralogiques. En s'appuyant sur les estimations du nombre k_2 (Konopliv et Yoder, 1996), il est supposé que le noyau est composé de fer et de nickel et a un rayon approximatif de 2900-3500 km. Mais il n'est pas établi que celui-ci soit complètement solide ou semi-solide à l'instar du noyau terrestre (par exemple, Aitta, 2012; Dumoulin et al., 2017). Enfin, il s'agit d'un modèle de structure moyen, ne rendant pas compte des variations structurales latérales possibles.

2.3 Mars

Malgré une cinquantaine de missions martiennes envoyées depuis près de 50 ans, l'intérieur de Mars est resté méconnu jusqu'à très récemment avec la mission InSight. La sismologie martienne était jusqu'alors une expérience de second plan, avec beaucoup moins d'engouement que la recherche directe de traces de vie actuelles ou passées sur la surface de Mars. Et, nous allons le voir dans cette Section, quand la sismologie était au cœur de la mission, cela ne se passait pas comme espéré. Ainsi, la surface martienne est bien mieux observée et connue, d'un point de vue morphologique, géologique ou même climatique, que son intérieur.

2.3.1 Expériences et échecs du passé : missions Viking et Mars 96

Dans les années 1970, le programme Viking de la NASA a placé deux satellites en orbite et posé les deux premiers atterrisseurs à la surface de Mars (Soffen et Snyder, 1976 ; Soffen, 1977). Encore aujourd'hui, il s'agit d'une des missions les plus ambitieuses et coûteuses jamais envoyées, qui a révolutionné nos connaissances de Mars à l'époque. Pour cela, deux sondes identiques, Viking 1 et Viking 2, ont été lancées en 1975 à un mois d'intervalle, dont les objectifs principaux étaient d'imager la surface, d'analyser la composition et la structure de l'atmosphère et de rechercher d'éventuelles traces de vie. Les deux sondes ont aussi embarqué des instruments géophysiques, notamment un capteur météorologique, un détecteur de champ magnétique et un sismomètre (Anderson et al., 1976 ; Anderson et al., 1977). Mais comme le programme était principalement orienté vers l'exobiologie, les ingénieurs ont dû se plier à des exigences imprévues pour arriver à envoyer les sismomètres à la surface de Mars. Les deux instruments étaient ainsi fixés aux ponts des atterrisseurs et ne pouvaient être déposés à même le sol (Figure I.12). Les secousses sismiques devaient donc passer par les pieds de l'atterrisseur avant d'être enregistrées par les capteurs sismiques, ce qui est très loin d'être optimal en particulier pour une planète dont nous ne connaissons rien de son activité sismique et météorologique.



FIGURE I.12. Photographie prise depuis l'atterrisseur de Viking 2, montrant une partie des instruments et la plaine d'Utopia Planitia. Les deux générateurs RTG se situent au premier plan et au second plan à gauche. Au centre, le petit caisson blanc renferme le sismomètre, et à droite se trouve l'antenne de communication. Les différents éléments de couleurs (drapeau américain, grille colorée et logo) ont permis d'ajuster les couleurs de l'image (*crédits photo* : NASA).

En outre, dans le cas de Viking 1, la protection du sismomètre est restée bloquée autour de l'instrument, empêchant son fonctionnement nominal. Ce fut le seul instrument de la sonde qui a subi une défaillance technique, le reste de la mission étant un franc succès. Le sismomètre de Viking 2 a quant à lui pu fonctionner pendant 550 sols (un sol correspond à un jour Martien

d'environ 24 heures et 40 minutes), soit environ 19 mois. Mais le fait que le sismomètre ne puisse pas être en contact direct avec le sol a empêché l'enregistrement d'événements reliés à la sismologie interne, et seul un événement sismique faible a pu être détecté. Sa nature exacte n'est d'ailleurs pas confirmée (Goins et Lazarewicz, 1979 ; Lognonné et al., 2003). À l'inverse, l'instrument a très bien capté des vibrations qui venaient de toutes les autres sources avoisinantes, telles que les rafales de vent (Nakamura et Anderson, 1979), la rotation de l'antenne de l'atterrisseur, ou bien le bruit lors de l'enregistrement des données magnétiques par exemple. Les résultats de la mission d'un point de vue sismologique sont donc assez décevants, mais Viking a ouvert la voie de la sismologie martienne en confirmant qu'il était techniquement possible d'envoyer un sismomètre sur Mars.

En 1987, motivés par les premiers essais sismologiques des missions Viking, les Russes dévoilent trois missions ambitieuses à destination de Mars. Ainsi Mars92, Mars94 et Mars96 ont pour objectif final de préparer une mission habitée vers la planète, et devaient emporter un robot mobile pourvu d'un ballon atmosphérique et faire un retour d'échantillons de la surface. Finalement, suite à des restrictions budgétaires et avec le démantèlement de l'union soviétique à cette époque, le projet émerge sous les traits d'une mission unique, Mars96 (Linkin et al., 1998). Celle-ci résultait d'une collaboration internationale dont la France faisait partie, et sur plusieurs dizaines d'années de développement. Mars96 devait envoyer deux stations sismologiques autonomes proposées par la France (sismomètres Optimism conçus par l'IPGP et la Division Technique de l'INSU, Figure I.13, Lognonné et al., 1998), deux pénétrateurs pour étudier le sous-sol (Surkov et Kremnev, 1998) ainsi qu'un orbiteur autour de la planète (Hirsch et al., 1996 ; Béghin et Klimov, 1998). Les deux sismomètres étaient 10 à 100 fois plus sensibles que ceux de Viking et complétaient la liste des instruments embarqués par ailleurs très impressionnante. Au total, ce n'est pas moins de 550 kg de charge utile en surface, soit une vingtaine d'expériences scientifiques et une vingtaine de pays impliqués qui devaient sonder la planète. Malheureusement, malgré tout le soin apporté à ce projet, le 16 novembre 1996, soit 20 ans après les lancements Viking, la mission Mars96 a été perdue dans l'océan Pacifique suite à un dysfonctionnement de son lanceur.

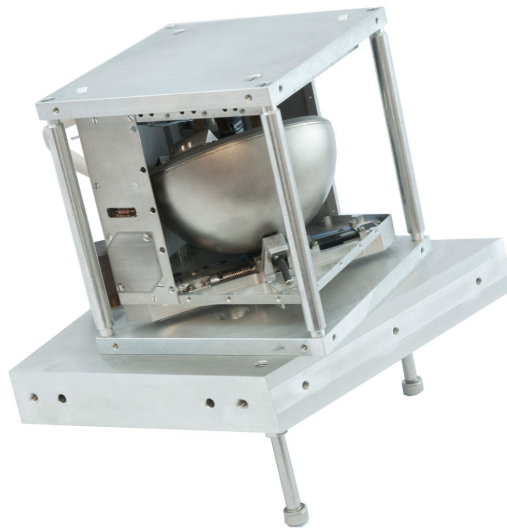


FIGURE I.13. Photo du sismomètre Optimism de la mission Mars96 (*crédits photo* : Hervé Piraud, IPGP)

Après la perte de Mars96, plusieurs projets sismologiques ont essayé de voir le jour entre la fin des années 1990 et les années 2000, tels que MESUR (NASA), Marsnet (ESA), Pathfinder (NASA), NetLander (CNES) ou ExoMARS (ESA), mais sans aboutissement. Ainsi, la sismologie martienne attendra encore 20 ans avant d'espérer une nouvelle fenêtre de lancement.

La communauté scientifique n'a ainsi jamais pu sonder les profondeurs de Mars avant le 21^e siècle, malgré tous les efforts qu'elle a fourni durant près de 40 ans pour déposer un sismomètre à la surface de la planète.

2.3.2 Modèles martiens pré-InSight

Avant les premières données sismologiques d'InSight, des prédictions de structures internes ont été proposées. Comme dans le cas de Vénus, les modèles internes ont été calculés à partir du moment d'inertie I et du nombre de Love k_2 . Mais à la différence de Vénus, des météorites martiennes ont été retrouvées sur Terre. Les analyses géochimiques et minéralogiques de ces météorites ont ainsi permis d'inférer la composition globale de l'intérieur de Mars, *i.e.* de sa croûte à partir des météorites "SNC" (les achondrites de types Shergottite, Naklite et Chassignite) et de son manteau à partir de chondrites "C1" (*Carbonaceous Ivuna*). L'utilisation de ces contraintes géophysiques et géochimiques a donné lieu à de multiples travaux (par exemple, Sanloup et al., 1999 ; Gudkova et Zharkov, 2004) de calculs de modèles de structure dont le plus commun utilisé est proposé dans Dreibus et Wänke (1985). Un ensemble de modèles martiens (Figure I.14), dérivé de ces modèles préliminaires, a été utilisé pour préparer InSight et mener des tests d'inversion de sismogrammes synthétiques (voir Panning et al., 2016 ; Clinton et al., 2017 ; Böse et al., 2017).

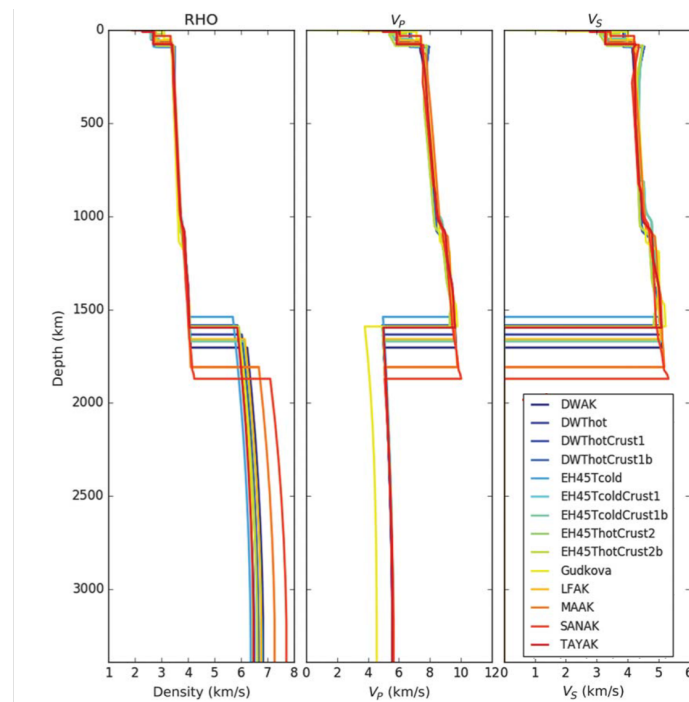


FIGURE I.14. Profils verticaux de différents modèles de structure interne martienne (Clinton et al., 2017). La densité (à gauche), la vitesse des ondes P (au milieu) et la vitesses des ondes S (à droite) sont calculées pour 14 modèles candidats (voir le détail des différents modèles dans Clinton et al., 2017).

Pour ces modèles pré-InSight, les profondeurs des principales discontinuités étaient très peu contraintes. Il était estimé que la couche de régolithe martien avait une épaisseur de 5 à 10 m, la croûte martienne faisait entre 20 et 100 km d'épaisseur, et la limite manteau-noyau se situait entre 1500 et 1900 km de profondeur. De plus, les profils de vitesses dépendaient principalement du modèle de température interne utilisé et, comme dans le cas de Vénus, ils étaient calculés comme une moyenne sur l'ensemble de la surface martienne, ne reflétant pas les hétérogénéités latérales.

2.3.3 Mission InSight

Après le dernier échec de Mars96, le sismomètre Optimism a été proposé à plusieurs reprises pour les projets de sismologie martienne. A chaque tentative, malgré l'abandon du développement de ces missions, des améliorations ont été apportées à l'instrument. Jusqu'en août 2012, où le projet d'InSight fut finalement retenu par la NASA pour devenir la 12^e mission du programme Discovery, contre deux finalistes, Titan Mare Explorer à destination de Titan, et la mission Comet Hopper qui devait explorer une comète au plus près du Soleil. Les missions Discovery étudient des cibles dans le système solaire et sont caractérisées par des développements sur de courtes périodes et avec des plus petits budgets de moins de 450 millions de dollars, hors coût de lancement (pour donner un ordre d'idée, le programme Viking aura coûté plus de 3.8 milliards de dollars).

Contrairement à toutes les missions précédentes, InSight (*Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy, and Heat Transport*, Banerdt et al., 2013) est alors entièrement dédiée à l'analyse géophysique de Mars, et de sa structure interne. Plus précisément, la mission doit déterminer la composition, l'état et la taille du noyau, contraindre la structure et l'épaisseur de la croûte, évaluer le flux de chaleur, caractériser l'activité sismique et estimer le taux d'impacts météoritiques de Mars. Indirectement, comme nous l'avons souligné auparavant, grâce à l'apport des observations sismologiques, la mission doit en outre aider à comprendre les processus fondamentaux de formation et d'évolution des planètes telluriques.

InSight est dans sa conception beaucoup plus sobre que ces prédécesseurs, et est composée d'un unique atterrisseur. Les instruments géophysiques sont déployés à la surface de Mars à l'aide d'un bras robotique téléguidé IDA (*Instrument Deployment Arm*, Trebi-Ollennu et al., 2018) combiné à sa caméra IDC (*Instrument Deployment Camera*, Maki et al., 2018). La mission embarque avec elle comme instruments principaux l'expérience sismique **SEIS** (*Seismic Experiment for Interior Structure*, Lognonné et al., 2019) et le capteur de flux de chaleur **HP³** (*Heat Flow and Physical Properties Package*, Spohn et al., 2018), et comme instruments auxiliaires, les antennes radio **RISE** (*Rotation and Interior Structure Experiment*, Folkner et al., 2018) pour les mesures géodésiques, la station météorologique **APSS** (*Auxiliary Payload Sensor Suite*, Banfield et al., 2019) et le magnétomètre **IFG** (*InSight Fluxgate Magnetometer*, Banfield et al., 2019). La Figure I.15 montre l'emplacement de la charge utile sur l'atterrisseur d'InSight.

Le sismomètre SEIS est composé de deux types de sismomètres :

- Le sismomètre très large bande, le **VBB** (*Very BroadBand*, développé par l'IPGP et le CNES et assemblé par SODERN, Lognonné et al., 2019), qui a demandé deux décennies de développement et qui est conçu pour enregistrer le principal de la sismicité martienne. Il mesure des déplacements du sol sur une bande passante optimale de de 0.01 Hz à 1 Hz et repose sur un principe de pendule inversé. Il contient trois pendules uni-axiaux et indépendants (un pendule est visible sur la Figure I.16 à gauche), ayant chacun une direction de mesure inclinée à 30° par rapport à l'horizontale, permettant de mesurer les vibrations provenant de n'importe quelle direction ;
- Les trois capteurs à courte période **SP** (*Short Period*), qui observent dans une gamme de hautes fréquences (0.1 Hz à 50 Hz) recoupant celle du VBB. Les SP fonctionnent comme auxiliaires au VBB avec une redondance partielle des mesures. Leur utilité réside également dans la démonstration de la faisabilité d'instruments réduits, facilement transportables, car ils font moins de 3 cm de long, avec une masse d'épreuve d'un gramme (celles des VBBs est de 190 g). Ils sont néanmoins suffisamment robustes pour supporter un voyage et un atterrissage sur une autre planète.

Les trois pendules du VBB et les trois capteurs SP sont contenus dans une sphère sous vide (Figure I.16 à droite). La sphère est placée sur un berceau constitué de trois pieds mobiles (Figure I.16 au milieu) pourvus d'un système de nivellement, ou LVL (*Levelling System*), qui compense les irrégularités du sol afin de garder les pendules à l'horizontale quel que soit le

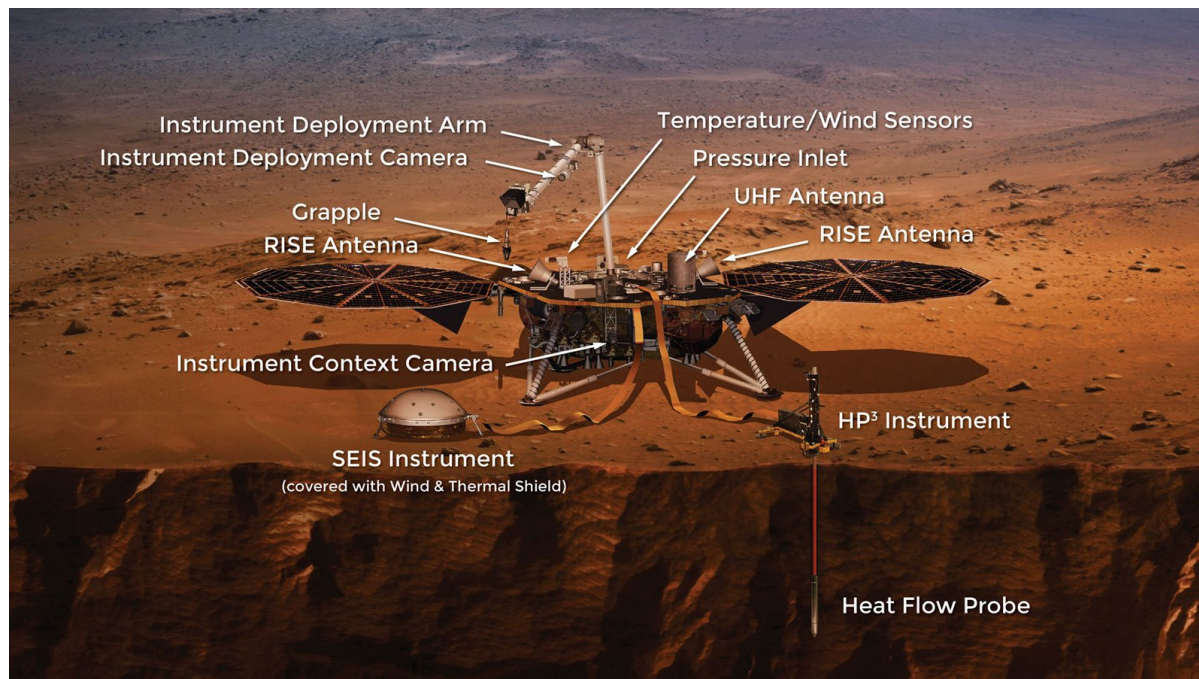


FIGURE I.15. Vue d'artiste de l'atterrisseur d'InSight sur Mars. Les instruments sont représentés dans leur configuration finale. Le sismomètre SEIS au premier plan est déployé sur le sol, couvert par son bouclier thermique et contre le vent (Wind and Thermal Shield, WTS) et relié à InSight par un câble plat (le "tether", crédits photo : NASA).

terrain. Les SP sont montés sur ce berceau, à l'extérieur de la sphère. Ceci permet en outre de garantir un bon couplage mécanique avec le sol et donc d'améliorer la qualité des données. Une seconde enceinte thermique, le RWEB (*Remote Warm Enclosure Box*, Figure I.17 au premier plan), couvre l'ensemble de la sphère et du LVL et protège le sismomètre pendant les phases de décollage, transit et atterrissage. Enfin, un dernier bouclier thermique et éolien, le WTS (*Wind and Thermal Shield*, visible sur les Figures I.15 et I.17 au second plan) est installé sur SEIS après son déploiement à la surface de Mars.

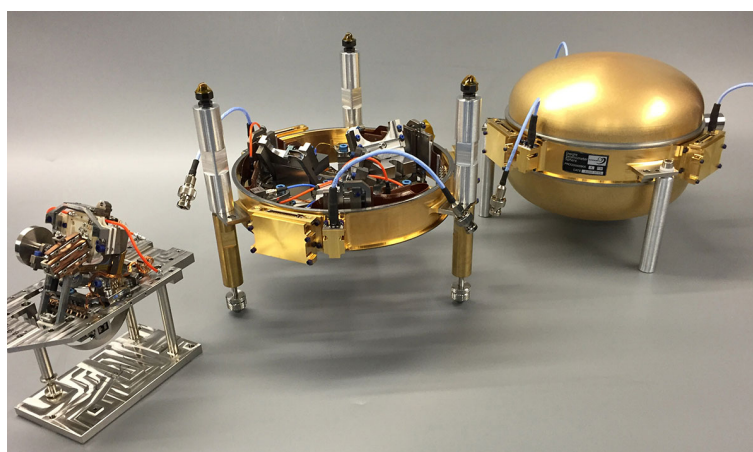


FIGURE I.16. Photographie des différents composants de SEIS : à gauche, un des pendules du sismomètre VBB ; au milieu, le berceau avec le système de nivellement LVL, et accueillant la sphère ; à droite, la sphère sous vide contenant le VBB complet (crédits photo : IPGP, CNES, SODERN).

Initialement prévue pour un lancement en 2016, InSight atterrit finalement sans encombre à la surface de Mars, sur les plaines d'Elysium Planitia, le 26 novembre 2018, et devient ainsi la

première station géophysique complète martienne (Banerdt et al., 2020 ; Golombek et al., 2020). L'un des premiers clichés d'InSight est représenté sur la Figure I.17.

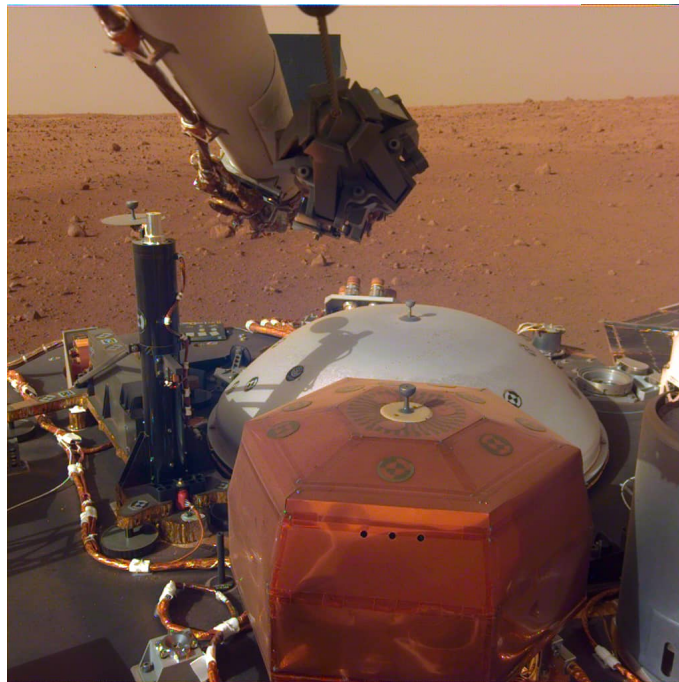


FIGURE I.17. Photo d'InSight sur Mars prise par la caméra IDC le 4 décembre 2018, avant le déploiement des instruments. SEIS est au premier plan (caisson orange RWEB), le WTS est visible au second plan (cloche blanche), HP³ est à gauche (sonde noire) et le bras IDA est en haut. En arrière-plan on observe la surface de Mars (crédits photo : NASA).

À la fin de l'année 2018, SEIS est déposé avec succès, puis recouvert son bouclier WTS au tout début février 2019, le câble le reliant à InSight est bien déroulé et plat, et l'ensemble de l'expérience sismologique est donc opérationnel. Les mesures continues commencent le 9 février 2019. Malheureusement, l'expérience de flux de chaleur HP³, avec une architecture inédite de pénétrateur autonome déroulant une nappe de thermomètres, ne connaît pas le même succès. Sa sonde, nommée "la taupe" (directement traduit de "*Mole*"), devait s'enfoncer jusqu'à 5 mètres dans le sol à partir de percussions répétées induites par une masse mobile. Le flux de chaleur aurait pu être estimé dès 3 mètres de profondeur. Mais après plusieurs tentatives infructueuses de phases de pénétration, l'expérience est abandonnée à 37 centimètres de profondeur dans le sol en janvier 2021. Les scientifiques ont pu conclure que la friction du sol est trop faible pour accueillir la taupe, la repoussant inlassablement vers le haut à chaque percussion. Comme maigre compensation, ces observations sur les propriétés du sol martien profiteront certainement aux prochaines missions qui tenteront de creuser (Spohn et al., 2021). Enfin, tous les autres instruments fonctionnent de manière nominale. Malgré la perte d'HP³, InSight a réussi son pari, et a permis d'obtenir les premières observations sismologiques de Mars.

Les premiers mouvements martiens ont pu être observés tout de suite après le déploiement de SEIS, et depuis 2019, ce n'est pas moins de 1000 (et plus de 2500 si l'on compte les événements dont l'origine est ambiguë) événements sismiques, les "*marsquakes*" ou tremblements de Mars, qui ont pu être identifiés (Ceylan et al., 2021b ; Clinton et al., 2021). En outre, une dizaine de ces marsquakes sortent du lot et leurs données sont de particulièrement bonne qualité (Giardini et al., 2020). Quand ce ne sont pas des séismes, une grande partie des enregistrements sismiques est associée à la détection de "*dust devils*", ou tornades de poussières, très abondantes sur Mars (par exemple, Lognonné et al., 2020 ; Kenda et al., 2020 ; Perrin, Jacob et al., 2022 ; Banfield et al., 2020). De fait, grâce à ces données sismologiques, Mars a été sondée depuis sa surface

jusqu'à son noyau, où les profondeurs des principales discontinuités ont pu être déterminées au niveau du site d'atterrissage (Lognonné et al., 2020; Khan et al., 2021; Knapmeyer-Endrun et al., 2021), avec les premières structures du manteau (Khan et al., 2021) et la taille du noyau (Stähler et al., 2021). Le chapitre II est entièrement dédié à la description plus détaillée des résultats majeurs d'InSight et à la classification des événements.

La mission InSight a été prolongée jusqu'à l'été 2022 et l'ensemble de l'équipe espère détecter encore quelques séismes de haute qualité d'ici l'arrêt complet des opérations principales. De plus, le sismomètre SEIS a démontré la faisabilité technologique d'emmener à la fois des capteurs miniatures et un sismomètre très sensible à la hauteur des meilleurs sismomètres terrestres sur d'autres planètes. D'ailleurs, grâce aux données sismologiques de haute qualité qui ont été enregistrées sur Mars, il est probable que les prochaines missions (par exemple, la mission lunaire FSS, ou à destination de satellites glacés, voir ci-dessous) soient elle aussi équipées de capteurs types SP et/ou VBB.

2.4 Autres corps du système solaire

L'exploration géophysique de la structure interne concerne d'autre corps de notre système solaire. En particulier, les récentes découvertes d'océans en subsurface situés sous la croûte de glace des satellites glacés de Jupiter et Saturne (par exemple, Carr et al., 1998; Schubert et al., 2004; Hussmann et al., 2006), ont piqué la curiosité des scientifiques sur leur recherche de traces de vie actuelles ou passées. Car, pour le moment, seule la Terre possède de l'eau à l'état liquide à sa surface. Certaines de ces lunes sont également considérées comme des corps telluriques, à l'instar de Titan ou encore d'Europe. Titan possède une atmosphère géante, composée de méthane, d'ammoniaque et d'hydrocarbures, et sa surface présente plusieurs lacs de méthane liquide (par exemple, Stofan et al., 2007). Europe quant à elle, est caractérisée par une activité récente et intense, déduite à partir du peu de cratères observés et de ses nombreuses fractures en surface (*e.g.* Bierhaus et al., 2001). Par ailleurs, plusieurs missions d'observations satellitaires sont déjà prévues, par exemple, Europa Clipper de la NASA et JUICE de l'ESA. La géophysique est également de mise, avec une partie importante de l'exploration sismologique planétaire qui se dirige vers ces deux corps (Panning et al., 2018; Stähler et al., 2018; Vance et al., 2018; Panning et al., 2020).

Ainsi, la mission Dragonfly (Figure I.18, Lorenz et al., 2018) sera lancée en 2027 et devrait arriver en 2034 à la surface de Titan. Elle aura pour but d'étudier l'atmosphère du satellite et d'analyser sa surface à l'aide d'un aérobot autonome transportant plusieurs instruments scientifiques. Il est prévu que la suite géophysique, DraGMet, puisse faire des relevés météorologiques, chimiques et sismologiques.

Dans le cas d'Europe, son océan souterrain serait à l'origine de mouvements similaires à de la subduction (Kattenhorn et Prockter, 2014). Une mission géophysique vers cette destination serait donc d'un intérêt primordial pour la communauté scientifique, mais les contraintes technologiques sont encore trop élevées pour assurer une place prioritaire à ces projets. En effet les contraintes d'atterrissage sur Europe sont particulières car celle-ci est soumise au rayonnement intense de Jupiter imposant un blindage spécial des composants électroniques, et les nombreuses manœuvres durant la phase d'atterrissage sont très coûteuses en carburant. Europa Lander est encore en phase d'évaluation par la NASA, et pourra peut-être un jour être emporté vers Europe avec à son bord un sismomètre. Pour le moment, il s'agirait de la mission la plus lourde (16 tonnes) jamais envoyée, composée de quatre modules distincts pour assurer un atterrissage en douceur d'Europa Lander, n'embarquant qu'une charge utile d'une trentaine de kilogrammes à la surface d'Europe.

Pour finir, même si nous nous en tiendrons aux corps telluriques, les planètes géantes ont aussi eu droit à leurs études sismologiques. Les observations des modes propres ont été établies à partir de la vitesse en surface sous l'atmosphère géante de Jupiter (Gaulme et al., 2011), et à partir de

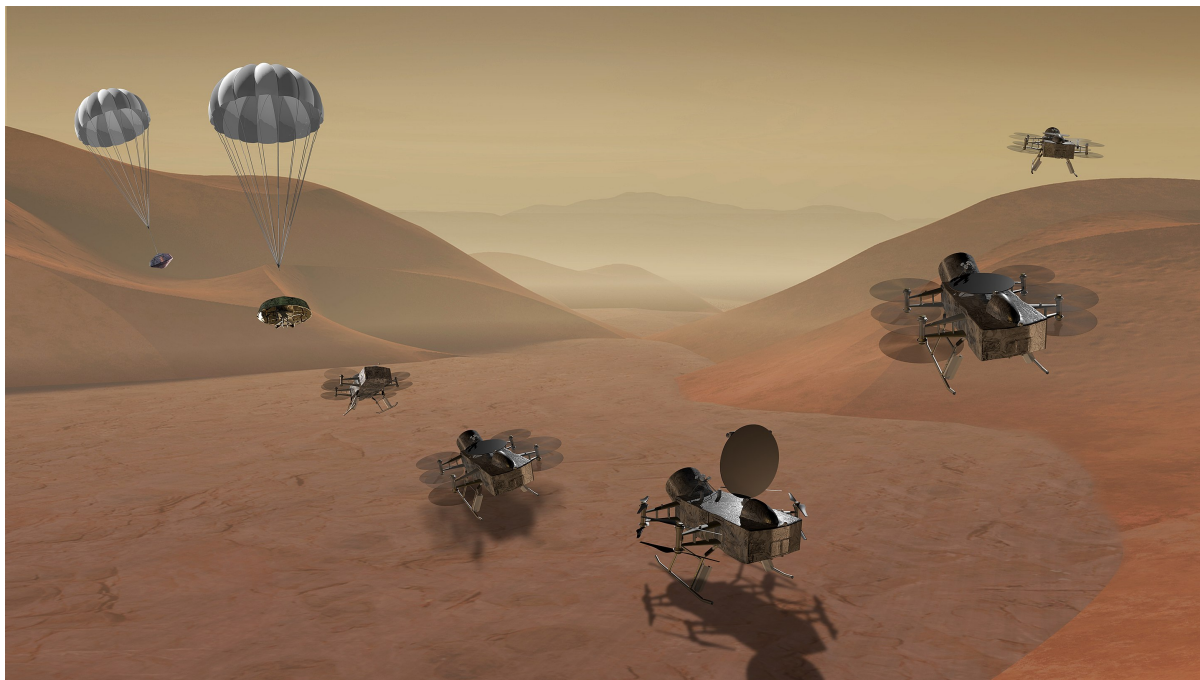


FIGURE I.18. Vue d'artiste de la mission Dragonfly sur Titan. L'illustration montre l'atterrissage, les analyses *in-situ*, puis le décollage du robot pour se déplacer et explorer la surface de Titan (crédits photo : NASA).

la résonance dans les anneaux de Saturne (Hedman et Nicholson, 2013, Fuller, 2014). Un autre domaine qui a donné lieu à des avancées intéressantes est l'héliosismologie, et plus lointaine, la sismologie stellaire. L'étude de la sismologie du Soleil a débuté à partir de l'observation de mouvements de surface (Leighton et al., 1962) dus à la convection interne de l'étoile (Ulrich, 1970). Des modèles de structure interne du Soleil ont alors pu être proposés à partir de l'analyse des modes propres acoustiques excités par cette convection. Enfin, en s'éloignant du système solaire, d'autres travaux ont mis en lumière les modes d'oscillation de certaines étoiles (Chaplin et al., 2011 ; Tong et García, 2015) à partir d'observations astronomiques combinées aux techniques sismologiques.

Ainsi, seule une poignée de missions sismologiques de ces soixante dernières années ont atteint leur objectif et ont enregistré des données sismiques. Les analyses des toutes premières données sismologiques extraterrestres d'Apollo ont mis en lumière à quel point les séismes peuvent être très différents d'un corps planétaire à un autre. Effectivement, les sources sismiques et les conditions de l'environnement où le sismomètre est installé sont variées et peuvent considérablement modifier les signaux sismiques. Mais grâce à ces données, des avancées majeures en sismologie planétaire en ont découlé et la compréhension du système solaire proche s'accélère. En outre, les missions spatiales en cours ou futures sont de mieux en mieux maîtrisées et avec des objectifs bien mieux définis.

3 Comparaisons de l'activité sismique d'origine tectonique de la Lune, Vénus et Mars

3.1 Observations de failles et calculs de sismicité

Les images satellitaires de Mars, Vénus et la Lune ont mis en évidence des structures géologiques, semblables à des failles et fissures, qui impliqueraient qu'une activité de surface existe ou a existé, et que des séismes pourraient être déclenchés sur ces corps.

Les données d'imagerie à suffisamment haute résolution sont récentes sur la Lune, et à l'époque des missions Apollo, les observations de surface manquaient. La source exacte des séismes superficiels lunaires n'avait pas été établie et le principal de l'activité sismique provenait certainement du refroidissement lent du satellite. La Lune était alors considérée comme inerte et sans dynamique interne, sans activité tectonique de surface. Mais ceci a été remis en question lorsque de nombreuses structures ont été identifiées grâce aux données orbitales, telles que celles de LRO (*Lunar Reconnaissance Orbiter*, Robinson et al., 2010). Watters et al. (2019) ont alors relié la localisation des séismes lunaires aux failles visibles en surface (Figure I.19), suggérant une activité tectonique récente. Celle-ci a par ailleurs été confirmée par l'observation de glissements de terrain et de blocs rocheux effondrés. Les mouvements tectoniques s'ajoutent ainsi à ceux résultant de la contraction thermique de la Lune.

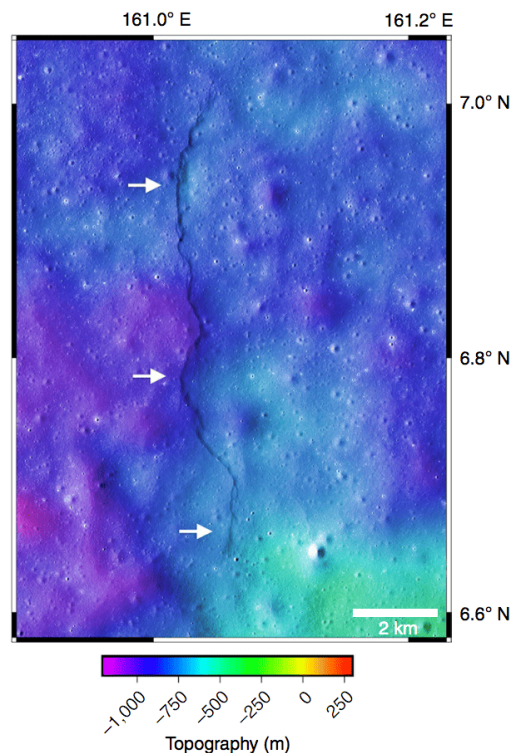


FIGURE I.19. Un escarpement de faille observé sur la face cachée de la Lune, à Mandel'shtam (6.9°N, 161°E, Watters et al. (2019)). Le modèle d'élévation a été généré à partir des stéréo-images de LROC, avec une résolution de 5 m/pixel. L'escarpement (indiqué par les flèches blanches) a un relief maximum de 70 m et 15 km de long.

Dans le cas de Mars et de Vénus, les images de leur surface ont également mis en évidence une multitude de structures de grande échelle.

Sur Mars, de nombreuses failles, fissures et volcans sont observés notamment dans l'hémisphère ouest, là où se situe le plus grand complexe volcanique de Tharsis (par exemple, voir Polit et al., 2009, Figure I.20 au nord de Tharsis, et Chapitre II pour une description plus complète des structures martiennes). À partir de ces observations de surface, il était alors supposé que Mars était plus active tectoniquement que la Lune et moins que la Terre (Golombek et al., 1992).

De même, l'analyse des images satellitaires de Magellan (Ford, 1989) a montré l'existence de failles et de vallées de rifting sur Vénus (par exemple, Stofan et al., 1993, et voir la Figure I.21). D'autres observations indiquent par ailleurs que sa surface est assez jeune (environ 250 Ma, Le Feuvre et Wicczorek, 2011 ; Ivanov et Head, 2011), avec une activité peut-être plus récente.

Mais malgré ces observations, l'existence de structures en surface n'est pas suffisante pour confirmer une activité sismique actuelle. Afin de tenter d'estimer l'activité potentielle de Mars

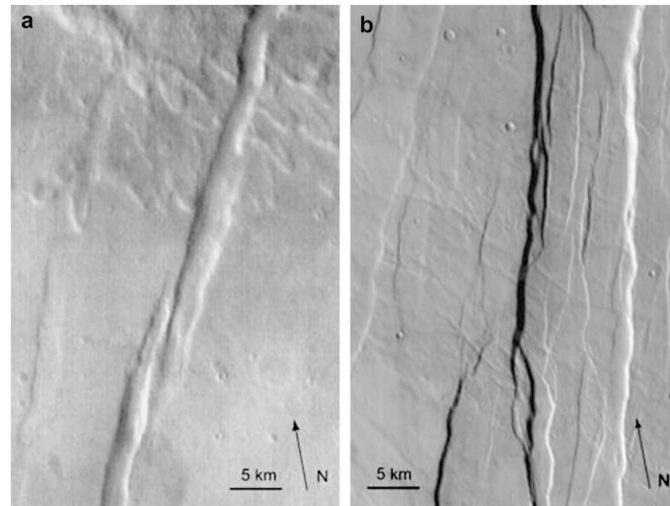


FIGURE I.20. Exemples de structures de grabens dans la région d'Alba Patera, d'après (Polit et al., 2009). Images THEMIS de jour (Fergason et al., 2006) dans la région nord a), et sud b) d'Alba Patera. Les failles de a) sont recouvertes par des éjectas d'impact qui contribuent au lissage des terrains, par rapport aux failles de b) qui recourent les laves de la zone.

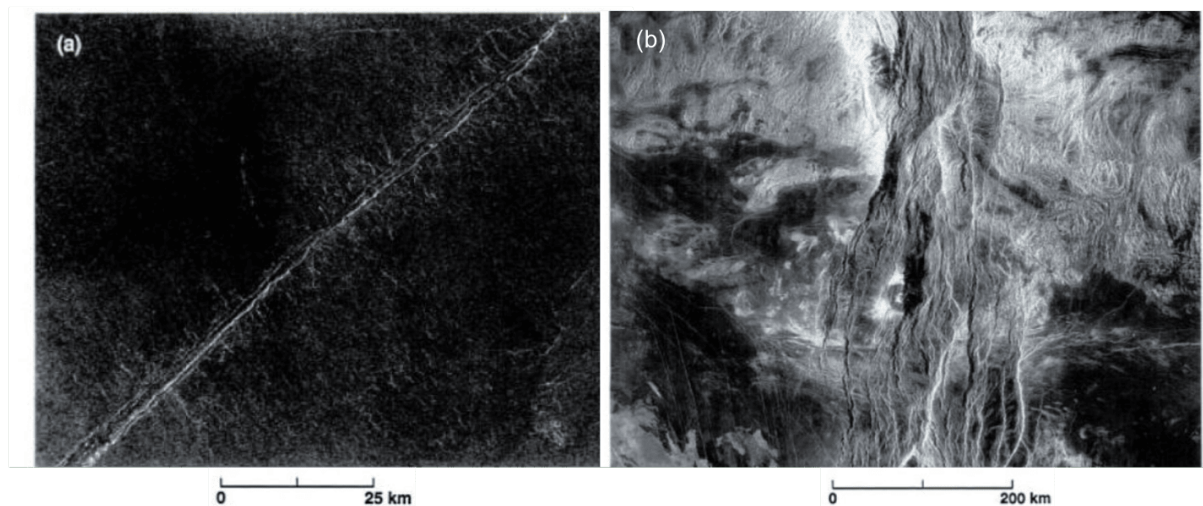


FIGURE I.21. Structures extensives sur Vénus, observées sur des images Magellan (Stofan et al., 1993). a) fracture de 1.5 km de large dans les plaines d'Alpha Regio (30°S , 11.8°E), b) vallée de rifting de Devana Chasma, de 1050 km de long et 80 à 240 km de large, située dans Beta Regio (28°N , 283°E). L'illumination solaire des images provient de la gauche.

et Vénus, plusieurs études ont proposé des prédictions de sismicité sans données sismiques. À l'instar des modèles internes de structures (décrits dans les Sections 2.3.2 et 2.2.2), celles-ci s'appuyaient exclusivement sur toutes les données satellitaires (imagerie, gravimétrie et champ magnétique) et géochimiques à disposition. L'activité sismique était ainsi estimée sur la base de modèles calculés à partir du refroidissement thermoélastique théorique de la planète et de la répartition des failles en surface (Lognonné et Johnson, 2015).

Des travaux systématiques (Anderson et al., 2001 ; Knapmeyer et al., 2006) ont alors produit une compilation de toutes les failles martiennes observables à partir des données MOLA (*Mars Orbiter Laser Altimeter*, Smith et al., 2001). Knapmeyer et al. (2006) ont estimé avec un algorithme probabiliste le déplacement cumulé d'un total de 7000 failles, et déduit une distribution des séismes tectoniques sur toute la surface de Mars en fonction de la densité de ces failles (Figure I.22). Les observations de failles (Banerdt et al., 1992 ; Golombek et al., 1992 ; Knapmeyer

et al., 2006) et les modèles de refroidissement lithosphérique (*e.g.* Hauck et Phillips (2002)) ont conclu que Mars pouvait avoir une activité environ 100 fois plus élevée que la Lune, et inférieure à l'activité intraplaque terrestre (voir la Figure I.23). Les amplitudes des plus grands séismes de Mars devaient être quatre ordres de grandeur inférieures à celles des tremblements terrestres (Lognonné et al., 2020).

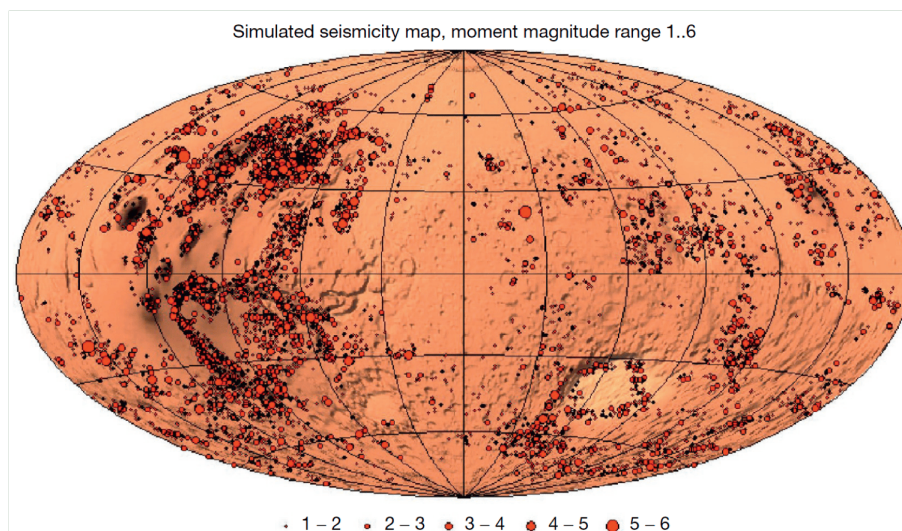


FIGURE I.22. Prédiction de la sismicité martienne (selon Knapmeyer et al., 2006 et adaptée dans Lognonné et Johnson, 2015). La distribution des épacentres est déterminée par la densité de failles en surface. La carte montre la répartition des marsquakes attendus pour une année terrestre.

Les taux de sismicité de Vénus découlaient de l'observation de son resurfaçage, à partir de processus volcaniques et tectoniques. Les prédictions pour Vénus déduisent que la planète aurait une activité intraplaque similaire à celle de la Terre (voir Figure I.23), et environ deux ordres de grandeur au-dessus de celle théorique de Mars. Par ailleurs, les contraintes thermoélastiques calculées à partir des modèles thermiques seraient suffisantes pour générer des séismes de magnitudes élevées, autour de 6 (Solomon et al., 1999; Dragoni et Piombo, 2003). En outre, ces modèles concluent qu'une très forte activité tectonique liée à la contraction thermique pourrait être à l'origine de séismes de M_w 5-6 (Grimm et Hess, 1997; Lognonné et Johnson, 2015). Cette activité pourrait aussi résulter de l'interaction avec des processus volcaniques (Smrekar et al., 2010; Mueller et al., 2017).

3.2 Perspectives martiennes

En résumé, les connaissances martiennes avant la mission InSight étaient donc basées sur les observations de la surface de la planète et des modèles de contraintes. Les profils préliminaires de structure (Figure I.14) ont permis de préparer et de valider les techniques d'analyse et d'inversion des données sismiques, avant les premiers enregistrements d'InSight. La fréquence prédite des séismes proposait Mars comme moyennement active, entre la Lune et la Terre. Il était supposé que les magnitudes des marsquakes soient bien inférieures à celles de la Terre, et que l'on arrive à observer quelques grands séismes par an, de magnitudes 5-6 (Panning et al., 2016; Böse et al., 2017).

Sans entrer dans le détail de la description de la mission InSight qui sera développée dans le Chapitre II, les prédictions sont globalement en accord avec les résultats d'InSight. La structure interne de Mars au niveau du site d'atterrissage, déduite à partir des données sismique est cohérente avec les modèles qui supposaient une croûte assez fine, et un noyau de plus de 1700 km de rayon. L'activité sismique enregistrée se situe effectivement entre celles de la Lune et de la

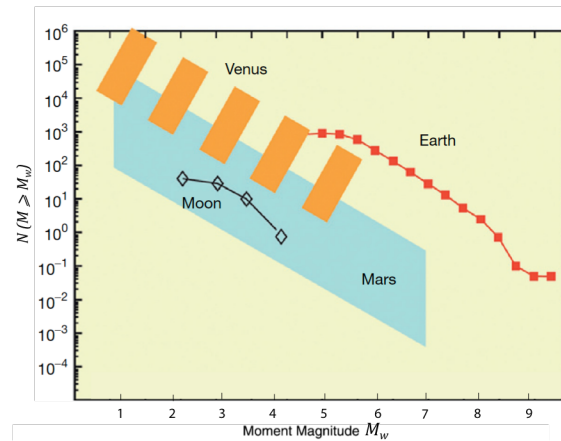


FIGURE I.23. Sismicité des corps telluriques, dérivée de Lognonné et Johnson (2015). La figure montre le nombre annuel d'événements sismiques supérieurs à une magnitude donnée. Pour la Lune, les estimations sont basées sur les moonquakes superficiels. Pour Mars et Vénus, les sismicités prédites sont dérivées de modèles de refroidissement lithosphérique. L'activité terrestre est la moyenne globale durant la période de 1984 à 2004.

Terre. Pour le moment, les événements martiens les plus grands enregistrés ont des magnitudes de 4-4.2, inférieures à ce qui avait été estimé par les modèles de sismicité.

Mais plusieurs problématiques se posent, même après plus de 1000 séismes martiens enregistrés. InSight ne bénéficie que d'une unique station sismique, ce qui rend l'interprétation de la source sismique beaucoup plus difficile que dans le cas d'une triangulation des épicentres à partir d'un réseau de sismomètres (à l'instar des réseaux lunaires ou terrestres). Par conséquent, les localisations et les profondeurs de déclenchement des marsquakes sont soumises à de grandes incertitudes. En outre, la nature exacte de l'activité sismique martienne n'est pas certaine. Il existe des indices des processus de long terme qui ont façonné sa surface, comme la contraction thermique, l'activité volcanique ou tectonique supposées. Et malgré l'observation d'une forte population de failles et de structures à sa surface, il n'est pas encore clairement établi quelle serait leur implication dans la génération des séismes.

4 Problématique de la thèse et structure du manuscrit

Depuis plus de 3 Ga, Mars semble figée, sans tectonique des plaques ou mouvements de grande échelle pour recycler suffisamment sa surface (Golombek et Phillips, 2009), malgré une formation commune avec la Terre. Pourtant, des structures géantes de plusieurs milliers de kilomètres, *e.g.* les grands réseaux de fractures ou *fossae*, les vallées fluviales gigantesques, comme Valles Marineris, les plus grands volcans du système solaire, notamment Olympus Mons et le Dôme de Tharsis, ainsi que la grande limite équatoriale, la dichotomie martienne, recouvrent toute la planète. De nombreuses études se sont penchées sur l'observation de ces objets exceptionnels à partir de l'imagerie satellitaire. Néanmoins, le manque de données physiques et de terrain jusqu'à présent ne permettait pas de trancher avec certitude sur l'activité récente en surface de ces structures. L'essentiel des connaissances de la sismicité martienne se basait donc sur des modèles théoriques.

Avec InSight, les premiers séismes martiens et des milliers de secousses ont été enregistrés, indiquant qu'il existe bel et bien une activité régulière actuellement sur Mars. Une nouvelle interrogation se présente : quelle serait l'origine de cette activité ? Est-ce qu'il s'agit d'une sismicité par exemple, liée à des mouvements tectoniques, volcaniques ou atmosphériques, ou est-ce qu'il s'agit d'un processus plus passif, résultant de la contraction thermique de la planète, ou bien une combinaison de plusieurs processus ?

Pour tenter de répondre à ces problématiques, l'objectif de la thèse est donc d'apporter de nouvelles contraintes géologiques et sismo-tectoniques dans la région d'InSight. Plus particulièrement, j'ai choisi de me concentrer sur l'étude des sources sismiques autour du site d'atterrissage, en tirant partie à la fois des images satellitaires très hautes résolutions dont nous disposons et des données sismologiques de SEIS. En effet, lorsque l'on effectue du traitement et de l'analyse de données sismologiques, il est indispensable de bien comprendre les caractéristiques géologiques et les paramètres de la source sismique, *e.g.* la distance épacentrale, la profondeur du séisme, les possibles changements de lithologies le long du trajet des ondes sismiques. Une première description du cadre global de la mission (les connaissances générales de la géologie et de l'activité autour du site d'atterrissage, ainsi que la classification des marsquakes et des résultats majeurs d'InSight) se trouve dans le Chapitre II.

De plus, cette thèse s'inscrit dans un contexte particulier, car elle a débuté quelques mois avant l'atterrissage d'InSight fin 2018 et se termine quelques mois avant l'arrêt de la mission qui est prédit vers l'été-automne 2022 en raison de l'accumulation de poussières sur les panneaux solaires. Par conséquent, les objectifs de la thèse se sont précisés en fonction des données reçues, des résultats obtenus par la communauté et des projets scientifiques en cours. Ainsi, avant l'arrivée d'InSight sur Mars, nous avons voulu identifier les potentielles sources sismiques proches, et étudier leur morphologie et leur géologie. Notre attention a été retenue très rapidement par une structure remarquable d'un grand réseau de fractures : Cerberus Fossae. Il s'agit d'un système majeur de cinq fractures parallèles situé à 1500 km à l'Est d'InSight dans la région d'Elysium Planitia et avec une activité supposée très récente (dans les 10 derniers Ma, par exemple, Vetterlein et Roberts, 2010). Ce premier projet a donc été motivé par la possible implication de Cerberus Fossae dans la génération de séismes martiens. Pour cela nous avons cartographié et observé la morphologie fine le long des fractures et nous avons identifié des zones plus propices à la rupture, c'est-à-dire des zones où les séismes ont plus de chances d'être déclenchés. Ceci fait l'objet du Chapitre III.

À la suite du déploiement de SEIS sans encombre à la surface de Mars, les premiers marsquakes ont commencé à être enregistrés. Le 23 mai 2019, au 173^e jour de mission, le premier séisme de haute qualité, S0173a, a été localisé très proche de Cerberus Fossae (Giardini et al., 2020). Cette détection majeure, quelque peu inespérée, nous a confortés sur le fait que Cerberus Fossae pouvait être effectivement encore active et à l'origine, directement ou indirectement, de séismes. Depuis, une dizaine d'autres événements sismiques dits "tectoniques" ont été localisés dans les environs de Cerberus Fossae, ce qui nous a poussés à établir le contexte sismo-tectonique de la région. Afin de relier les séismes aux structures géologiques d'Elysium Planitia, il est nécessaire de comprendre la nature et la configuration de la source sismique qui a déclenché ces masquakes. Nous avons donc calculé les mécanismes au foyer à partir des tenseurs des moments sismiques, qui constituent un outil rapide pour visualiser la géométrie de la source. Pour cela, nous avons adapté les méthodes de calculs des tenseurs des moments sismiques terrestres pour sept marsquakes localisés sur Cerberus Fossae, et deux séismes situés un peu plus au sud, proche de la dichotomie martienne. Ce travail, présenté sous sa forme d'article soumis au journal *Tectonophysics*, est décrit dans le Chapitre IV.

Enfin, dans la dernière partie de ce manuscrit, Chapitre V, pour aller plus loin dans l'étude de la sismicité autour d'InSight, je discuterai et apporterai des éléments de réponses sur l'activité tectonique actuelle sur Mars. Cette discussion s'appuie sur les connaissances de la littérature ainsi que sur les différents résultats obtenus durant la thèse.

Chapitre II

Contexte sismologique et géologique

1	Connaissances sismologiques martiennes : apports de la mission InSight	30
1.1	Description des données sismiques de SEIS	30
1.1.1	Contenu des données sans événements sismiques	30
1.1.1.1	Bruit martien	30
1.1.1.2	Turbulences atmosphériques : dust devils	32
1.1.1.3	Artéfacts instrumentaux : glitches et donks	33
1.1.2	Événements sismiques	35
1.1.2.1	Classification des marsquakes	35
1.1.2.2	Localisations des épacentres	37
1.1.2.3	Particularités des données sismiques : ondes de surface, phases de profondeur et phases secondaires	40
1.2	Activité sismique de Mars	41
1.3	L'intérieur martien	44
1.3.1	La surface et la croûte	44
1.3.1.1	Épaisseur et vitesses sismiques du régolithe	44
1.3.1.2	Structure et caractéristiques de la croûte	46
1.3.2	La lithosphère thermique	48
1.3.3	Le manteau profond et le noyau	49
2	Géologie de la province d'Elysium Planitia	51
2.1	Processus majeurs	52
2.1.1	Activité volcanique	52
2.1.2	Contraction thermique planétaire	56
2.1.3	Formation de la dichotomie et activité fluviale	57
2.2	Structures principales	57
2.2.1	Réseaux de failles extensives	58
2.2.2	Rides de compression	59
2.2.3	Failles décrochantes	61
2.2.4	Structures de la dichotomie	61
2.3	Chronologie de l'activité d'Elysium Planitia	62

Depuis 2019, la mission InSight a permis d'accomplir des évolutions majeures dans notre compréhension de Mars, et de dévoiler une partie de ses mystères. Le premier marsquake détecté après le déploiement final de SEIS est le S0105a (le 14 mars 2019), prouvant que la planète est active sismiquement. Depuis, des centaines d'événements sismiques ont été enregistrés et la structure interne de la planète a pu être contrainte de manière précise jusqu'au noyau.

Ce Chapitre est dédié à la description du cadre de la mission ainsi que celui dans laquelle s’inscrit la thèse. Nous présentons ci-dessous les données sismiques d’InSight, leur type, leur traitement, leur interprétation, et les résultats qui en ont découlé sur la sismicité et la structure interne de Mars. Puis, nous présentons le contexte géologique autour du site d’atterrissage, la chronologie de l’activité dans la province d’Elysium Planitia, et les structures principales potentiellement sismogènes.

1 Connaissances sismologiques martiennes : apports de la mission InSight

1.1 Description des données sismiques de SEIS

Le sismomètre SEIS a été déposé à la surface de Mars 22 sols¹ après l’atterrissage d’InSight. Les opérations de nivellement de ses pieds LVL et la dépose de son bouclier WTS (voir Chapitre I) se sont terminées au sol 66, le 2 février 2019. Les pendules ont ensuite commencé à enregistrer les données sismiques en continu quelques jours plus tard, à au moins 20 échantillons par seconde (sps, *samples per second*) pour le VBB et 100 sps pour les SP. Les données sont envoyées sur Terre avec un échantillonnage plus faible, de 2 sps à 20 sps, à cause des limitations de stockage et de transfert (Banerdt et al., 2020; Lognonné et al., 2020). Les données issues du JPL sont traitées par le centre SISMOC du CNES qui effectue le premier traitement pour générer des données en format SEED, interprétables par la communauté scientifique. Ces données sont alors transmises à l’équipe scientifique et à celle du MarsQuake Service (MQS, Giardini et al., 2020; Clinton et al., 2021; Clinton et al., 2021; InSight Marsquake Service, 2022), dont la mission est de proposer une première interprétation scientifique de ces signaux sismiques (nous ne décrivons pas ici les activités réalisées par le CNES et l’IPGP sur le bon fonctionnement de l’instrument, faites également régulièrement). Leur travail consiste à traiter, analyser et identifier les différents types de signaux sismiques et les séismes, afin d’établir le catalogue de la sismicité martienne.

1.1.1 Contenu des données sans événements sismiques

Les événements d’origine sismique ne sont pas les seuls signaux enregistrés par les sismomètres d’InSight (voir Ceylan et al., 2021a pour une description complète des événements non sismiques). La majeure partie des enregistrements sont constitués par du bruit, lié aux conditions atmosphériques et aux activités instrumentales. Leur signature dans les données peut ressembler à un séisme classique (c’est-à-dire une libération d’énergie après une accumulation de contraintes, liée à des processus par exemple, volcaniques, tectoniques, hydrologiques) et induire des interprétations et détections erronées. Il est donc important de les identifier afin de distinguer les marsquakes d’une part, des événements non sismiques d’autre part.

Sur la Figure II.1 nous avons représenté le spectrogramme d’une journée complète de données sismiques martiennes durant laquelle le marsquake S0235b, qui possède le deuxième plus haut rapport signal sur bruit (SNR, *signal-to-noise ratio*), a été enregistré. Sur ce spectrogramme, on se rend compte que la période durant laquelle ont lieu les événements sismiques (S0235a à S0235d) ne représente qu’une petite fraction de la journée et qu’en dehors des périodes d’accalmie la nuit, le sol sous l’instrument SEIS est très agité.

1.1.1.1 Bruit martien

Bien que le bruit ait été considérablement réduit par le déploiement du bouclier WTS, le sismomètre est loin d’être totalement isolé de l’environnement martien, et notamment du vent.

1. Un sol martien correspond à environ 24h40 minutes.

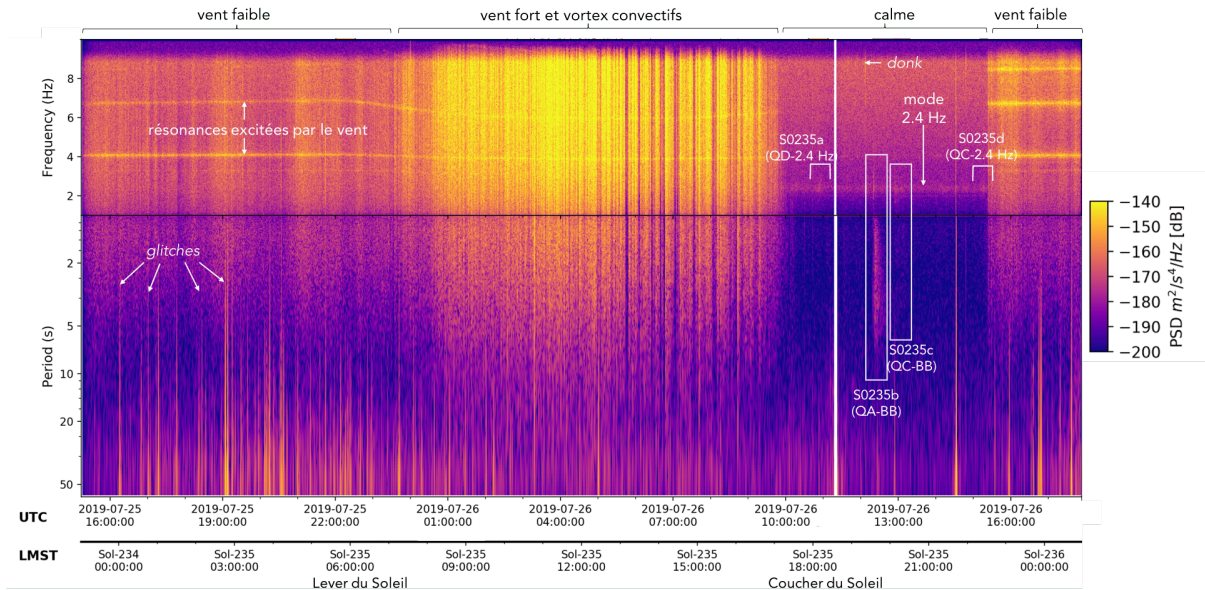


FIGURE II.1. Spectrogramme du sol 235 (modifié à partir de Driel et al., 2021). L'énergie spectrale du spectrogramme est représentée avec une densité spectrale de puissance (PSD) pour 24 heures locales de signal au format LMST ("local Martian Solar time"). Les PSD sont calculées sur la composante verticale des données continues du VBB à 20 sps. Les couleurs du spectrogramme représentent l'intensité de l'énergie, de la plus faible (violet foncé, -200 dB) à la plus élevée (jaune, -140 dB). Nous avons représenté les événements non sismiques et sismiques de la journée, avec les glitches, les résonances de l'atterrisseur, un donk et 4 marsquakes dont S0235b qui est l'un des séismes avec le plus haut SNR (QA-QD : qualité A à D, LF : low frequency, BB : broadband). Le lever et coucher du Soleil ainsi que les périodes d'activité atmosphérique sont également identifiés. La zone blanche réduite aux alentours de 19 :00 LMST correspond à une absence de données (un "gap").

Malgré tout, l'amplitude du bruit de fond martien est très inférieure (environ 500 fois) à celle du bruit terrestre (voir Figure I.4 du Chapitre I, et Lognonné et al., 2020).

Le bruit de fond est d'autant plus élevé la journée pendant que le vent est fort (environ 30 dB de plus que la nuit), comme on peut le voir sur la Figure II.1 où l'énergie du spectrogramme augmente en journée. L'activité atmosphérique suit cinq étapes principales au cours d'une journée. Un sol martien débute par une période de calme atmosphérique, ensuite suivie d'un vent faible au petit matin entre 00 :00 et 08 :00 LMST (temps martien local, "local Martian Solar time"). Quand le Soleil se lève vers 08 :00 LMST, le vent s'accroît et la température de surface augmente. L'activité éolienne atteint son pic en fin de matinée, vers 10 :00 LMST, accompagnée par la présence de tourbillons de poussières associés à des chutes de pression atmosphérique (voir paragraphe 1.1.1.2 suivant, Banerdt et al., 2020 ; Kenda et al., 2020 ; Lognonné et al., 2020) et continue jusqu'à 16 :00 LMST. L'après-midi entre 16 :00 et 22 :00 LMST, le vent se calme et l'activité météorologique est à son minimum jusqu'au crépuscule, puis augmente entre 22 :00 et 00 :00 LMST. Ainsi, l'essentiel des marsquakes sont identifiés pendant la période la plus calme, entre 16 :00 et 22 :00 LMST. Les effets du vent sont observés dans les enregistrements sismiques sur une large gamme de fréquences. Durant les périodes de vent fort en journée, la détection d'événements sismiques est impossible tellement l'amplitude du vent est grande. Pendant les heures calmes, le soir, le vent peut rester suffisamment élevé pour être confondu avec des événements sismiques dans le domaine temporel.

Par ailleurs, en plus du bruit ambiant directement lié au vent, le bruit résultant de l'interaction du vent avec l'atterrisseur est visible en continu sur les enregistrements quand le vent est levé (selon les journées, à partir de 08 :00 jusqu'à 16 :00 LMST environ, et dans le cas du sol 235 on les observe même toute la nuit). En effet, l'atterrisseur possède des modes qui sont excités par l'activité du vent, par exemple, à 1.6, 3.1, 4 et 7 Hz sur la Figure II.1 (voir Dahmen et al.,

2021a). Ces derniers correspondent aux fréquences propres de l'atterrisseur et de ses panneaux solaires. L'intensité de ces modes augmente avec la vitesse des vents, lorsque les panneaux solaires sont secoués par les rafales (Clinton et al., 2021 ; Ceylan et al., 2021a), et la température atmosphérique va modifier la fréquence de résonance (plus la température augmente plus la fréquence de résonance diminue, Dahmen et al., 2021a). Il existe des modes supplémentaires qui peuvent être observés à des fréquences très élevées jusqu'à 40 Hz (excités par les donks, voir section ci-dessous sur les artéfacts instrumentaux). Une résonance à 2.4 Hz plus atténuée est également visible sur la Figure II.1. Il pourrait s'agir d'une résonance naturelle, qui proviendrait d'une structure sous la surface (Giardini et al., 2020 ; Ceylan et al., 2021a). Elle est plus intense sur la composante verticale et ne fluctue pas avec les changements de température ou de vent. L'amplitude de la résonance peut cependant varier au cours des saisons et elle n'est bien visible qu'en fin d'après midi, quand le bruit est le plus faible. Il s'agit du seul mode qui est excité avec les ondes sismiques (Driel et al., 2021 ; Ceylan et al., 2021a). La présence de résonances vers 2.3 Hz et 2.6 Hz associées aux modes du panneau solaire est cependant prédite par les analyses en éléments finis du lander, et des questions demeurent sur leur rôle dans l'origine de la résonance de 2.4 Hz.

1.1.1.2 Turbulences atmosphériques : dust devils

En plus du vent fort en journée, des tourbillons convectifs se forment partout à la surface de la planète. Ces tourbillons peuvent soulever des masses de poussières sur leur passage, et sont alors appelés *dust devils*. Sur leur trajet, ils laissent généralement des contrastes d'albédo entre le milieu environnant et la trace fraîche, et correspondent à des structures rectilignes sombres ou brillantes visibles sur les données d'imagerie (Figure II.2.a). Au-delà de l'objectif de cette Section, l'étude morphologique des traces peut être poussée comme nous l'avons fait dans Perrin et al. (2020) (voir l'article complet en Annexes C), afin d'estimer le rayon et le sens de rotation du vortex du dust devil (Figure II.2.b), ainsi que la direction et la vitesse du vent.

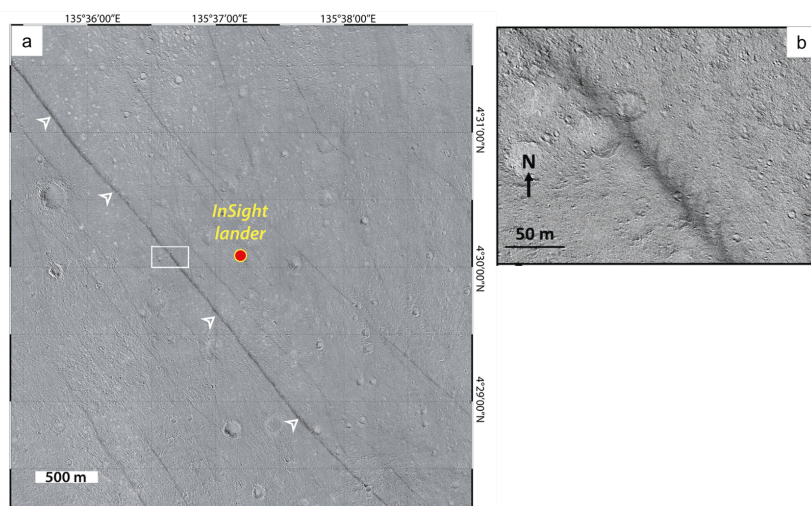


FIGURE II.2. Traces de dust devils, d'après Perrin et al. (2020). a) Ratio entre deux images HiRISE (11 et 6 décembre 2018) qui présente de nouvelles traces (noires) de dust devils à côté d'InSight. b) Zoom de la trace principale de a) (flèches blanches et encart). Les structures "en plumes" permettent d'estimer le rayon du vortex, son sens de rotation (ici dans le sens des aiguilles d'une montre) et la direction du dust devil (depuis le NW vers le SE).

Les dust devils génèrent une chute de pression, observée avec une amplitude de quelques pascals dans les données de pression d'InSight (données APSS). Comme nous le verrons plus loin, cette dernière induit une déformation du sol. Plusieurs milliers de ces chutes de pression ont été relevées avec des amplitudes d'au moins 0.3 Pa (Spiga et al., 2021). À partir de l'observation

des traces en surface et des chutes de pression, il a été établi que la fréquence d'apparition des dust devils était particulièrement élevée au niveau du site d'atterrissage (Banerdt et al., 2020 ; Perrin et al., 2020 ; Spiga et al., 2021). De plus, les chutes de pression sont plus abondantes en début d'après-midi où la température atmosphérique et l'activité du vent sont les plus élevées (Spiga et al., 2021 et Figure II.1).

Les dust devils s'observent également dans les enregistrements sismiques, avec une signature sur une large bande de fréquences (Lorenz et al., 2021, Figure II.1 pendant la période de "vent fort et vortex convectifs", et sur la Figure II.3, Ceylan et al., 2021a). Il est très facile de séparer un dust devil d'un événement sismique, même durant les périodes très bruitées de la journée, grâce à l'analyse conjointe des chutes de pression (par exemple, Lognonné et al., 2020 ; Banfield et al., 2020 ; Spiga et al., 2021 ; Lorenz et al., 2021). Dans une moindre mesure, la distribution des traces identifiées sur les images satellitaires à haute résolution HiRISE (McEwen et al., 2007) peut également contribuer à vérifier la proximité d'un dust devil avec InSight (Perrin et al., 2020), mais avec très peu de résolution sur le temps exact de son passage.

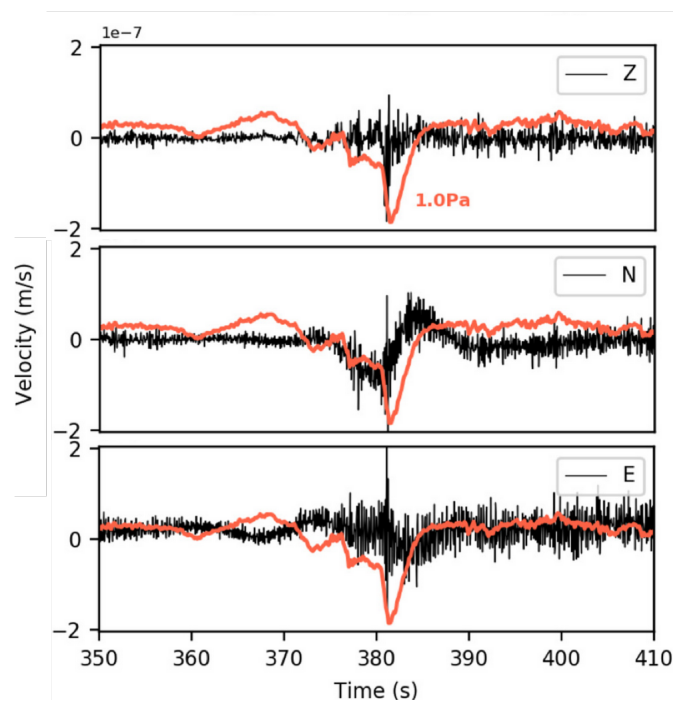


FIGURE II.3. Enregistrements sismiques et de pression d'un dust devil, d'après Ceylan et al. (2021a). Les données sismiques sont celles du VBB à 20 sps (en noir) et représentées en vitesse sur les trois composantes ZNE. La chute de pression (en orange) a une amplitude de 1 Pa.

Par ailleurs, au sol 65, un vortex très puissant avec une chute de 9 Pa est passé sur l'atterrisseur et a permis de nettoyer les panneaux solaires de la poussière, augmentant momentanément les performances de stockage d'énergie. Mais l'intérêt principal des dust devils réside dans l'analyse de la réponse du sol à leur passage, qui permet d'en déduire la structure du régolithe ainsi que ses propriétés mécaniques (voir Section ci-dessous, paragraphe 1.3.1.1, et Lognonné et al., 2020).

1.1.1.3 Artéfacts instrumentaux : glitches et donks

Malgré tout le soin apporté à la fabrication du sismomètre, les données sismiques d'InSight (InSight Mars SEIS Data Service, 2019) contiennent des artéfacts instrumentaux qui contaminent régulièrement le signal.

Ainsi, on y observe de grandes quantités de "*glitches*", qui constituent l'artéfact le plus fréquent, et caractérisés par une impulsion de grande amplitude, généralement de 10^{-7} - 10^{-8} m/s (Scholz et al., 2020; Ceylan et al., 2021a), soit plus de 10 fois l'amplitude des grands séismes, voir Figure II.4.a). Ces glitches sont décrits comme des bruits instrumentaux transitoires probablement associés à une libération de contraintes des capteurs ou dus à des inclinaisons de SEIS (Lognonné et al., 2020; Scholz et al., 2020; Ceylan et al., 2021a). Leurs apparitions peuvent être problématiques dans le cas où elles masquent des phases sismiques des événements sur les sismogrammes, car ces bruits se situent dans les mêmes gammes de fréquences basses que les séismes. Ces anomalies sont aussi courantes dans les données sismiques terrestres, où elles sont en général rejetées quand elles surviennent durant un événement sismique (par exemple, Zahradník et Plesinger, 2005). Elles sont également observées sur les données Lunaires Apollo. Sur Mars, en raison du nombre réduit de données, nous n'avons pas le luxe de pouvoir éliminer celles qui sont contaminées, mais des modèles de correction ont été développés par les équipes d'InSight pour réduire l'impact des glitches (Scholz et al., 2020).

La plupart des glitches sont en général beaucoup plus énergétiques sur les composantes horizontales que sur la verticale, selon l'inclinaison de l'instrument par rapport au sol (Ceylan et al., 2021a). Les glitches peuvent se succéder sur des intervalles de temps réduits (quelques minutes ou heures), et il n'est pas rare d'observer par exemple, trois glitches à la suite (comme on le voit avec les glitches superposés de la Figure II.4.a), ce qui a pu générer des fausses interprétations dans des analyses d'autocorrélation (Kim et al., 2021). Sur la Figure II.1, on observe très clairement les glitches pendant les périodes atmosphériques calmes, entre minuit et 08 :00 LMST. Ils sont identifiés plus difficilement une fois que la température augmente au lever du jour, lorsque des conditions météorologiques turbulentes et des chutes de pression fréquentes commencent à dominer le signal sismique (Ceylan et al., 2021a). Certains glitches peuvent se manifester avec un pic à hautes fréquences (supérieures à 5 Hz, voir Figure II.4.a), et coïncident avec un donk (voir ci-dessous).

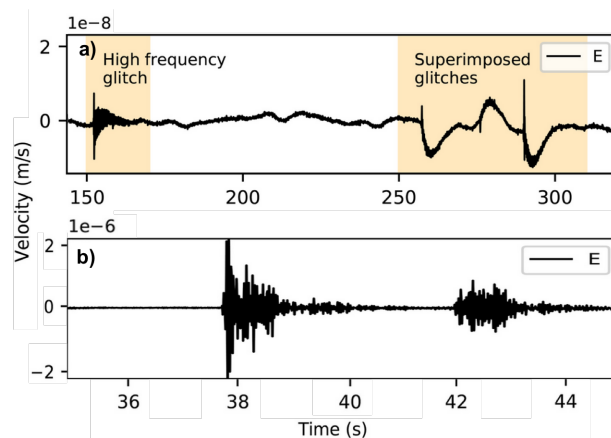


FIGURE II.4. Exemples de glitches et de donks dans les données d'InSight, d'après Ceylan et al. (2021a). a) Représentation de deux familles majeures de glitches (zones orangées), un glitch à haute fréquence et des glitches superposés, à partir des données VBB à 20 sps sur la composante E. b) Enregistrement de deux donks sur les données SP à 100 sps, composante E.

Les *donks* forment un second type d'artéfact instrumental. Ce sont de grandes impulsions d'environ 10^{-6} m/s, de courtes durées (quelques secondes) à très haute fréquences (à l'opposé des glitches, à basses fréquences), en général supérieures à 12 Hz (Ceylan et al., 2021a).

Les donks sont moins problématiques que les glitches dans l'analyse des marsquakes, car ils ne sont visibles, pour la grande majorité, que sur les données à très haut échantillonnage (100 sps) malgré le fait qu'ils possèdent une forme d'onde assez similaire à celle de petits séismes (voir Figure II.4.b). Il est supposé que les donks sont générés par la libération de contraintes provenant

du cycle de température soit du lander d’InSight, soit de SEIS, soit du câble les reliant (Ceylan et al., 2021a).

1.1.2 Événements sismiques

Depuis que la mission enregistre des données sismiques, et au cours de cette thèse, les méthodes d’identification et de traitement des marsquakes et du bruit se sont considérablement améliorées. Afin d’interpréter convenablement les marsquakes, le MQS a ainsi répertorié l’ensemble de l’activité sismique et a classifié les événements sismiques en fonction de leur nature et de la qualité des données. Pour une faible partie d’entre eux, la localisation de l’épicentre et la magnitude ont en outre été estimées. De plus, après plus de 1000 sols d’enregistrements, des caractéristiques sismiques uniques à Mars ont été observées.

1.1.2.1 Classification des marsquakes

La nomenclature a été définie telle que les événements sismiques sont nommés en fonction du sol martien depuis le début de la mission pendant lequel ils se sont produits, et numérotés par ordre alphabétique pour ceux d’un même sol, *e.g.* S0235b est donc le deuxième événement identifié s’étant produit le 235^e sol (26 juillet 2019, Figure II.1).

Les événements sismiques ont été identifiés et analysés manuellement, mettant en avant leurs particularités. Ils sont répertoriés en fonction des caractéristiques des signaux, selon une classification établie par le MQS. Ainsi, le contenu fréquentiel, c’est-à-dire la bande de fréquences dans laquelle le signal a le plus d’énergie, et la qualité des données, en fonction des ondes et phases sismiques identifiées dans les formes d’ondes, permettent d’organiser le catalogue d’événements.

Premièrement, la classification se fait en fonction de la bande de fréquences dans laquelle les marsquakes possèdent le plus d’énergie. Ainsi, nous séparons la famille des événements à basses fréquences (principalement observés sous 2.4 Hz), de la famille des événements hautes fréquences (principalement au-dessus de 2.4 Hz), dont quelques exemples sont représentés dans le domaine fréquentiel sur la Figure II.5 (spectres basses fréquences à gauche et hautes fréquences à droite).

La famille des événements basses fréquences contient les événements LF ("*low frequency*"), dont l’énergie principale est observée en dessous de 2.4 Hz, et les événements BB ("*broad band*") à plus large bande fréquentielle, avec leur énergie principale inférieure à 2.4 Hz mais avec une excitation possible au-dessus de 2.4 Hz (par exemple, S0235b sur la Figure II.1).

Les événements LF et BB sont assez similaires entre eux. Les signaux possèdent une durée globale comprise en général entre 10 et 20 minutes avec deux phases P et S distinctes, où la S est plus amplifiée que la P (voir les spectres LF-BB sur la Figure II.5). En outre, le SNR de ces événements est le plus élevé, en moyenne de 2.5 à 20, et jusqu’à un facteur 200 dans le cas de S0235b (Banerdt et al., 2020; Giardini et al., 2020). Les analyses des spectres LF et BB ont montré que ces événements sont comparables aux séismes télésismiques terrestres et aux séismes lunaires peu profonds (Giardini et al., 2020). Brinkman et al. (2021) ont ensuite conclu à une origine tectonique probable avec moins de diffraction pour trois événements LF/BB (S0173a, S0235b et S0183a). La famille des basses fréquences est donc classifiée de marsquakes tectoniques, et nous nous concentrons sur leur analyse sismo-tectonique dans le Chapitre IV.

La famille des événements hautes fréquences regroupe les événements à 2.4 Hz, les HF ("*high frequency*"), VF ("*very high frequency*") et SF ("*super high frequency*"). Les 2.4 Hz sont excités autour de 2.4 Hz avec une excitation très limitée au-dessus ou en-dessous de cette fréquence (S0235a, Figure II.1). Les événements à hautes fréquences HF sont centrés sur 2.4 Hz et au-dessus principalement. Un cas particulier d’événements de hautes fréquences, les très hautes fréquences, VF, sont de plus courte durée que les événements HF. Leur énergie sur la composante horizontale est nettement plus importante que l’énergie verticale à des fréquences plus élevées.

Certains événements VF se sont avérés être des impacts de météorites et ont été associés à des cratères récents, identifiés dans les images satellitaires CTX (Garcia et al., [under reviews](#)). Enfin, une dernière classe identifiée sont les événements à plus de 5 Hz et jusqu'à 50 Hz et de courtes durées, les SF. Ces derniers seraient reliés à des variations thermiques locales (voir une description complète des SF dans Dahmen et al., [2021b](#) et Clinton et al., [2021](#)). Ils sont particulièrement peu contraints, leur origine n'est pas certaine et ils sont difficiles à analyser, car les données sont de faible qualité (C ou D). De ce fait, ils ne sont pas pris en compte dans la suite.

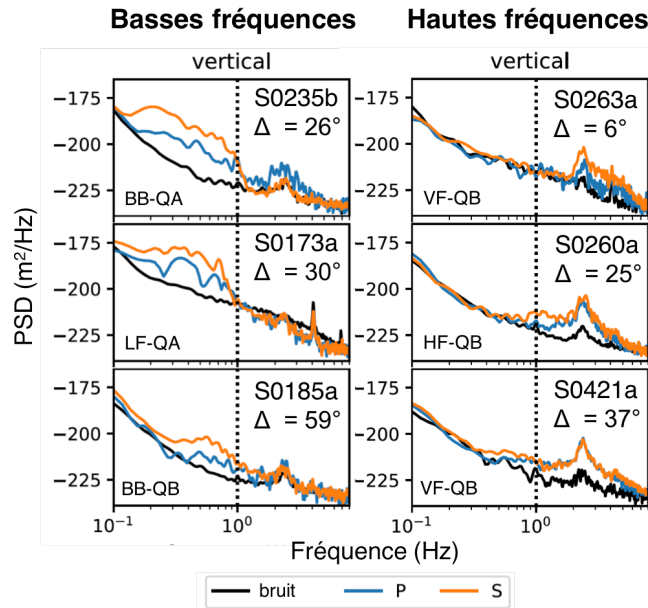


FIGURE II.5. Exemples de spectres d'événements des familles spectrales basses fréquences et hautes fréquences, d'après Driel et al. ([2021](#)). Les spectres sont représentés avec une densité spectrale de puissance (PSD) en déplacement de la composante verticale, sur les fenêtres de l'onde P (bleu), de l'onde S (orange) et du bruit quelques minutes avant l'événement (noir). Le type de l'événement (BB, LF, HF ou VF), sa qualité (QA-QD) ainsi que la distance épacentrale sont indiqués sur chaque spectre. La ligne pointillée correspond à 1 Hz.

Les marsquakes HF, VF et 2.4 Hz (et SF) ne contiennent que de l'énergie à hautes fréquences (voir les spectres hautes fréquences sur la Figure II.5), également sur des longues durées de 5 à 20 minutes. Ils possèdent deux phases qui sont interprétées comme des phases crustales Pg et Sg (Giardini et al., [2020](#)). Certains événements hautes fréquences n'ont qu'un unique pic d'énergie, et sont classifiés en événements 2.4 Hz. Comme ils sont par ailleurs similaires aux HF, les 2.4 Hz seraient donc des événements HF mais de plus faibles amplitudes, et détectables uniquement grâce à l'amplification présente à 2.4 Hz.

Sur la Figure II.5 on observe la séparation de l'énergie en fonction de la fréquence, qui permet de distinguer les deux familles de marsquakes.

Deuxièmement, la classification des marsquakes dépend de la qualité des données, qui repose sur l'identification claire ou non de phases sismiques et sur l'amplitude du signal par rapport au bruit (SNR). La majorité des événements détectés ont une amplitude faible et ne peuvent être observés que durant les moments les plus calmes de la journée, en fin d'après-midi et la nuit. Tous les séismes martiens enregistrés sont classés avec un grade de qualité de A à D (Clinton et al., [2021](#)). D'après les définitions du MQS :

- Les séismes de qualité A correspondent à des événements avec un SNR élevé, avec des

phases P et S clairement identifiées ainsi qu’une polarisation claire des phases. La polarisation permet de définir la direction de l’épicentre (l’azimut arrière ou BAZ pour *back-azimuth*) et couplée au délai entre la P et la S permet de définir la localisation de l’événement sismique (voir Section 1.1.2.2 ci-dessous). Ces événements sont les plus rares, seulement 10 ont été observés depuis le début d’InSight.

- Les événements de qualité B sont très similaires à ceux de qualité A pour ce qui est de l’identification des phases et des formes d’onde, mais sans une polarisation claire et donc avec une localisation peu précise.
- Pour les données de qualité C, les phases sont observées mais, soit elles ne sont pas identifiées, soit une seule phase est identifiée, soit plusieurs phases sont identifiables mais aucune onde P et S ne peut leur être attribuée.
- Les événements de qualité D sont les données de qualité la plus faible et sont caractérisés par des signaux très peu amplifiés, et jusqu’à être non attribuables à un événement sismique (données suspectes).

Au total, tous les événements enregistrés au 13 janvier 2022 sont résumés dans le tableau II.1.

Type/qualité	A	B	C	D	total (par type)
LF (low frequency)	6	10	21	16	53
BB (broadband)	4	8	13	5	30
HF (high frequency)	0	74	77	11	162
VF (very high frequency)	0	25	29	10	64
2.4~Hz	0	48	336	563	947
SF (super high frequency)*	0	0	300	1032	1332
total (par qualité)	10	165	476	605	1256

TABLE II.1. Catalogue des événements sismiques martiens enregistrés par SEIS (InSight Marsquake Service, 2022). Les événements sont répertoriés en fonction de leur qualité et de leur type, sur la période entre le 14 mars 2019 (qui correspond au premier marsquake détecté, S0105a) et le 13 janvier 2022 (événement S1105d). *Les événements SF ne sont pas comptabilisés dans le total car leur origine est incertaine.

Seuls les marsquakes LF et BB seront utilisés par la suite (Chapitre IV notamment). Les événements de qualités C et D ainsi que les événements SF ne seront pas considérés même s’ils représentent la majorité des événements enregistrés par InSight.

1.1.2.2 Localisations des épicentres

Quelle que soit la méthode employée, la localisation des marsquakes ne peut pas être déterminée avec une solution unique, car contrairement à la Terre, sur Mars nous n’avons qu’une seule station sismique et des modèles de vitesses imprécis, ce qui ne permet pas une triangulation précise de la source. Les épicentres des marsquakes sont donc représentés avec des fonctions de densité de probabilité (PDF, *probability density function*). Pour les événements de qualité A (et les qualité B dont la localisation est calculée dans Drilleau et al., [under reviews](#)), il s’agit de formes ellipsoïdales, et dont la probabilité la plus élevée se situe au centre. Les ellipsoïdes de localisation s’étendent sur plusieurs centaines de kilomètres (entre 3 et 5° d’incertitudes, soit environ 180-300 km). Ces incertitudes de localisation sont conséquentes et rendent difficile l’identification des sources sismiques.

Le MQS se charge de calculer les premières localisations dès qu’un nouvel événement est identifié. Les premières estimations du rayon épicentral (que nous appellerons Δ) se basent sur l’observation du délai temporel entre l’onde P et l’onde S. Ce retard est ensuite comparé à

celui obtenu par la théorie des rais sismiques calculés avec des modèles préliminaires de vitesse (décrits dans Clinton et al., 2017 et dans le Chapitre I).

Le BAZ est estimé par le MQS à partir de la polarisation de l'onde P directe, c'est-à-dire la direction dans laquelle l'onde a une polarisation rectiligne pendant la durée du pulse de première arrivée. La majorité des événements ont donc une distance épacentrale Δ mais pas de BAZ.

Certains événements de plus basses qualités (B et C), où il est difficile de bien identifier l'onde P et/ou l'onde S, sont ré-alignés ("*aligned events*") afin de déduire leur Δ (Giardini et al., 2020). Pour cela, la méthode d'alignement consiste à comparer les enveloppes des sismogrammes des événements difficiles à localiser à celles d'événements localisés, donnant une estimation approximative du délai entre la P et la S sans tenir compte du trajet des ondes.

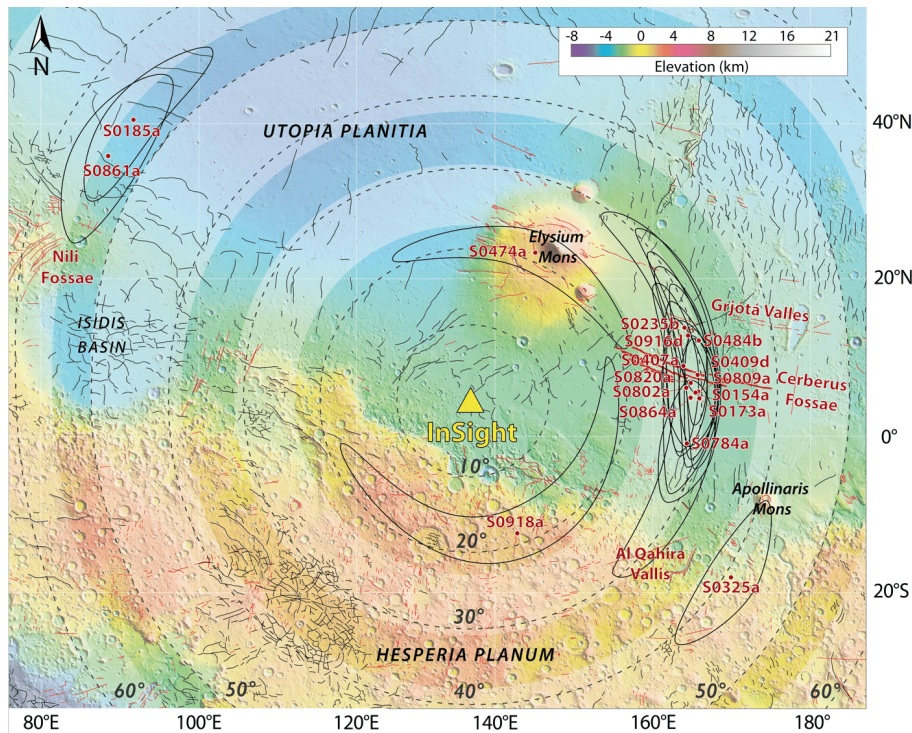


FIGURE II.6. Localisation des séismes autour d'InSight par Drilleau et al. ([under reviews](#)). Le fond de carte est réalisé à partir de la topographie MOLA (Smith et al., 2001), et la cartographie des failles est basée sur la compilation de Knapmeyer et al. (2006). Les traces rouges représentent les failles extensives et les traces noires les failles compressives. Les traces rouges plus marquées à l'est correspondent au système de Cerberus Fossae (Giardini et al., 2020 ; Perrin, Jacob et al., 2022). Les lignes circulaires pointillées correspondent aux rayons de distances épacentrales depuis InSight en degrés. Les bandes blanches représentent les zones de plus forte sismicité de Giardini et al. (2020). Les localisations des événements sont marqués par les points rouges avec leur ellipsoïde d'incertitudes en noir.

D'autres méthodes ou d'autres valeurs de localisation des épacentres sont proposées par plusieurs équipes d'InSight. Ainsi, par exemple, dans Khan et al. (2021), la méthodologie est similaire à celle du MQS. Les temps d'arrivée de l'onde P et de l'onde S pour des marsquakes LF/BB de qualités A et B, sont obtenus par la théorie des rais, calculée à partir de modèles de vitesses et le BAZ est estimé avec la polarisation de la P. En parallèle, Drilleau et al. ([under reviews](#)) localisent dix événements LF/BB de qualités A et B, recoupant les valeurs trouvées par le MQS (Figure II.6, où l'on voit les ellipsoïdes de localisation). Pour cela, ils utilisent la polarisation dominante, associée à la covariance et la cohérence entre les composantes pour identifier les temps d'arrivée de la P et de la S, et donc Δ . Le BAZ est défini comme étant une fonction de l'énergie de la composante horizontale, de la corrélation entre les composantes horizontales (nord et est, NE) et verticale (Z), et de la cohérence de la phase temporelle entre les

composantes NE et Z. Bon nombre des événements sismiques tectoniques LF/BB, tels que ceux que nous étudions dans le Chapitre IV, sont situés à l'est d'InSight, entre 25 et 40° de distance épacentrale (Figure II.6).

Ceci est également visible sur la Figure II.7, où la magnitude est représentée en fonction de la distance épacentrale pour tous les marsquakes d'InSight qui ont été localisés (InSight Marsquake Service, 2022). Ainsi, les marsquakes de magnitudes 3-4, principalement des événements LF ou BB, sont regroupés en deux zones principales, à une trentaine de degrés, et entre 80 et 95°. Les événements hautes fréquences HF, VF et 2.4 Hz sont tous situés entre 0 et 40° de distance, pour des magnitudes de 1 à 3 environ. Les 2.4 Hz sont très concentrés, alors que les VF sont plus dispersés avec certains de plus fortes magnitudes supérieures à 3.

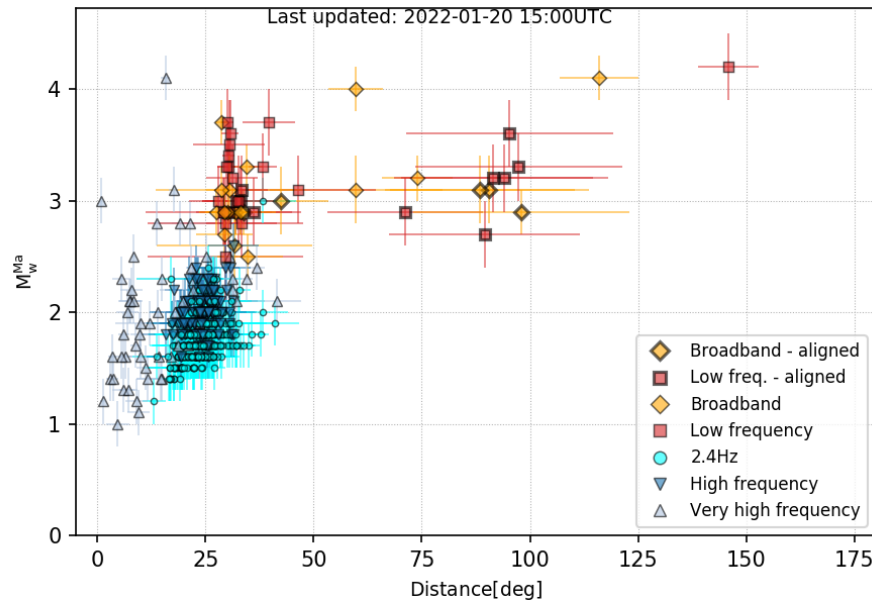


FIGURE II.7. Catalogue des événements sismiques d'InSight en fonction de leur distance et magnitude (InSight Marsquake Service, 2022). Il s'agit de la version du catalogue du MQS du 20 janvier 2022 (1120° sol) qui présente tous les événements enregistrés depuis le 14 mars 2019 (105° sol). Les événements sont représentés avec leurs barres d'erreur en fonction de leur type fréquentiel, en orange les BB, en rouge les LF, en bleu clair les 2.4 Hz, en bleu-gris les HF et en gris les VF. Les LF et BB entourés d'une ligne plus épaisse ont été réalignés avec des événements présentant des caractéristiques similaires (voir Giardini et al., 2020). Les événements alignés ont des barres d'erreur plus grandes.

Quelques événements plus lointains ont pu être détectés. Notamment, S0976a (M_w de 4.2 ± 0.3) et S01000a (M_w de 4.1 ± 0.2) sont tous les deux localisés dans les environs de Valles Marineris et Tharsis, à environ 140 et 130° respectivement, sur la face opposée de Mars (Horleston et al., *in prep*). S0976a et S01000a ne présentent pas d'ondes de volume P et S claires (voir Section 1.3.3). Par conséquent, ils ont été localisés en se basant uniquement sur les ondes diffractées Pdiff, les ondes crustales Pg et Sg, et/ou les ondes réfléchies PP et SS.

Le fait que la magnitude des événements est plus élevée pour des grandes distances épacentrales n'est pas uniquement le résultat d'un processus géologique ou sismique, mais est surtout lié au seuil de détection du sismomètre d'InSight et à la décroissance de l'amplitude des signaux, par effets conjugués de la dispersion et de l'atténuation sismiques. D'après les estimations de détection minimale décrites dans Banerdt et al. (2020), les séismes de $M_w \sim 2.6$ peuvent être observés jusqu'à 25° de distance, et il faut une magnitude d'au moins 3.5 pour enregistrer des événements à plus de 150°. Il est ainsi fort possible que nous ignorions une part importante de la sismicité martienne de faible magnitude située à de grandes distances épacentrales.

1.1.2.3 Particularités des données sismiques : ondes de surface, phases de profondeur et phases secondaires

Les données sismiques martiennes présentent un certain nombre de particularités, et certaines d'entre elles complexifient leur analyse.

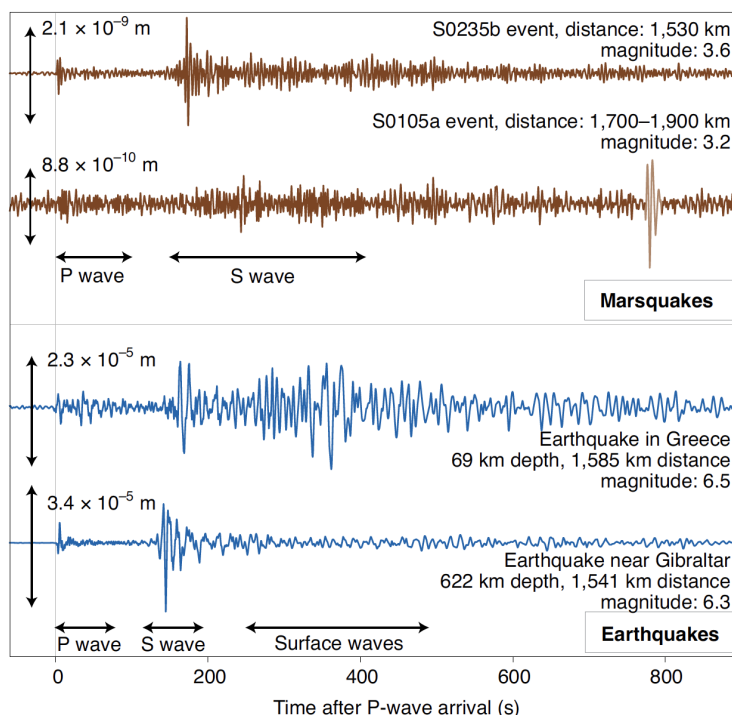


FIGURE II.8. Comparaisons de sismogrammes martiens et terrestres, d'après Banerdt et al. (2020). En haut, les séries temporelles en déplacement (composante verticale) pour deux marsquakes à des distances de plus de 30° (1500 km, marron) sont présentées. S0235b (BB, qualité A) est un des événements avec un SNR très élevé et des phases P et S facilement identifiables. S0105a (LF, qualité B) est un événement de petite amplitude avec un SNR faible. En bas, sont représentés deux signaux sismiques terrestres, avec des distances épacentrales similaires à celles des marsquakes et des magnitudes plus élevées. Les sismogrammes terrestres ont été enregistrés aux stations FIESA et DAVOX (*National Seismic Networks of Switzerland*), à 69 km de profondeur pour le séisme grec, et à plus de 600 km de profondeur pour le séisme de Gibraltar. Les formes d'ondes martiennes ont été filtrées entre 0.125 et 0.5 Hz et celles terrestres entre 0.033 et 0.5 Hz. La différence de filtrage est justifiée par le bruit instrumental martien qui est plus élevé que le signal à 0.1 Hz.

Sur la Figure II.8, deux signaux LF/BB martiens, S0235b et S0105a, sont comparés avec deux signaux terrestres, localisés en Grèce et à Gibraltar. Avec des distances épacentrales équivalentes d'environ 30° (soit 1500 km) pour S0235b et le séisme grec, les deux sismogrammes ont globalement la même anatomie, à un détail près. En effet, on observe clairement les ondes de surface sur le sismogramme de Grèce, qui sont plus amplifiées que l'onde S malgré une profondeur assez importante de 70 km. Ce n'est pas le cas pour S0235b où la coda sismique, c'est-à-dire les trains d'ondes suivant une phase sismique principale, après l'onde S est très peu amplifiée alors qu'il s'agit d'un marsquake à haut SNR. D'autant plus dans le cas de S0185a à faible SNR, où le signal de l'onde S et de sa coda est perdu dans le bruit. En effet, il s'agit d'une particularité des signaux d'InSight, malgré plus de 1000 événements enregistrés, les ondes de surface n'ont jamais été clairement observées.

L'absence d'ondes de surface pourrait impliquer que la profondeur du séisme est importante, comme sur Terre, dans le cas de l'événement proche de Gibraltar sur la Figure II.8, à 622 km de profondeur. Mais des séismes à des profondeurs aussi élevées dans le manteau profond résultent du changement de phase minéralogique de l'olivine (voir Chapitre I Section 1.2.1, et par exemple,

Zhao et al., 2017), et sont assez rares. Il serait peu probable que l'ensemble du catalogue martien ait été généré à des profondeurs aussi élevées. En outre, le fait que les codas sismiques martiennes s'étendent sur une plus longue durée que celles terrestres (voir Figure II.8) pourrait indiquer une forte diffraction des ondes de surface, qui seraient alors masquées dans la coda de l'onde S (Giardini et al., 2020 ; Lognonné et al., 2020). Mais le processus exact à l'origine de leur absence demeure une question ouverte qui sera plus abordée dans les Chapitres IV et V.

De même, les phases de profondeur (pP et sP, correspondant à une réflexion sur la surface de Mars, au niveau de l'épicentre du marsquake) n'ont été pointées que pour une dizaine d'événements dans Drilleau et al. (under reviews), à partir de techniques de traitement du signal par corrélation et transformées de Hilbert.

Les ondes de surface et les phases de profondeur sont très utiles pour contraindre la profondeur des événements, et sans leur observation, les estimations sont accompagnées de grandes incertitudes. Quelques profondeurs pour des événements LF/BB ont été proposées, et sont d'une trentaine de kilomètres de profondeur, dans la croûte (Brinkman et al., 2021 ; Drilleau et al., under reviews ; Stähler et al., 2021 et voir Chapitre IV).

Enfin, la majorité des événements enregistrés ont un SNR faible. Ceci empêche d'observer directement les phases P et S dans les séries temporelles et leurs pointés se font souvent à l'aide d'enveloppes sismiques ou avec l'analyse de spectrogrammes (Giardini et al., 2020). Les phases secondaires (PP, SS, PPP, SSS, etc.) ne sont également observées que pour une dizaine d'événements LF/BB (voir Sections 1.3.2 et 1.3.3, et identifiées dans Drilleau et al., under reviews ; Khan et al., 2021 ; Stähler et al., 2021) à l'aide de différents filtres.

1.2 Activité sismique de Mars

L'enregistrement continu du signal par SEIS sur plus de 1000 sols permet de mettre en évidence une périodicité à l'échelle de la journée et des saisons. On peut visualiser cette évolution annuelle directement à partir de la compilation des spectrogrammes quotidiens (Figure II.9). On remarque une nette évolution de l'intensité du bruit sismique au cours du temps, ainsi que les périodes favorables à la détection de marsquakes.

La contamination météorologique augmente le bruit de fond de manière très significative, et quasiment tous les marsquakes n'ont pu être identifiés que sur les plages de vent calme, en fin de nuit, d'après-midi et au début de la nuit. En outre, en particulier autour du crépuscule (vers 20 :00-21 :00 LMST) lorsque les températures chutent rapidement et quand le bruit est généralement plus faible, on observe la plus grande quantité de donks et glitches qui contaminent les données (Clinton et al., 2021). Par ailleurs, il y a beaucoup moins d'événements répertoriés entre 22 :00 et 04 :00 LMST du matin.

De plus, la durée des périodes de bruit varie avec la saison. En effet, comme le montre la Figure II.9, le bruit ambiant s'est renforcé entre les sols 550 et 730, et il n'y a eu qu'une petite dizaine d'événements identifiés durant cette période. Ces périodes d'activité intense coïncident avec l'automne et l'hiver martiens dans l'hémisphère nord, qui sont caractérisés par une atmosphère très riche en poussières. D'après les modèles et observations atmosphériques, l'abondance de poussières a renforcé la turbulence atmosphérique et favorisé la multiplication des chutes de pression et des dust devils, malgré des températures plus faibles (Spiga et al., 2021 ; Chatain et al., 2021). Par ailleurs, c'est durant l'automne/hiver que les dépressions les plus importantes ont été relevées dans les données APSS, pouvant atteindre jusqu'à 10 Pa en journée, et ce même la nuit avec des chutes de 1 Pa (Banfield et al., 2020). Les chutes de pression nocturnes sont normalement absentes durant les autres saisons.

Les marsquakes LF/BB et VF quant à eux, en dehors de leur périodicité de détection, ne présentent pas de récurrences remarquables. À l'opposé, une saisonnalité a été pointée dans Knapmeyer et al. (2021), pour les HF et 2.4 Hz, qui sembleraient se déclencher sur les périodes de plus forte insolation en été et automne, quelle que soit l'activité du vent. Il est évoqué que cet

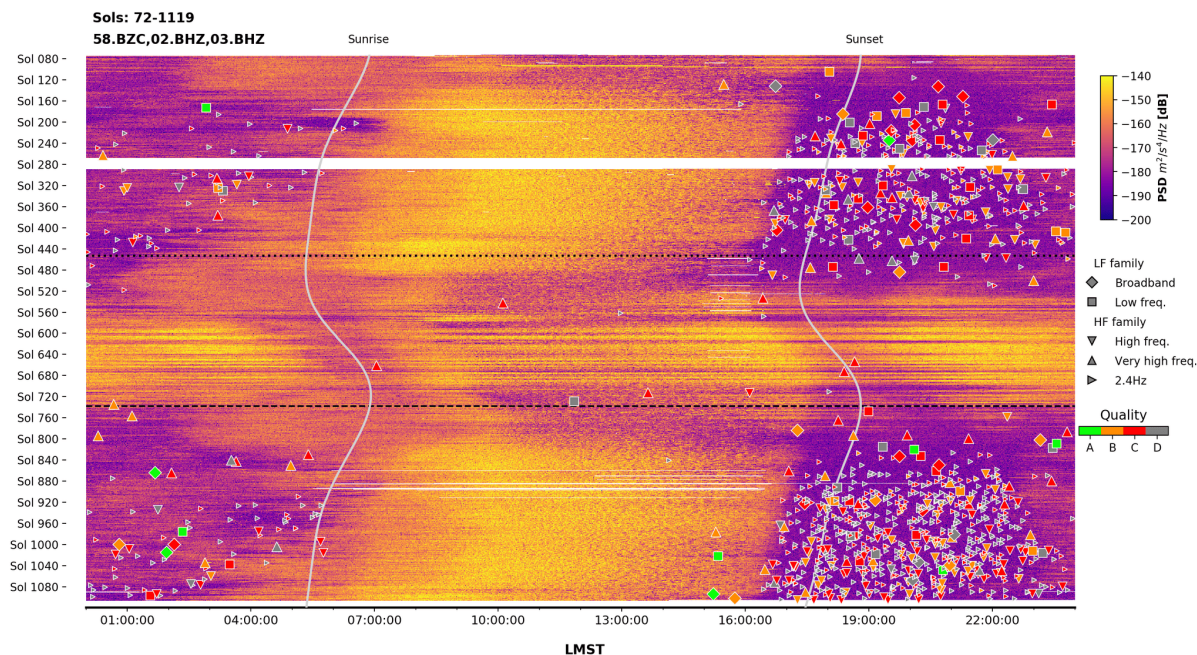


FIGURE II.9. Compilation des spectrogrammes quotidiens des sols 72 à 1119 (Giardini et al., 2020 ; InSight Marsquake Service, 2022). L'énergie spectrale est représentée avec une densité spectrale de puissance (PSD) pour 24 heures de signal au format LMST ("local Martian Solar time"). Les PSD sont calculées sur la composante verticale des données sismiques, avec une amplitude plus élevée dans les tons jaunes (-140 dB), et plus faible dans les tons violets (-200 dB). Les marsquakes sont identifiés avec des triangles pour les hautes fréquences, et avec des carrés/losanges pour les basses fréquences. La couleur des marqueurs correspond à la qualité de l'événement. Les heures de levers et couchers de Soleil suivent les courbes blanches, en fonction de la saison martienne. Une zone blanche autour du 280^e sol correspond à la première conjonction solaire, c'est-à-dire quand Mars était située derrière le Soleil, et durant laquelle SEIS n'a pas fonctionné. Les lignes noires pointillées marquent le sol équivalent de l'année précédente pour la ligne du haut, et une année complète depuis le déploiement du WTS pour la ligne du bas.

effet pourrait être dû à l'évaporation plus rapide du CO_2 à ces latitudes équatoriales, mais ceci n'est pas encore bien établi. Quoiqu'il en soit, les distributions des LF/BB, des HF/VF/2.4 Hz et qualités B-C-D sont globalement uniformes sur toute la période d'activité d'InSight. On remarque que les événements de qualité A ont pu être identifiés plus souvent après le sol 730, et à plusieurs moments de la journée, même durant les phases de vent fort. Ces détections de qualité A plus récentes sont également caractérisées par des magnitudes globalement plus élevées, jusqu'à M_w de 4.2.

En outre, grâce aux deux ans d'enregistrements sismiques, nous pouvons réévaluer les fréquences d'événements sismiques globales, la loi de Gutenberg-Richter martienne, et comparer les distributions aux prédictions pré-InSight (voir Chapitre 3.1). Le taux de sismicité a été représenté sur la Figure II.10.a à partir des marsquakes des 231 premiers sols par Banerdt et al. (2020), et comparé à celui après 1105 sols sur la Figure II.10.b. Il y a très peu de différences entre les deux distributions, qui se basent pourtant sur 13 et 640 événements sismiques respectivement. Ces observations indiquent que Mars est une planète modérément active, et se situe à un ordre de grandeur au-dessus de la Lune, et plus de deux ordres de grandeurs sous l'activité intraplaque terrestre globale. L'activité mesurée est assez proche des prédictions avant InSight (Golombek et al., 1992 ; Knapmeyer et al., 2006).

La loi mise à jour de la Figure II.10.b complète celle proposée dans Banerdt et al. (2020), avec l'ajout d'événements à hautes fréquences HF, VF et 2.4 Hz, qui sont tous caractérisés en majorité par des magnitudes inférieures à 2.5. S'ajoutent à ce catalogue quatre événements de M_w supérieures à 4 (le plus grand étant S0976a, de magnitude 4.2).

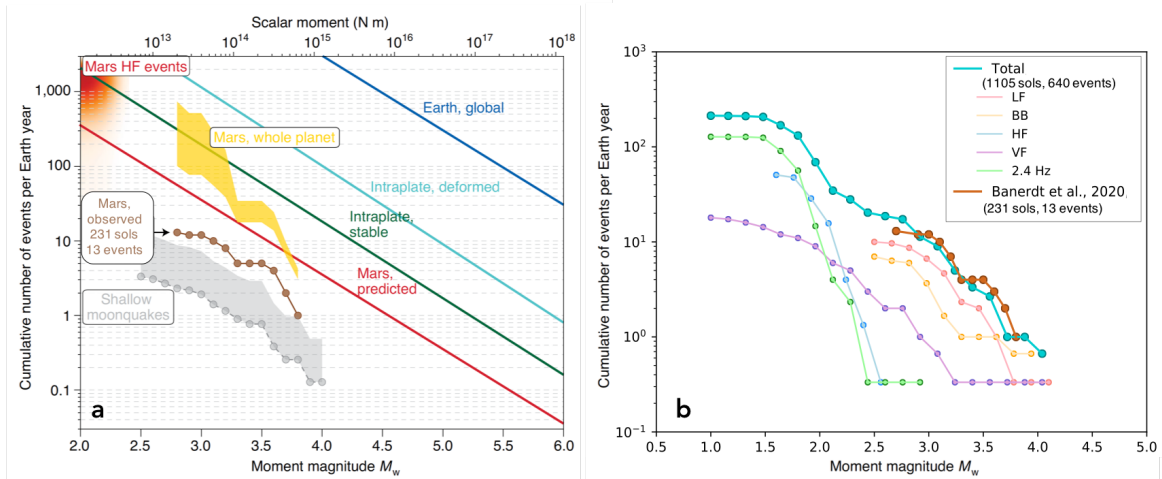


FIGURE II.10. Activité sismique annuelle de Mars mise à jour. a) Activité des 231 premiers sols (28 octobre 2019), modifié depuis Banerdt et al. (2020). La courbe marron représente la magnitude et la fréquence des événements enregistrés pour une année terrestre, à partir de Giardini et al. (2020). L'enveloppe orange est une extrapolation des données à la planète entière. La prédiction de la sismicité en rouge a été proposée dans Golombek et al. (1992). L'activité sismique lunaire est en gris, calculée à partir des *moonquakes* superficiels (Oberst, 1987). L'activité sismique globale terrestre (activité d'interplaque) est représentée en bleu foncé (GlobalCMT catalog, Ekström et al., 2012). Sont séparées en intraplaque, la sismicité en intraplaque sur des zones déformées, et en vert, celle en intraplaque au milieu des continents (Okal et al., 2007). Pour cette comparaison, les activités terrestres ont cependant été réduite au pro-rata des rapports de surface entre la Terre et Mars. La zone orangée (HF) représente les marsquakes de hautes fréquences (HF, VF et 2.4 Hz). b) Activité sismique annuelle (selon les années terrestres) après 1105 sols de mission (5 janvier 2022). La fréquence de tous les marsquakes enregistrés est représentée en cyan, comparée à la fréquence de a) de 231 sols en marron. Les courbes de couleurs représentent les taux annuels des marsquakes LF en rose, des BB en orange, des HF en bleu, des VF en violet et des 2.4 Hz en vert.

Les marsquakes LF et BB, les plus rares, possèdent les magnitudes les plus élevées entre 2.5 et 4.2. Les événements HF et 2.4 Hz présentent les mêmes tendances entre eux, c'est-à-dire qu'ils sont très fréquents pour des magnitudes de 1.0 à 2.0, suivie d'une décroissance très forte de la fréquence avec très peu de détections au-delà de M_w 2.5. Les VF sont les événements qui ont la distribution la plus étendue, avec des magnitudes variant de 1.0 à 4.1 et une fréquence modérée. La distribution annuelle des événements hautes fréquences HF, VF et 2.4 Hz est par ailleurs inférieure à la prédiction de Banerdt et al. (2020) (Figure II.10.a, "Mars HF events") d'environ un ordre de grandeur. Aucun événement de magnitude supérieure à 4.2 n'a été détecté en plus de 1000 sols, alors qu'il était supposé que l'on détecte quelques M_w 5-6 pendant la mission (par exemple, Panning et al., 2016 ; Böse et al., 2018 ; Lognonné et al., 2019). Et ceci peut-être expliqué par le manque de détections lointaines, ou par le fait que ces marsquakes sont peut-être camouflés par le bruit intense en journée, ou que l'on se situe dans une période sans activité suffisante au voisinage d'InSight.

On peut désormais ré-estimer approximativement la b-value de la loi de Gutenberg-Richter, à partir de l'observation de la pente des taux sismiques. Par conséquent, pour la globalité du catalogue la b-value est un peu supérieure à 1, les b-values des LF et BB seraient comprises entre 1 et 2, celle des VF autour de 1 et celles des HF et 2.4 Hz convergeraient vers 2-3.

Ces valeurs semblent donc, pour les LF et BB, plus grandes que celles qui avaient été observées ou suggérées par Banerdt et al. (2020), pour le catalogue d'événements beaucoup plus réduit. C'est d'ailleurs confirmé par l'absence de forts séismes sur 3 ans. Sur Terre et sur la Lune, la b-value est d'environ 1, (une b-value comprise entre 0.7 et 1.1 correspond à un contexte d'interplaque). La b-value des LF et BB correspondrait à de l'activité intraplaque, ce qui est cohérent avec le contexte de monoplaque martienne. La fréquence des événements de plus petites

magnitudes est plus importante, et suit une courbe très pentue, notamment dans le cas des HF et 2.4 Hz. Les b-values élevées ne s'observent que dans des contextes tectoniques particuliers sur Terre, en extension, sur les rides océaniques (Petrucci et al., 2019), ou à très faibles vitesses de déformation (Sasajima et Ito, 2016), comme évoqués dans Banerdt et al. (2020). Des très faibles taux de déformations semblent finalement assez logiques compte tenu de la faible activité tectonique et surtout de l'absence de tectonique des plaques. À l'inverse, Kawamura et al. (2017) ont montré que pour la Lune, le forçage de la marée terrestre, à l'origine des séismes profonds, conduisait à des vitesses de déformations élevées et ce même si l'amplitude des déformations est lente.

Pour l'instant, nous avons un fort déséquilibre entre les événements hautes fréquences qui sont bien plus nombreux que ceux plus basses fréquences, et nous n'avons enregistré que des magnitudes faibles à modérées. Un catalogue plus étendu et distribué équitablement permettrait certainement d'améliorer l'évaluation de la loi de Gutenberg-Richter au voisinage d'InSight.

1.3 L'intérieur martien

Des centaines d'événements sismiques ont été détectés par InSight, augmentant le nombre de contraintes pour fixer les modèles. Ainsi, la structure interne de Mars a pu être déterminée entièrement en 2021.

Quatre études principales, que nous décrivons ci-dessous, ont chacune contribué à établir la structure interne de Mars : la structure supérieure a été estimée dans Lognonné et al. (2020), pour la subsurface, et dans Knapmeyer-Endrun et al. (2021) pour la croûte, le manteau supérieur, le profil thermique moyen et la lithosphère ont été calculés dans Khan et al. (2021), et la structure profonde du manteau inférieur et du noyau de Mars ont été décrits dans Stähler et al. (2021).

1.3.1 La surface et la croûte

Les croûtes planétaires sont formées à l'issue de la différenciation du manteau et de processus minéralogiques et magmatiques de fusion partielle (Elkins-Tanton et al., 2005). La surface et la croûte de Mars se sont formées assez rapidement (Nimmo et Tanaka, 2005; Grott et al., 2013), accompagnées par un volcanisme précoce important (Anderson et al., 2001; Berman et Hartmann, 2002). Durant sa cristallisation, la croûte s'est concentrée en éléments incompatibles et producteurs de chaleur (Knapmeyer-Endrun et al., 2021).

Ainsi, l'épaisseur de la croûte est un paramètre important pour déduire les mécanismes à l'origine de la différenciation et l'évolution thermique de la planète au cours du temps (Hauck et Phillips, 2002; Wiczeorek et Zuber, 2004; Plesa et al., 2018). En outre, évaluer la structure de la croûte est indispensable pour préciser le trajet et la profondeur de pénétration des ondes sismiques. Par ailleurs, contraindre les premiers mètres de la croûte fournit des informations non seulement sur les propriétés mécaniques et sismiques du sol, mais également sur l'évolution géologique de la surface (Golombek et al., 2016; Pan et al., 2020; Lognonné et al., 2020).

1.3.1.1 Épaisseur et vitesses sismiques du régolithe

Avant la mission, Golombek et al. (2018) se sont penchés sur la géologie au niveau du site d'atterrissage actuel, et ont suggéré la nature de la subsurface et les propriétés sismiques du régolithe martien. À partir de leurs analyses sur la morphologie des cratères et l'abondance de blocs rocheux, il était supposé que le régolithe fasse entre 3 et 17 m d'épaisseur et qu'il soit très altéré et fracturé.

Cette observation a été confirmée après l'atterrissage d'InSight, dans Golombek et al. (2020). La structure de la première dizaine de centimètres du régolithe a été ici déduite à partir des propriétés mécaniques du sol, grâce aux images collectées directement sous l'atterrisseur et en

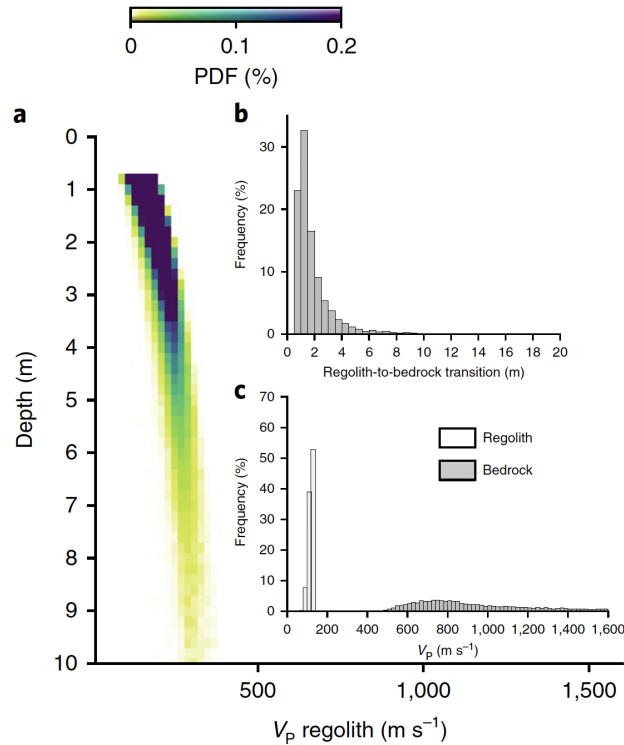


FIGURE II.11. Résultats d'inversion de la structure du régolithe, d'après Lognonné et al. (2020). a) Le profil de vitesses est représenté avec une fonction de densité de probabilité (PDF) à partir de 12000 modèles, où la probabilité la plus élevée est bleue et la plus faible est verte. Le profil de vitesse est calculé à partir de la compliance de 360 dust devils. b) Distributions marginales de la profondeur de transition entre substrat et régolithe. c) Distributions marginales des vitesses V_P dans le régolithe à 0.1 m de profondeur et dans le substrat rocheux.

observant la réponse à la pénétration de la sonde thermique HP³ dans le sol (également dans Lognonné et al., 2020 ; Spohn et al., 2021). Pour les premières dizaines de mètres, les vitesses des ondes sismiques ont pu être estimées dans le régolithe par Lognonné et al. (2020) puis Kenda et al. (2020), à partir de la compliance des dust devils et de la vitesse moyenne mesurée grâce aux percussions d'HP³. La compliance correspond au rapport entre la vitesse du sol et la pression atmosphérique, et permet de retrouver les propriétés élastiques des 20 premiers mètres dans le sol (*i.e.*, le module d'Young et le coefficient de Poisson). Les vitesses sismiques de l'onde P sont de l'ordre de 130 m/s à 1 m de profondeur, puis augmentent jusqu'à 500-700 m/s vers 10 m de profondeur dans le substratum (Figure II.11.a et c), avec une profondeur probable de la roche mère inférieure à 2 m (Figure II.11.b).

Par ailleurs, Hobiger et al. (2021) ont estimé la structure de subsurface jusqu'à 200 m de profondeur, à partir de l'analyse des vibrations sismiques ambiantes. L'observation du champ ambiant est une méthode classique qui permet d'extraire l'ellipticité des ondes de surface de Rayleigh. La structure inférée indique qu'une couche à faible vitesse (LVZ, "low velocity zone"), probablement sédimentaire, pourrait exister à 30-75 m de profondeur entre deux couches de basalte, où les vitesses V_S seraient d'environ 300 m/s, contre 1500-2000 m/s dans les couches basaltiques. Cette LVZ pourrait en outre piéger les ondes de surface, comme cela peut être observé sur Terre lorsque qu'une structure sous-jacente existe (par exemple, Revenaugh et Mendoza, 1996 ; Buehler et al., 2018), et il pourrait s'agir ici d'un cratère enfoui (Hobiger et al., 2021). Cette interprétation n'a cependant pas été unanimement acceptée dans l'équipe InSight.

1.3.1.2 Structure et caractéristiques de la croûte

Les estimations précédentes de l'épaisseur de la croûte, par exemple, Zuber et al. (2000) et Wiczcerek et Zuber (2004), étaient basées principalement sur la relation entre la gravité (données MGS, Albee et al., 1998) et la topographie (données MOLA, Smith et al., 2001). Ces modèles supposaient de fixer une densité de croûte de 2700 à 3100 kg.m⁻³, pour déduire une épaisseur crustale moyenne à l'échelle de toute la planète (Goossens et al., 2017). Mais ces valeurs de densité étaient représentatives de la croûte plus profonde et ne tenaient pas compte de variations locales.

Avec l'analyse des données sismiques d'InSight, la structure et l'épaisseur de la croûte ont été ré-évaluées au niveau du site d'atterrissage par Lognonné et al. (2020), pour les premiers kilomètres et par Knapmeyer-Endrun et al. (2021), jusqu'au Moho martien.

Lognonné et al. (2020), ont utilisé trois séismes LF/BB, S0128a, S0173a et S0235b pour déduire la nature de la croûte supérieure. Pour cela, ils se sont basés sur l'analyse des fonctions récepteur, c'est-à-dire les phases sismiques réfléchies et converties au niveau des interfaces sous InSight. Plus précisément, les fonctions récepteurs permettent d'estimer la différence entre le temps d'arrivée de l'onde P, et celui de l'onde P convertie en onde S le long d'une interface, permettant de calculer la profondeur de cette discontinuité. Dans Lognonné et al. (2020), il a été ainsi déduit que la croûte est très altérée et fracturée, avec des vitesses sismiques de l'ordre de 1 à 2 km/s pour V_S , jusqu'à une première discontinuité à 8-11 km de profondeur.

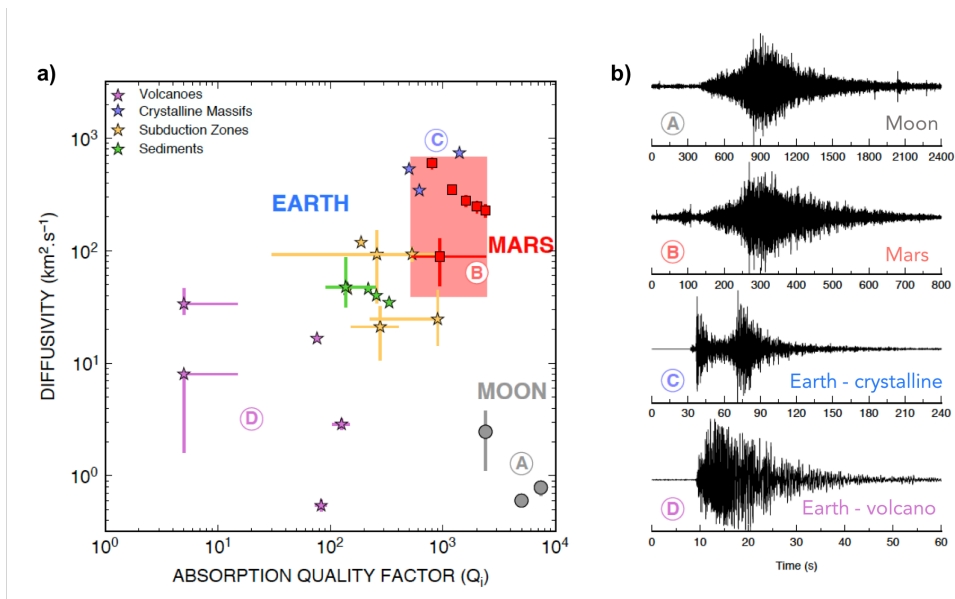


FIGURE II.12. Comparaison de la diffraction, de l'atténuation entre la Terre, la Lune et Mars et de signaux sismiques terrestres et lunaire, d'après Lognonné et al. (2020) (*supplementary materials*). a) Diffusivité (D) et atténuation intrinsèque ($1/Q_i$) pour plusieurs types de séismes. Pour convertir la diffraction (Q_{sc}) à partir de la diffusivité (D en km²s⁻¹), V_S est fixée à 3 km/s, et $Q_{sc} = \pi D x 1s$ km⁻². Les barres d'erreurs donnent les valeurs minimum et maximum acceptables. L'encart rouge correspond à l'activité sismique martienne de marsquakes LF/BB. b) Sismogrammes lunaire, martien et terrestres pour différents contextes géologiques. Le sismogramme A correspond à un signal lunaire, le B à un événement martien, le C montre l'anatomie d'un séisme terrestre dans un massif cristallin (Massif Central, France) et D présente un séisme terrestre volcanique (Mont St. Helens, USA).

Ce travail s'intéressait aussi à l'évaluation de l'atténuation sismique et de la diffusion des ondes. L'atténuation sismique ($1/Q_i$, il s'agit ici de l'atténuation *intrinsèque*) impacte la dissipation d'énergie des ondes sismiques et est liée à la géométrie des roches traversées par les ondes. Ce paramètre est peu connu sur Mars et varie d'un marsquake à un autre (Giardini et al., 2020; Brinkman et al., 2021). La diffusion sismique (D, proportionnelle à la diffraction

des ondes) renseigne sur les complexités et stratifications en profondeur, *i.e.* la déviation des ondes dans le milieu qu'elles traversent. L'observation des signaux des séismes martiens, *e.g.* leur durée, la polarisation, l'amplitude, les réverbérations, donnent des estimations de la diffusion et de l'atténuation.

Par exemple, sur la Figure II.12.b, on se rend compte des différences drastiques des formes d'ondes en fonction du contexte géologique, avec un premier signal (C) qui s'est propagé dans un massif cristallin en France (relativement faible atténuation et forte diffusion), et un second séisme (D) du Mont St. Helens (forte atténuation et faible diffusion). Les sismogrammes lunaire (A) et martien (B) semblent avoir des caractéristiques de formes d'ondes intermédiaires entre le contexte cristallin (C) et volcanique (D). Ainsi par comparaison, dans Lognonné et al. (2020), sur la Figure II.12.a Mars possède une atténuation sismique ($1/Q_i$) trois fois plus grande que celle de la Lune, similaire à l'atténuation terrestre au niveau des massifs cristallins. La diffusion martienne est également intermédiaire entre les valeurs de la Lune et celles des massifs cristallins terrestres. La gamme de valeurs de l'atténuation martienne suggère que sa croûte contient plus d'éléments volatils que la Lune mais bien moins que la Terre. La diffusion martienne élevée implique qu'il pourrait exister une stratification plus complexe de la croûte.

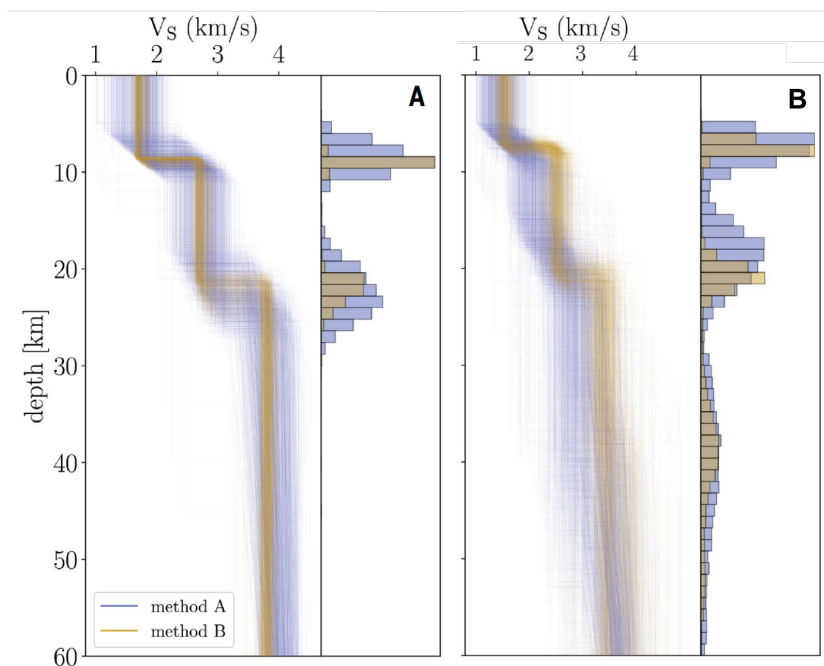


FIGURE II.13. Modèles de structure de la croûte martienne, d'après Knapmeyer-Endrun et al. (2021). A) Résultats de densité de probabilité (PDF) de la vitesse des ondes S (V_S) pour les trois marsquakes inversés (à gauche), et représentation de la probabilité (à droite) pour un modèle de croûte imposé à deux couches. B) Même représentation que A) mais avec un modèle de croûte à trois couches.

En ce qui concerne la structure globale de la croûte, dans l'étude de Knapmeyer-Endrun et al. (2021), les fonctions récepteurs des événements LF/BB S0173a, S0183a et S0235b sont utilisées pour identifier les principales discontinuités composant la croûte. D'après leurs résultats, deux modèles de croûte sous InSight sont compatibles, un modèle de croûte fine d'une épaisseur de 20 ± 5 km (Figure II.13.A), et un modèle de croûte épaisse de 39 ± 8 km (Figure II.13.B).

Dans le cas de la croûte fine (cas A), l'épaisseur de croûte moyenne serait entre 24 et 38 km d'épaisseur, et la densité serait inférieure à 2850 kg.m^{-3} . Pour la croûte épaisse (cas B), les résultats sont plus similaires à ceux qui étaient estimés auparavant, avec l'épaisseur crustale moyenne qui se situe entre 39 et 72 km, et une densité maximale de 3100 kg.m^{-3} . Pour ces

deux modèles crustaux, une interface à environ 10 km de profondeur existe, en accord avec les résultats de fonctions récepteurs calculés dans Lognonné et al. (2020).

1.3.2 La lithosphère thermique

La lithosphère thermique correspond à la couche supérieure du manteau, où les transferts de chaleur se font principalement par conduction, par opposition au manteau plus profond, dominé par les mouvements convectifs. Il ne s'agit pas d'une limite mécanique, comme la lithosphère élastique, mais d'une discontinuité rhéologique, dépendante du géotherme de la planète (c'est-à-dire le profil de température selon la profondeur). Sa structure est également contrôlée par la concentration en éléments producteurs de chaleur du manteau convectif et de la croûte (par exemple, Cooper et al., 2004). Ainsi, la structure de la lithosphère thermique donne des informations sur les transferts de chaleurs et la dynamique plus profonde.

Dans Khan et al. (2021), la structure et la composition du manteau supérieur ainsi que la lithosphère thermique de Mars ont été déduits à partir des temps d'arrivée des ondes P et S, ainsi que les phases secondaires PP, SS, PPP et SSS, de 8 marsquakes LF/BB (S0167b, S0173a, S0185a, S0189a, S0235b, S0325a, S0407a et S0484b). Ces phases secondaires sont réfléchies à la surface, une fois pour PP et SS, et deux fois pour PPP et SSS (voir Chapitre I et Figure I.1). Elles ont été identifiées dans les signaux d'InSight par Khan et al. (2021), à l'aide de plusieurs filtrages dans des petites bandes de fréquences. L'observation des temps d'arrivée a donné une première estimation de la vitesse des ondes et de la distance épacentrale des événements sismiques.

La structure interne a ensuite été déduite à partir de la comparaison entre les temps d'arrivée observés et ceux synthétiques, calculés avec des milliers de modèles de vitesses sismiques. Ces profils de vitesses sont calculés à partir d'une paramétrisation thermodynamique et minéralogique telle que :

- la composition moyenne du manteau employée est dérivée de celle des météorites martiennes (Taylor, 2013) ;
- les vitesses P et S théoriques dépendent de modèles pression-température classiques terrestres (Connolly, 2009) ;
- le géotherme martien (dT/dZ), est quant à lui contraint par une croûte enrichie en éléments producteurs de chaleurs (Breuer et Spohn, 2003 ; Plesa et al., 2016 ; Samuel et al., 2019) et un manteau inférieur adiabatique, sans transfert thermique.

La Figure II.14.A représente la structure lithosphérique déduite et la Figure II.14.B présente les deux familles de géothermes employées. Les profils bleus et rouges de géothermes supposent une lithosphère d'une épaisseur de 400 à 600 km et s'ajustent le mieux avec les données sismiques. Le gradient thermique déduit se situe entre 1.6 et 2.5 °K/km correspondant à une température mantellique d'environ 1700 °K, et cohérent avec les estimations de températures lithosphériques existantes (Broquet et al., 2020). De plus, la structure crustale (visible dans les encarts de la Figure II.14.A) tient compte des discontinuités à ~10 et 30 km de profondeur, mesurées par Lognonné et al. (2020) et Knapmeyer-Endrun et al. (2021), et les vitesses sismiques sont similaires.

Les résultats obtenus dans cette étude mettent en avant le fait que les résultats sismiques sont reproductibles par les modèles de convection paramétrés pour une gamme restreinte de paramètres géodynamiques. Les modèles compatibles suggèrent un manteau initial relativement froid et avec une faible viscosité, avec moins de mouvements convectifs que sur Terre. De plus, pour correspondre aux données sismiques, la croûte doit être plus enrichie en éléments producteurs de chaleur d'un facteur ~20 par rapport au manteau primitif (le manteau résultant de la différenciation planétaire, avant sa séparation avec la croûte). Ceci reviendrait à un flux de chaleur moyen en surface de 14 à 29 mW/m², en accord avec les valeurs précédentes de ~15-25 mW/m² (par exemple, Plesa et al., 2016 ; Khan et al., 2018 ; Samuel et al., 2019).

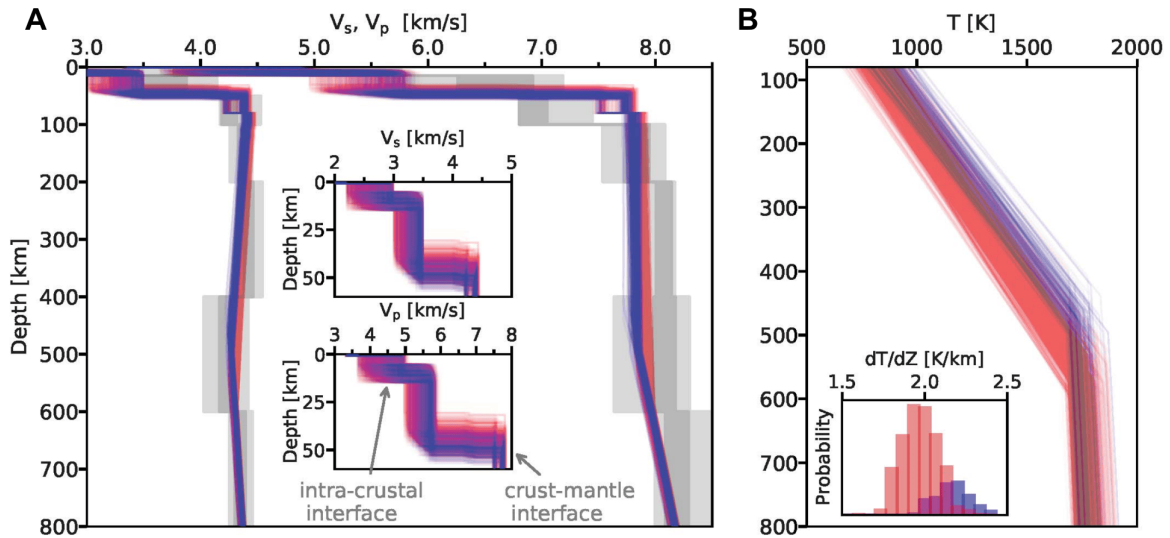


FIGURE II.14. Modèles de structure du manteau supérieur et du géotherme martien, d'après Khan et al. (2021). A) Modèles de vitesse des ondes S (profils de gauche) et des ondes P (profils de droite) jusqu'à 800 km de profondeur, et zoom pour les 60 premiers kilomètres de profondeur (encarts au milieu). B) Familles des profils thermiques martiens utilisés comme contrainte thermodynamique, avec la température dans le manteau jusqu'à 800 km dans le plot principal et la distribution de probabilité du géotherme dans l'encart en bas. Les courbes bleues et rouges correspondent aux calculs théoriques géophysiques et minéralogiques, et les courbes grises correspondent aux résultats des données sismiques. Les courbes bleues correspondent en outre à des épaisseurs lithosphériques fixées entre 400 et 500 km, et les courbes rouges à des épaisseurs comprises entre 500 et 600 km.

Enfin, les résultats de Khan et al. (2021), démontrent la présence d'une zone à faibles vitesses sismiques pour les séismes situés entre 40 et 60° de distance épacentrale.

1.3.3 Le manteau profond et le noyau

La taille du noyau a un impact considérable sur la manière dont une planète s'est formée. Mars est bien plus petite que la Terre. Ceci a certainement engendré une accélération de sa différenciation, et un refroidissement prématuré de la planète (Stevenson, 2001 ; Zuber et al., 2000).

Avant InSight, la taille du noyau estimée pouvait varier entre 1300 et 1800 km environ (par exemple, Breuer et al., 1997 ; Zharkov et Gudkova, 2005 ; Stewart et al., 2007). Un noyau martien compris entre 1300 et 1600 km de rayon serait peu enrichi en éléments légers et le manteau inférieur aurait ainsi une structure similaire à celui terrestre (Bertka et Fei, 1998). Au contraire, un noyau plus grand, d'un rayon de ~ 1800 km supposerait une absence de manteau inférieur martien (Khan et al., 2018) et une dynamo magnétique précoce (Breuer et al., 1997 ; Smrekar et al., 2019). Cette seconde estimation serait en accord avec l'observation d'une croûte fortement magnétisée, comme c'est le cas pour les terrains du sud martiens (Connerney et al., 1999 ; Langlais et al., 2004). Par ailleurs, dans Fei et Bertka (2005), l'arrêt de la géodynamo est compatible avec un noyau externe liquide. Cet état liquide est confirmé par les contraintes géophysiques de marées observées pour Mars (Yoder et al., 2003), ainsi qu'avec les relations de pression-température des éléments supposés du noyau (Fei et al., 2000).

Avec les données sismiques martiennes, Stähler et al. (2021), ont pu établir la structure très profonde de Mars et estimer les compositions du noyau et du manteau inférieur. Pour cela, ils ont analysé les données sismiques de 11 marsquakes LF/BB (S0173a, S0183a, S0185a, S0189a, S0235b, S0290b, S0325a, S0407a, S0409a, S0484b et S0784a) afin d'identifier les phases sismiques réfléchies sur le noyau martien, telles que les ScS ou PcP (voir Chapitre I et Figure

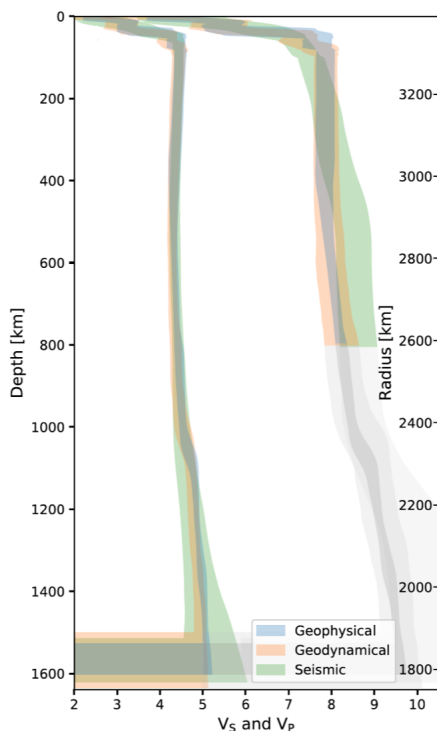


FIGURE II.15. Profils de vitesses des ondes P et S, d'après Stähler et al. (2021). Trois méthodes employées, géophysiques (courbes bleues), géodynamiques (courbes oranges) et données sismologiques (courbes vertes) sont représentées. 95% des solutions les plus crédibles sont représentées. Les vitesses des ondes P aux profondeurs supérieures à 800 km (courbes grises) n'ont pas pu être calculées par manque d'information directe dans la région étudiée.

I.1). Les phases sismiques ScS martiennes ont ainsi pu être observées pour la première fois, grâce à l'empilement des signaux sismiques sur la fenêtre prédite d'observation des ScS. Les PcP n'ont quant à elles pas pu être identifiées. Les temps d'arrivée des différentes ondes ScS, P, S, PP, SS, PPP et SSS (Khan et al., 2021), couplés aux contraintes géophysiques et géodynamiques mises à jour, ont ensuite été utilisées pour calculer la structure interne martienne profonde, le rayon et la densité du noyau de Mars (voir Figure II.15 qui représente le modèle de vitesses profond).

La structure interne déduite est similaire à celle de Khan et al. (2021) pour le manteau supérieur. Par ailleurs, les ondes S ont la particularité de ne pas se propager dans les milieux liquides, et Stähler et al. (2021) ont observé que les amplitudes des ondes S dans les données d'InSight sont trop faibles, suggérant que le noyau externe est liquide.

Pour ce qui est de la composition du noyau, sa déduction dans Stähler et al. (2021), est restée basée sur des informations minéralogiques de météorites martiennes. D'après les compositions météoritiques, le soufre est abondant dans le manteau martien et est donc considéré comme le principal élément léger dans le noyau (Sanloup et al., 1999 ; Steenstra et Westrenen, 2018). D'autres candidats présents dans le noyau terrestre tels que le carbone, l'oxygène, le silicium, l'azote et l'hydrogène (Birch, 1964 ; Poirier, 1994 ; Zharkov, 1996) seraient également viables pour le noyau martien. Le nickel serait aussi l'un des principaux éléments du noyau à partir de l'observation minéralogique des météorites (Ringwood, 1977), avec une fraction massique de ~ 5 à $6 \text{ wt}\%$ (Khan et al., 2021). Les résultats de la composition sont visibles sur la Figure II.16. Ces compositions chimiques permettent de poser des conditions limites sur la densité et le rayon du noyau. Pour respecter ces conditions, le noyau martien doit donc avoir un rayon de $1830 \pm 40 \text{ km}$ et une densité de $5700\text{-}6300 \text{ kg/m}^3$.

De surcroît, la taille conséquente du noyau a un fort impact sur la zone d'ombre sismique, qui débute à des distances épacentrales plus faibles que sur Terre (94° contre 100° respectivement,

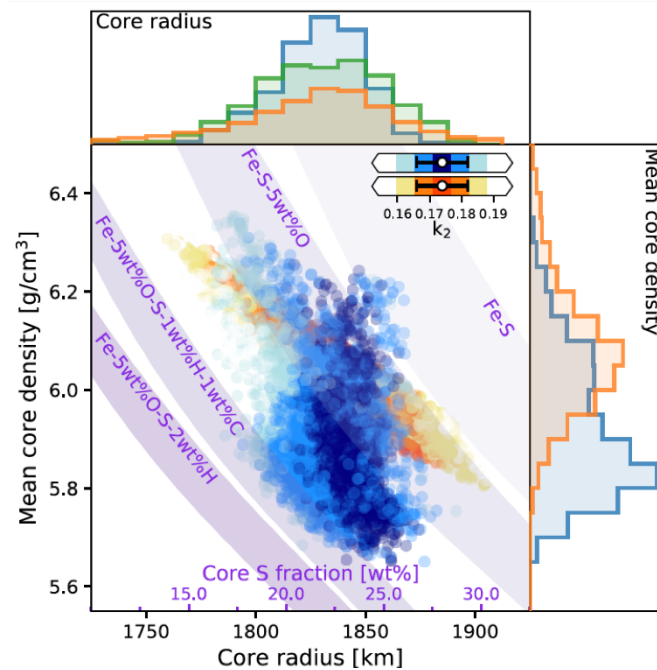


FIGURE II.16. Propriétés minéralogiques et physiques du noyau martien, d'après Stähler et al. (2021). Panel du milieu : représentation de la densité moyenne en fonction du rayon du noyau, pour les modèles géophysiques (points bleus) et géodynamiques (points oranges). Panels du haut et de droite : distributions marginales des solutions sous forme d'histogrammes. Les données sismiques contraignent le rayon martien uniquement (en vert). L'axe violet au centre indique la variation du contenu en soufre dans le noyau, et les bandes violettes correspondent à des assemblages fer-soufre avec différents éléments légers (oxygène, hydrogène, carbone).

voir Figure II.17). Cette zone d'ombre s'étend donc sur la moitié de la planète, et des séismes qui auraient lieu au niveau du complexe volcanique de Tharsis, supposé abriter une activité tectonique récente (Anderson et al., 2001 ; Tanaka et al., 2014), ne pourraient pas être facilement détectés par InSight. Ceci corrobore les observations de distances épacentrales que nous avons évoquées en Section 1.1.2.2, où l'essentiel de l'activité sismique a été détecté à moins de 75° de distance (Figure II.7). Cependant, les récentes observations de séismes (*e.g.* S0976a et S01000a) démontrent qu'il est possible d'observer des événements à plus de 130° sans s'appuyer sur les temps d'arrivée des ondes P et S (Horleston et al., *in prep*).

2 Géologie de la province d'Elysium Planitia

Les structures géologiques témoignent de l'activité de surface d'une planète. L'absence de tectonique des plaques et de recyclage de surface sur Mars rend l'observation d'une activité récente difficile à établir.

Sur Mars, il existe de nombreuses structures à des échelles impressionnantes à l'instar de Tharsis ou Valles Marineris (voir Figure II.18) qui reflètent une activité intense passée, peut-être encore existante. Elles peuvent être façonnées et potentiellement réactivées dans le temps par plusieurs processus (par exemple, volcaniques, tectoniques, thermiques, hydrologiques) tous susceptibles de générer des mouvements sismiques, et on parle alors de structures sismogènes. Comprendre la nature, la récurrence, l'intensité de ces sources sismiques fournit des contraintes supplémentaires indispensables dans l'analyse des données sismiques, par exemple, sur la localisation et la profondeur d'un séisme, l'anatomie d'un sismogramme, ou bien le type de roches traversées par les ondes.

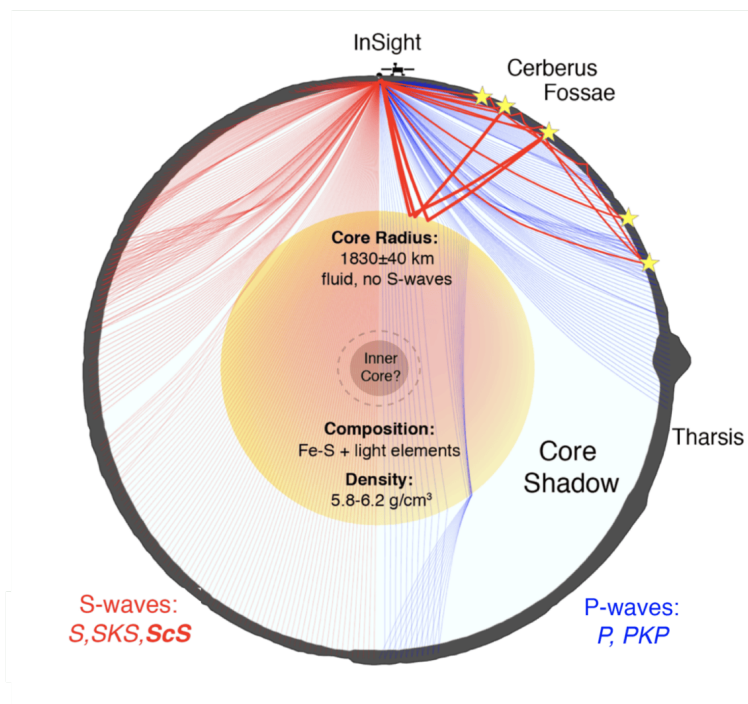


FIGURE II.17. Diagramme schématisique de la structure martienne, d'après Stähler et al. (2021). Le schéma présente une section transverse de la planète, avec la topographie principale (échelle exagérée) où l'on observe l'étendue de la zone d'ombre sismique. Pour les ondes S, la zone d'ombre est minimale et contient principalement des ondes S diffractées ("Sdiff"). La zone d'ombre des ondes P est beaucoup plus grande, et englobe la région de Tharsis. L'existence d'un noyau interne n'a pas été établie avec les données disponibles. Les rais sismiques théoriques supposent qu'il n'y a pas de graine.

Dans la Section précédente, nous avons vu qu'une large zone d'ombre sismique existe sur la moitié de la planète, empêchant la détection d'ondes P pour des séismes déclenchés dans la région de Tharsis (Figure II.17, Figure II.18 et Stähler et al., 2021). Deux récents événements LF ont tout de même été localisés au voisinage de Valles Marineris (Figure II.7 et Horleston et al., [in prep](#)), mais leur analyse est encore préliminaire. Une dizaine d'événements LF/BB, supposés tectoniques, ont été observés au voisinage d'InSight (Figure II.6 et Drilleau et al., [under reviews](#); InSight Marsquake Service, 2022). Dans ce manuscrit, nous choisissons de nous concentrer exclusivement sur l'observation des structures de la province d'Elysium Planitia où s'est posée InSight (Figure II.19).

2.1 Processus majeurs

2.1.1 Activité volcanique

La partie centrale de notre zone d'étude (Figure II.19) est située sur les laves d'Elysium Planitia, traversant les canaux d'Athabasca Valles et les systèmes de grabens de Cerberus Fossae, Grjotá Valles, Elysium Fossae. Au nord de la région se trouve le volcan bouclier d'Elysium Mons, caractérisé par un dôme plat et concentré en laves fluides et effusives (Berman et Hartmann, 2002; Burr et al., 2002; Plescia, 2003; Jaeger et al., 2007). Il s'agit du troisième plus haut volcan de Mars avec une altitude de 12.6 km (Plescia, 2004), qui recouvre la deuxième plus grande province volcanique sur Mars après Tharsis. Les observations régionales des terrains de laves sont en faveur d'une activité volcanique dominante où Elysium Mons aurait été actif depuis environ 3.5-3 Ga jusqu'à quelques Ma (Berman et Hartmann, 2002; Vaucher et al., 2009), et avec un pic d'activité à 2.2 Ga (Platz et Michael, 2011; Pasckert et al., 2012). En outre, l'activité volcanique de la région est supposée la plus jeune de Mars, avec des laves datées de 300 Ma

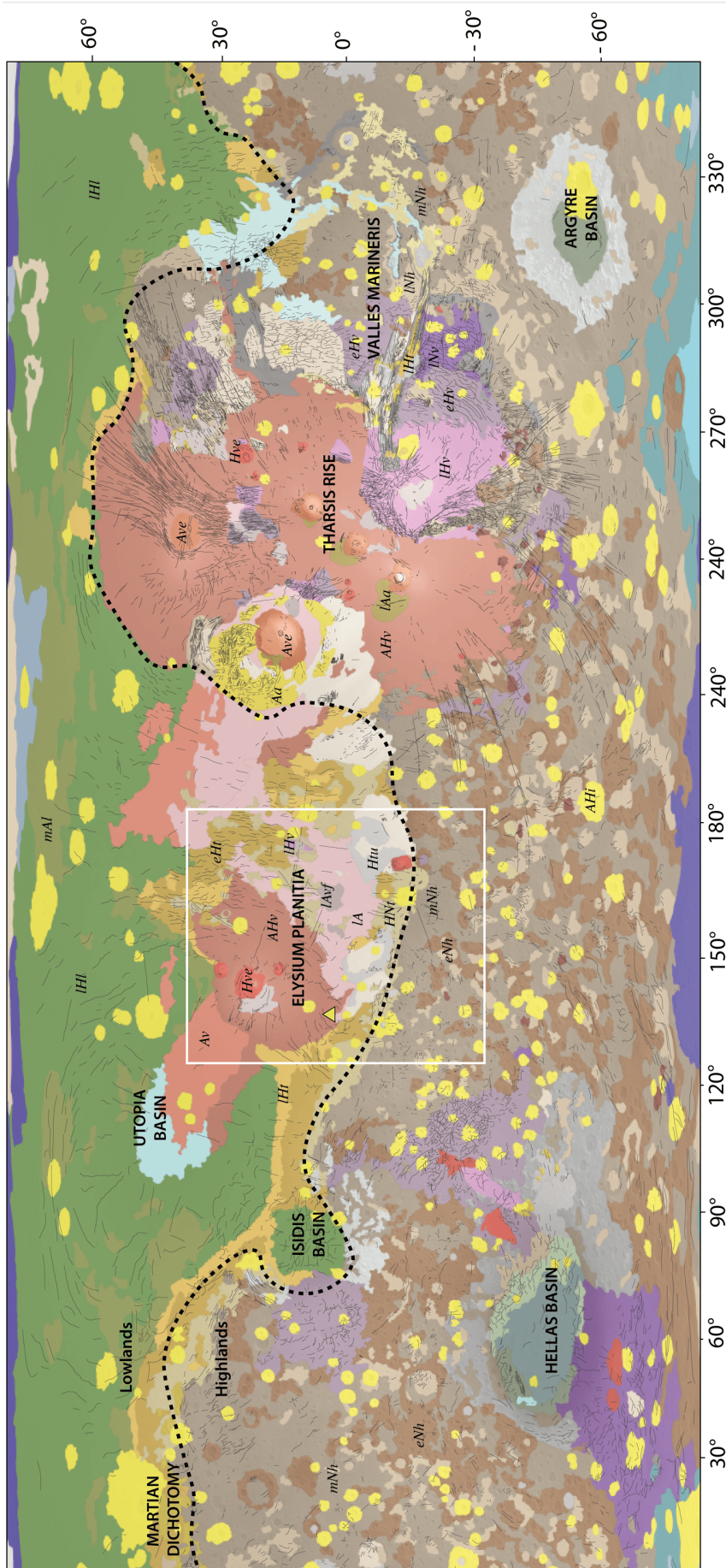


FIGURE II.18. Carte globale géologique martienne, modifiée d'après Tanaka et al. (2014). Les principales régions et structures majeures de Mars sont représentées, avec la cartographie des failles de Knapmeyer et al. (2006). Le site d'atterrissage d'InSight est identifié avec un triangle jaune et l'empreinte de la zone d'étude du manuscrit (Figure II.19) est encadrée en blanc. Liste des abréviations des unités géologiques (voir Tanaka et al., 2014 pour une description plus complète), où les deux premières lettres correspondent à l'âge et les dernières lettres correspondent au type d'unité; e-early (inférieur), m-middle (moyen), l-late (supérieur), N-Noachien (4.6-3.7 Ga), H-Hespérien (3.7-3.2 Ga), A-Amazonien (3.2-0 Ga), v-volcanic unit (unité volcanique, lavas), ve-volcanic edifice (édifice volcanique), t-transition, h-highlands (hautes terres), l-lowlands (basses terres), a-apron (amas de débris rocheux), i-impact.

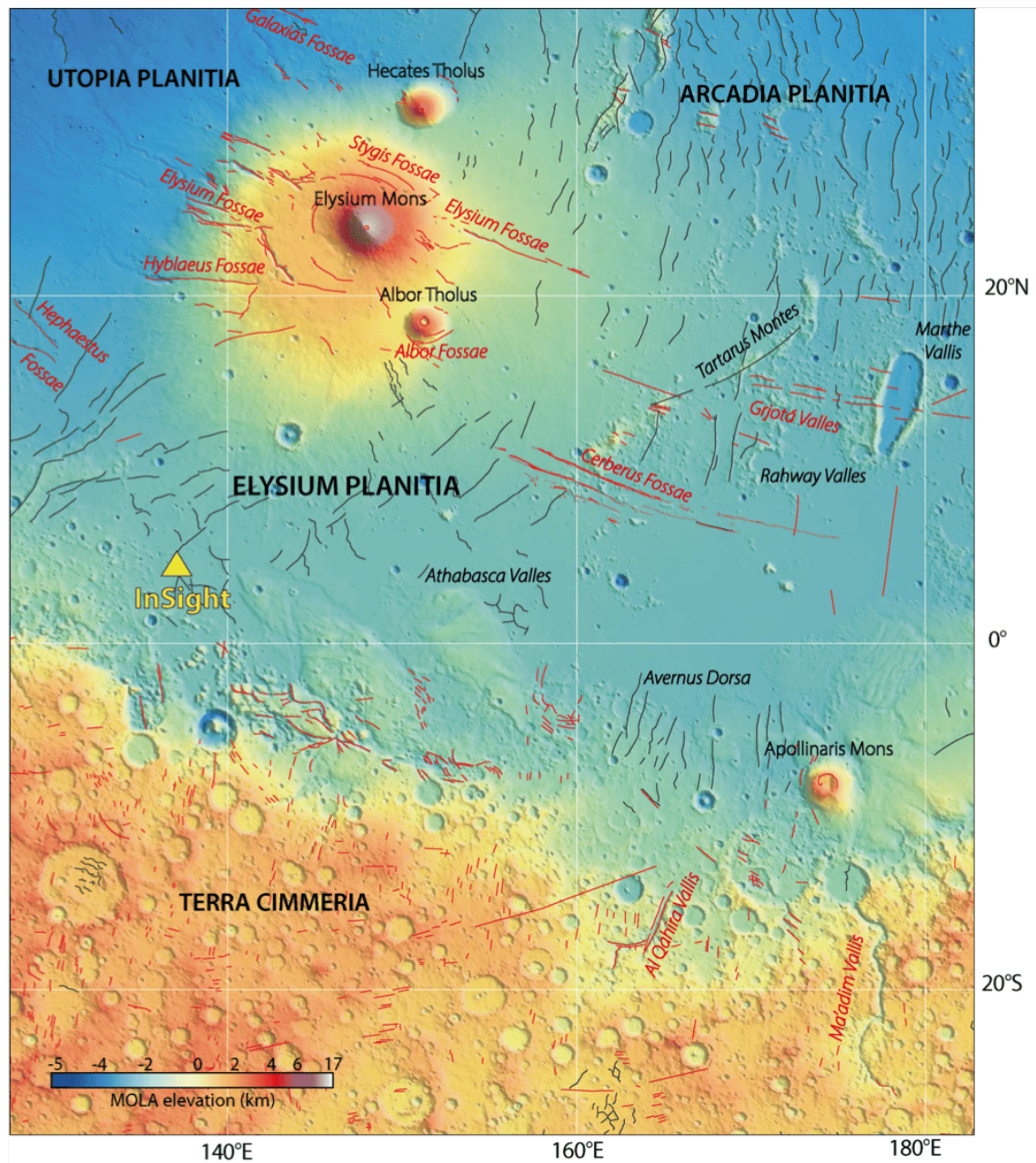


FIGURE II.19. Contexte régional autour du site d'atterrissage d'InSight. La zone d'étude correspond à l'encart blanc de la Figure II.18. Le fond de carte est réalisé à partir des données d'élévation MOLA (Smith et al., 2001), et la cartographie des failles est basée sur la compilation de Knapmeyer et al. (2006). Les traces rouges représentent les failles extensives et les traces noires les failles compressives.

à 2 Ma (Berman et Hartmann, 2002 ; Vaucher et al., 2009 ; Hauber et al., 2011 ; Golder et al., 2020 ; Rivas-Dorado et al., 2021).

La province a subi des inondations massives à plusieurs reprises au cours de son histoire, engendrées par des processus volcaniques et hydrologiques simultanés (Plescia, 1990 ; Head et al., 2002 ; Vaucher et al., 2009 ; Cassanelli et Head, 2018). En effet, l'observation de la morphologie des plaines entourant Elysium Mons suggère que des laves se sont écoulées à la fois du volcan principal et des deux volcans mineurs proches, Albor Tholus et Hecates Tholus (Plescia, 1990 ; Ernst et al., 2001), mais aussi depuis des sources auxiliaires qui auraient favorisé le drainage des laves. Celles-ci peuvent d'ailleurs être identifiées en retraçant le chemin parcouru par les écoulements et coïncident avec les longues fissures et fossae de la région (Head et al., 2003 ; Plescia, 2003 ; Cassanelli et Head, 2018 ; Rivas-Dorado et al., 2021). Ces réseaux de fissures sont orientés radialement par rapport aux volcans (Figure II.19), par exemple, Hyblaeus Fossae et Elysium Fossae sur les flancs d'Elysium Mons ou Grotá Valles et Cerberus Fossae dans la province d'Elysium Planitia. De plus, les laves de la région sont supposées très fluides, avec une viscosité assez faible (entre 10^2 et 10^5 Pa.s, Vaucher et al., 2009) qui aurait permis leur écoulement sur de très grandes distances. Ainsi, certains systèmes de fossae, situés à plusieurs centaines de kilomètres des sources volcaniques, sont interprétés comme d'anciens canaux qui auraient permis l'écoulement de grands volumes de ces laves (Berman et Hartmann, 2002 ; Burr et al., 2002 ; Plescia, 2003 ; Jaeger et al., 2007 ; Vaucher et al., 2009). On peut en observer un exemple sur la Figure II.20, où d'anciennes coulées ont émergé depuis les fissures de Cerberus Fossae vers Athabasca Valles (Cassanelli et Head, 2018).

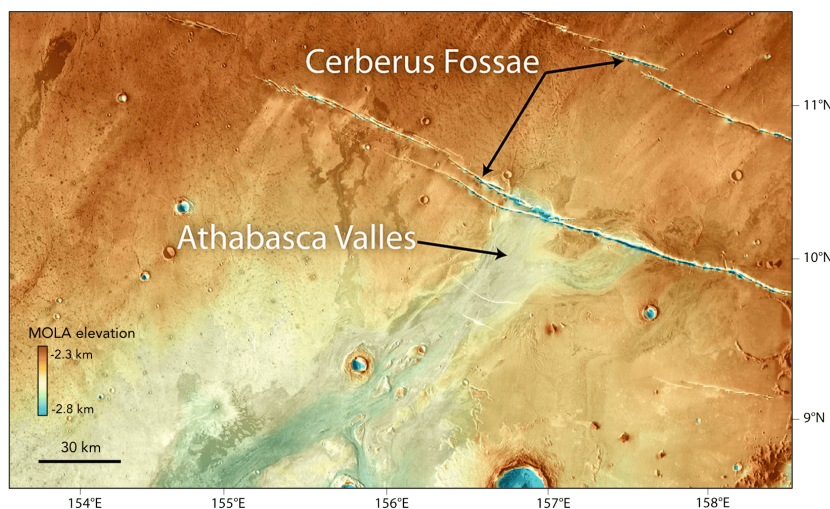


FIGURE II.20. Débordement d'Athabasca Valles depuis Cerberus Fossae, modifié depuis Cassanelli et Head (2018). Le fond de carte a été fait à partir d'une mosaïque THEMIS (Christensen et al., 2004), superposée à la topographie MOLA (Smith et al., 2001).

Les grandes quantités de laves qui ont rapidement émergé des fossae ont par ailleurs conduit à l'hypothèse de l'existence de réseaux massifs de dikes sous la surface (Ernst et al., 2001), comme il en existe sur Terre (par exemple, au Brésil, Renne et al., 1996, ou en Californie, Carl et al., 2002, et voir Gudmundsson, 1984 ; Rubin et Pollard, 1988 ; Rubin, 1992 ; Magee et Jackson, 2021). Les dikes sont des intrusions sub-verticales de roches magmatiques injectés préférentiellement sous forme liquide dans les roches encaissantes de la croûte et peuvent s'étendre sur des centaines de kilomètres (Hill, 1977 ; Carl et al., 2002) ou plusieurs milliers de kilomètres dans le cas de Mars (Ernst et al., 2001). La subsidence des fissures rectilignes des fossae serait ainsi reliée à la propagation de dikes sous la surface (voir Section 2.2 et Ernst et al., 2001 ; Berman et Hartmann, 2002 ; Burr et al., 2002 ; Head et al., 2003 ; Vetterlein et Roberts, 2010 ; Rivas-Dorado et al., 2021 ; Perrin, Jacob et al., 2022). De plus, les dikes, pouvant s'étendre sur plus de 2000 km

(Ernst et al., 2001), sont donc certainement à l'origine des fossae les plus lointains d'Elysium Mons (*e.g.* Cerberus Fossae et Grjotá Valles sont situés à plus de 1000 km, Vetterlein et Roberts, 2010 ; Taylor et al., 2013).

Il est par ailleurs supposé que les dikes aient pu interagir avec des systèmes d'eau souterraine ou avec la cryosphère martienne (Plescia, 2003 ; Head et al., 2003 ; Cassanelli et Head, 2018), entraînant de violents processus phréatomagmatiques (Head et al., 2003 ; Rivas-Dorado et al., 2021). Par exemple, des éjectas autour d'une des fissures de Cerberus Fossae seraient composés de pyroxènes riches en calcium et témoigneraient d'une activité volcanique explosive très récente entre 222 et 46 ka (Horvath et al., 2021, et Figure II.21).

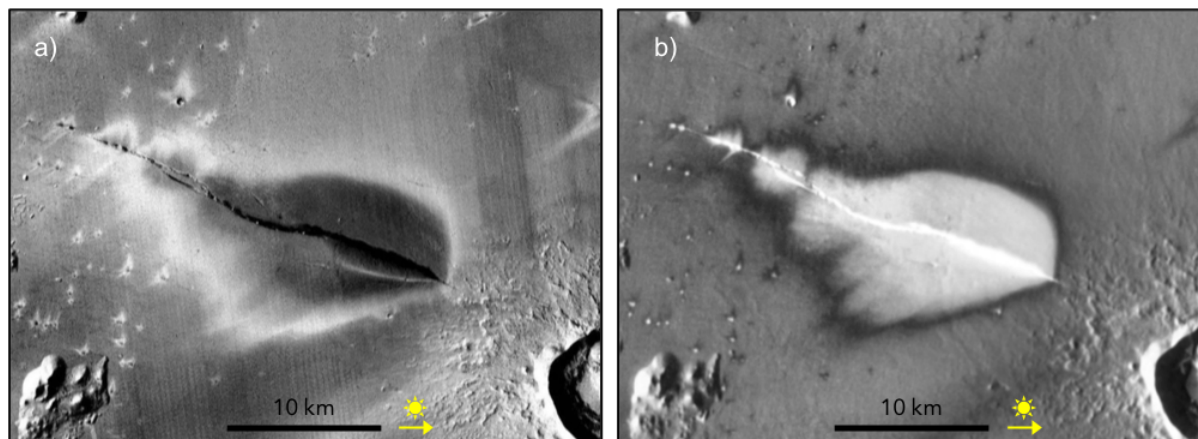


FIGURE II.21. Dépôts pyroclastiques sur Cerberus Fossae, d'après Horvath et al. (2021). a) Images CTX (Malin et al., 2007) et b) infra-rouge diurne de THEMIS (Fergason et al., 2006) montrant la symétrie du dépôt autour de Cerberus Fossae. L'illumination solaire provient de la gauche des images.

En outre, la mise en place d'Elysium Mons est à l'origine d'une forte charge gravitationnelle sur la lithosphère de la région (Genova et al., 2016 ; Pan et al., 2020) qui a pu favoriser l'ouverture en surface des fissures, déjà fragilisées par l'intrusion des dikes (Hill, 1977 ; Ernst et al., 2001). À partir de modèles de charge et de flexure lithosphériques, Hall et al. (1986) ont aussi suggéré que le champ global de contraintes induit par la mise en place de Tharsis pourrait avoir eu un rôle dans la formation des fossae de toute la planète.

2.1.2 Contraction thermique planétaire

L'histoire thermique de Mars a été interprétée à partir de l'observation des structures compressives, abondantes à sa surface (par exemple, Schubert et Spohn, 1990 ; Golombek et al., 1992 ; Watters, 1993 et Figure II.19). Les modèles suggèrent que la planète était initialement chaude, comme la Terre, mais s'est refroidie de façon continue au cours des temps géologiques (Schubert et Spohn, 1990). Ce refroidissement interne sur de longues périodes a généré une contrainte horizontale de compression globale et une contraction de toute la surface de Mars, avec la formation de morphologies typiques en rides et crêtes (voir Section 2.2.2 et Schubert et Spohn, 1990 ; Tanaka et al., 1991 ; Banerdt et al., 1992 ; Hauck et Phillips, 2002).

L'ampleur de la contraction planétaire aurait atteint son pic au milieu de l'Hespérien (vers 3.5-3.2 Ga) avant de progressivement diminuer jusqu'à aujourd'hui (Schubert et Spohn, 1990 ; Golombek et al., 1992 ; Watters, 1993). Ainsi, les structures de contraction ont en majorité été formées entre le Noachien et l'Hespérien inférieur (entre 4 et 3 Ga, Tanaka et al., 1991 ; Watters, 1993), mais une grande partie d'entre elles ont été recouvertes par des laves plus récentes dans certaines provinces. Néanmoins, comme la contraction planétaire a perduré pendant toute l'histoire de Mars et a été intensifiée durant les phases de refroidissement après les périodes d'activité volcanique (Watters, 1993), les rides et structures contractées se sont développées

également sur les terrains plus jeunes, notamment dans Elysium Planitia (voir Figures II.18, II.6 ou II.19 où un grand nombre de structures sont visibles partout dans les terrains nord). Ceci a été observé également dans l'hémisphère de Tharsis, où les âges relatifs des structures en compression sont étalés de l'Amazonien à l'Hespérien (entre 3 Ga et 600 Ma), alors que les structures noachiennes sont principalement confinées localement sur l'hémisphère sud (Carr et Head, 2010; Tanaka et al., 2014; Bouley et al., 2018). Par ailleurs, même si la contraction planétaire a été un moteur important pour générer une déformation compressive globale, elle n'a eu qu'un impact faible par rapport aux contraintes régionales. Plus précisément, elle a pu favoriser l'affaiblissement mécanique de la lithosphère, mais elle n'aurait pas joué sur l'orientation des failles existantes ou sur des variations d'épaisseur de croûte par exemple (Beuthe, 2010; Nahm et Schultz, 2011).

2.1.3 Formation de la dichotomie et activité fluviale

L'extrémité sud de la zone d'étude englobe une partie de la dichotomie martienne (limite tiretée noire sur la Figure II.18) dans les terres de Terra Cimmeria (Figure II.19).

La dichotomie martienne est une structure planétaire géante située sur l'équateur de la planète et séparant les hautes terres cratérisées les plus anciennes au sud ("*highlands*", Figure II.18), datées d'environ 3.5-4 Ga, des basses terres plus jeunes au nord ("*lowlands*"), datées entre 3 Ga et plusieurs ka (Tanaka et al., 2014). Les hautes terres et les basses terres martiennes ont une différence d'élévation de la topographie de 4 à 6 km en moyenne. Le nord est recouvert de coulées de lave compactes (Bandfield et al., 2013; Huang et Xiao, 2014), tandis que l'ancienne surface de l'hémisphère sud est constituée de matériaux à fines particules et mal consolidés provenant d'un ancien volcanisme explosif (Golabek et al., 2011; Thiriet et al., 2018).

La dichotomie s'est formée très tôt, dans les 500 premiers Ma après la naissance de Mars (Frey et al., 2002; Nimmo et Tanaka, 2005; Carr et Head, 2010). Son origine exacte reste débattue et plusieurs mécanismes ont été proposés (Thiriet et al., 2018), tels qu'un fractionnement hétérogène de l'océan magmatique précoce (Solomon et al., 2005), un basculement du manteau lié à un déséquilibre volcanique (Elkins-Tanton et al., 2005), ou un impact géant qui a pu avoir lieu au nord (Andrews-Hanna et al., 2008; Marinova et al., 2008) ou au sud (Reese et al., 2010; Golabek et al., 2011).

Par ailleurs, les terrains de la dichotomie sont constitués de dépôts sédimentaires et de structures fluviales témoignant de l'activité hydrologique passée (Frey et al., 2002; Cabrol et al., 1998; Gulick, 2001; Irwin et al., 2011). Les grandes vallées des terrains sud (telles qu'Al Qahira ou Ma'adim Vallis proches d'Elysium Planitia, Figure II.19) auraient ainsi pu servir au transport des laves dans la région et peut-être au transport d'eau liquide, avant 3.7 Ga (Irwin et al., 2011).

Enfin, quel que soit le moteur exact de sa formation, la dichotomie martienne a été soumise à de nombreuses accumulations sédimentaires et remaniements morphologiques pendant une grande partie de l'histoire de Mars (Frey et al., 2002). Ces processus sédimentaires et volcaniques successifs ont conduit à la formation de structures complexes dans la croûte supérieure, y compris dans le régolithe (Tanaka et al., 2014; Golombek et al., 2018; Pan et al., 2020).

2.2 Structures principales

La formation de failles et l'activité tectonique de la région sont intimement liées à l'activité volcanique dominante d'Elysium Planitia (et la propagation des dikes volcaniques), qui par ailleurs, s'est déroulée sur plus de 70% de l'histoire géologique de Mars. Ainsi, outre le complexe volcanique d'Elysium Mons et la dichotomie, les structures les plus visibles de la région d'Elysium Planitia sont les fractures, fissures et failles, dont la longueur varie de quelques dizaines de kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres.

Dans la zone d'étude, deux modes principaux de déformation sont observés, que nous avons représentés sur la Figure II.19, d'après la compilation de la distribution des failles martienne de Knapmeyer et al. (2006)² : les structures montrant une déformation en extension (traces rouges) sont dominantes dans la région avec les grands réseaux extensifs des fossae orientés E-W radialement par rapport à Elysium Mons ; les structures avec une déformation compressive (traces noires) sont représentées par les rides et globalement orientées N-S. Aucune faille en décrochement n'est cartographiée dans la région et il s'agit par ailleurs d'une structure peu commune sur Mars.

2.2.1 Réseaux de failles extensives

Les principaux réseaux extensifs à l'est et au nord-est sont ceux d'Elysium Fossae, Grjotá Valles et Cerberus Fossae, ainsi qu'un ensemble de fissures situées sur les flancs d'Elysium Mons et réparties autour des sommets volcaniques, telles que Stygis Fossae, Albor Fossae ou Hyblaeus Fossae (Figure II.19). D'autres systèmes liés à l'extension de grandes vallées fluviales ont également un mouvement dominant extensif, avec des fractures secondaires. Il y a deux vallées majeures présentes dans la région, celles d'Al Qahira Vallis et de Ma'adim Vallis au sud, sur les terrains de la dichotomie (voir Section 2.1.3). De plus petites vallées, avec des signatures en surface moins importantes et moins marquées, sont situées à l'ouest et à l'est d'Elysium Mons.

Cerberus Fossae est le plus grand réseau de fractures de la région, et un des plus grands de Mars, avec une longueur totale d'environ 1200 km (Vetterlein et Roberts, 2010 ; Taylor et al., 2013), qui s'approche de celles des fossae au sud du système de Tharsis (*e.g.*, Mnemonia, Claritas ou Sirenium Fossae, qui s'étendent de manière discontinue sur plus de 3000 km, Wilson et Head, 2002). Cerberus Fossae est sub-parallèle au système de Grjotá Valles plus au nord, qui a une longueur de 400 km (Brown et Roberts, 2019). Elysium Fossae est le troisième système le plus grand de la région, d'environ 350 km de long (Rivas-Dorado et al., 2021). Ces trois fossae sont orientées NW-SE. Les systèmes secondaires d'Elysium Mons (Stygis, Galaxias, Albor Fossae) s'étendent sur une centaine de kilomètres chacun.

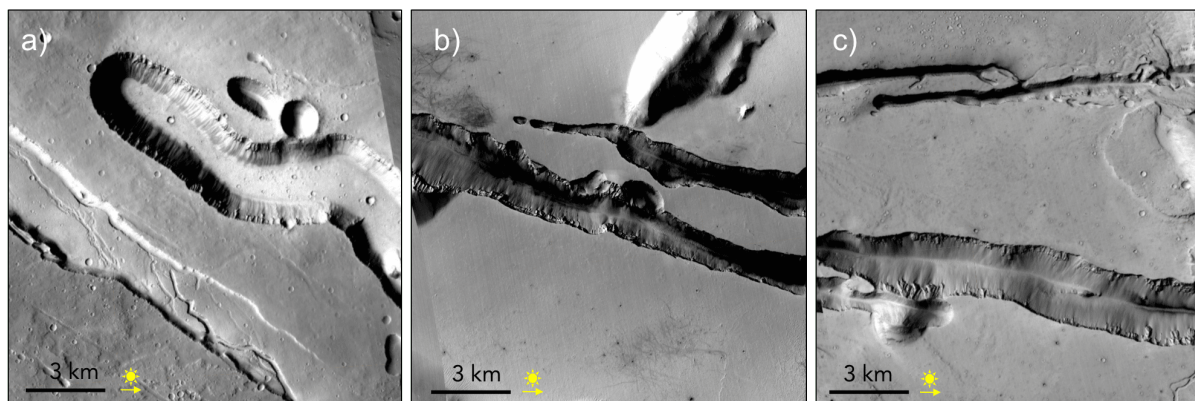


FIGURE II.22. Morphologies des fossae d'Elysium Planitia. Images CTX (Malin et al., 2007) a) d'Elysium Fossae, b) de Cerberus Fossae et c) de Grjotá Valles. L'illumination solaire provient de la gauche des images.

Les fossae sont caractérisées par des fissures linéaires qui s'étendent sur plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres. Elles ont des morphologies variées d'un système à un autre et au sein du même système (Vetterlein et Roberts, 2010 ; Perrin, Jacob et al., 2022). La largeur et la hauteur

2. À noter que la compilation faite par Knapmeyer et al. (2006) est exclusivement basée sur des images basses résolutions (telles que les données MOLA avec échantillonnage spatial horizontal moyen de 463 m/pixel). Dans l'ensemble, la cartographie est largement suffisante pour identifier la grande majorité des structures. Mais la faible résolution des images a empêché l'observation des plus petites échelles et dans quelques cas, certaines structures cartées n'existent pas ou sont absentes.

de l'ouverture en surface des fossae peuvent varier de quelques centaines de mètres à plus de 2 km (Rivas-Dorado et al., 2021), notamment sur Cerberus Fossae (par exemple, Vetterlein et Roberts, 2010 ; Taylor et al., 2013 ; Perrin, Jacob et al., 2022, et voir Chapitre III). Les fossés ne sont pas constitués par une unique trace principale, plusieurs fissures coexistent, se chevauchent ou sont sub-parallèles entre elles (Vetterlein et Roberts, 2010 ; Taylor et al., 2013 ; Perrin, Jacob et al., 2022), comme on peut le voir pour les trois fossae de la figure V.5 où au moins deux traces sub-parallèles sont visibles sur chaque image CTX.

La morphologie générale des fossae sur Mars est caractérisée par deux flancs escarpés et symétriques de part et d'autre d'un plancher sédimentaire (Plescia, 1990 ; Wyrick et Smart, 2009 ; Vetterlein et Roberts, 2010 ; Taylor et al., 2013). Plus en détail, les fossae sont formées par des grabens conjugués, comme des blocs déposés le long de failles normales parallèles (Plescia, 1991 ; Perrin, Jacob et al., 2022), donc avec un mouvement principalement extensif. Comme nous l'avons vu Section 2.1.1, la mise en place des dikes sous la surface est certainement responsable de la formation des failles et de la subsidence des grabens (Berman et Hartmann, 2002 ; Burr et al., 2002 ; Head et al., 2003 ; Plescia, 2003 ; Vetterlein et Roberts, 2010 ; Cassanelli et Head, 2018). La croissance des dikes est accompagnée par une forte fracturation des roches adjacentes, qui peut être réactivée par la mise en place de dikes secondaires durant de nouveaux épisodes volcaniques (Ernst et al., 2001 ; Wyrick et Smart, 2009 ; Trippanera et al., 2015). Il est donc très probable que des fractures enfouies existent sous les systèmes de grabens, dans le même alignement que les dikes et les fissures en surface.

Un schéma de la représentation classique d'un graben de fossa surplombant un dike est illustré sur la Figure II.23.

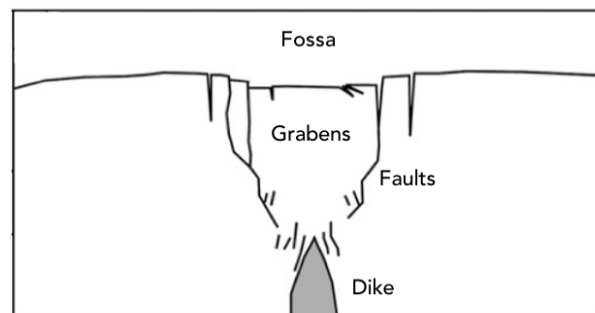


FIGURE II.23. Schéma transversal d'une fossa, d'après Wyrick et Smart (2009) (modifié depuis Mastin et Pollard, 1988). Le schéma montre la géométrie en surface des grabens effondrés, bordés par des failles normales pentues, et surplombant un dike à quelques kilomètres de profondeur. De la fracturation secondaire est générée autour du dike.

2.2.2 Rides de compression

Dans la zone d'étude de la Figure II.19, il existe plusieurs ensembles de structures compressives, dans la région d'Avernus Dorsa et d'Apollinaris Mons, ainsi qu'à l'ouest avec un escarpement proche d'Hephaestus Fossae, et un autre plus au nord, dans la province d'Arcadia Planitia. La plus grande structure compressive est celle de la ride volcanique de Tartarus Montes, d'environ 300 km de long, et recoupée par les fossae de Grjotá Valles.

Les rides sont des structures compressives très communes sur l'ensemble des planètes telluriques y compris la Terre (Watters, 1993). Elles sont définies par un plissement de matériaux volcaniques, avec une crête en surface située au-dessus de failles inverses aveugles, c'est-à-dire sans expression en surface (Plescia et Golombek, 1986 ; Banerdt et al., 1992 ; Watters, 1993 ; Andrews-Hanna, 2020).

Les rides peuvent s'étendre sur des dizaines de kilomètres de long, avec une crête de plusieurs centaines de mètres de haut et de quelques kilomètres de large au maximum. Un système d'au moins deux failles inverses conjuguées opposées en profondeur affectent la géométrie de la crête en surface. Les crêtes sinueuses (par exemple, Figure II.24.a) sont certainement le résultat d'une nucléation de plusieurs failles inverses proches de la surface (Schultz, 2000). La hauteur de crête est reliée au taux de raccourcissement de la surface, *e.g.* une crête de plusieurs centaines de mètres de haut équivaut à un raccourcissement faible de 100 mètres en surface (Plescia, 1991 ; Golombek et al., 1992 ; Schultz, 2000). Sur Mars, il existe au moins trois types de rides de compression, définis par Andrews-Hanna (2020) : les rides à crête symétrique, à crête asymétrique en arche, et à crêtes doubles. Les failles ont un angle de pendage plus élevé (plus de 45°) à 1-2 km de profondeur, et à plus de 10 km de profondeur leur pente diminue (entre 10 et 30°). D'après les modèles, bien que les failles inverses sous les rides soient en général assez superficielles (quelques kilomètres, Mangold et al., 2000), elles seraient susceptibles de s'étendre à de plus fortes profondeurs, jusqu'à 30-40 km, où elles sont quasiment horizontales (Andrews-Hanna, 2020).

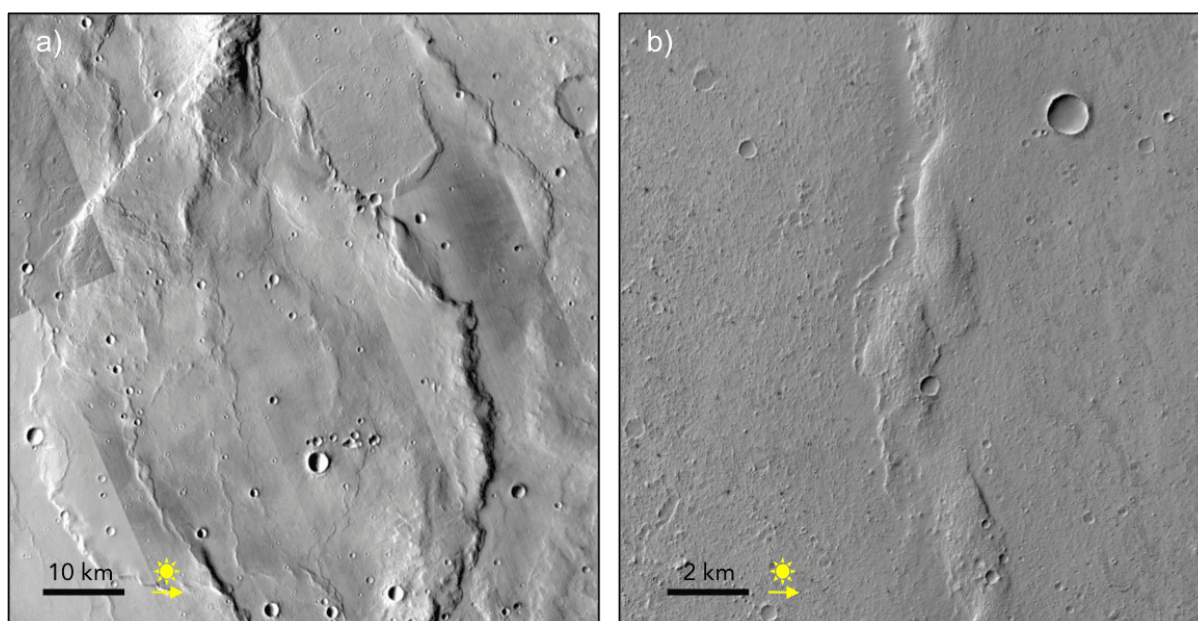


FIGURE II.24. Exemples de rides martiennes. Images CTX (Malin et al., 2007) de a) plusieurs rides de plus de 100 km de long au niveau de Tharsis ($17.3^\circ\text{S } 161.4^\circ\text{W}$) et b) d'une ride d'une vingtaine de kilomètres dans Avernus dorsa ($4.1\text{S}^\circ\text{S } 171.4^\circ\text{E}$). L'illumination solaire provient de la gauche des images.

La distribution des rides de compression sur Mars est inégale, les structures étant principalement confinées aux unités de plaines volcaniques jeunes, telles que les plaines ridées entourant Tharsis (Figure II.24.a dans la région de Mnemonia Fossae), et dans l'hémisphère oriental, dans les régions proches d'Elysium Planitia et Terra Cimmeria (Figure II.24.b dans Avernus Dorsa, Schubert et al., 1993 ; Watters, 1993 ; Mangold et al., 2000). Les rides d'Elysium Planitia n'ont pas de tendance à l'échelle globale comme cela peut être le cas sur Tharsis, mais sont regroupées à l'échelle régionale. Ainsi, des petits ensembles de structures compressives s'alignent dans des régions distinctes, *e.g.* les rides d'Avernus Dorsa sont sub-parallèles entre elles, de tailles similaires, et d'orientation globalement N-S (Figure II.19).

Les escarpements lobés forment le second type de structures compressives, et sont très similaires morphologiquement aux rides, à la différence où une rupture en surface est visible (un exemple est représenté sur la Figure II.25, proche d'Amenthes Rupes). Il s'agit d'ailleurs d'anciennes rides, où la déformation et la poussée des failles inverses en profondeur à engendré la rupture de la crête en surface (Watters, 1993 ; Schultz, 2000 ; Mueller et Golombek, 2004).

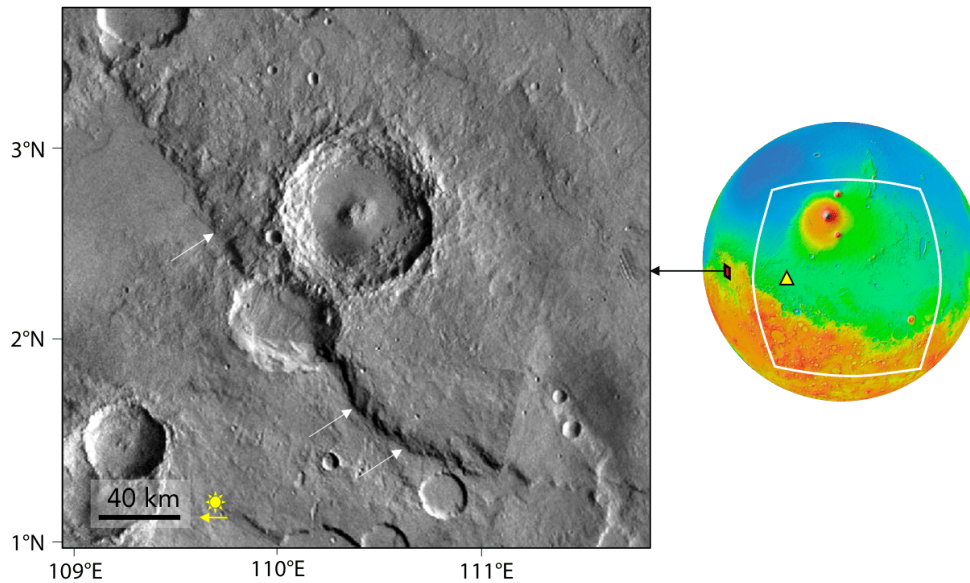


FIGURE II.25. Exemple de la cicatrice lobée d'Amenthes Rupes, d'après Watters et Robinson (1999). Mosaïque réalisée à partir des images Viking d'Amenthes Rupes (à gauche) et globe martien pour situer l'image par rapport à la zone d'étude (cadre blanc, à droite). L'illumination solaire provient de la droite sur l'image d'Amenthes Rupes.

Les escarpements lobés ne sont observés que sur Mercure, Mars et la Lune, et se trouvent sur des terrains plus anciens, d'âge Noachien (environ 4 Ga, Tanaka et al., 1991 ; Watters, 1993 ; Mangold et al., 2000). Par conséquent, ils sont très peu représentés sur Elysium Planitia et sur les terrains volcaniques de l'hémisphère nord.

2.2.3 Failles décrochantes

Les failles en décrochement sont caractérisées par le coulissement horizontal de deux blocs de matériaux le long d'un plan de faille vertical. Sur Terre, les failles décrochantes sont très répandues et surtout distribuées au niveau des limites de plaques océaniques et continentales. Par ailleurs, à l'échelle lithosphérique, les failles transformantes assurent le coulissement des plaques, et relient les segments de dorsales océaniques entre eux.

Les failles en décrochement sont ainsi très rares à la surface de Mars, en raison de l'absence de tectonique des plaques (Schultz, 1989 ; Tanaka et al., 1991 ; Banerdt et al., 1992). Il n'y a donc pas de systèmes en décrochement identifiés dans Elysium Planitia. Les seules failles décrochantes martiennes sont principalement des structures d'accommodation de la déformation associées à des rides compressives (Schultz, 1989 ; Watters, 1993) et se concentrent dans les provinces de Tharsis et Valles Marineris (Schultz, 1989 ; Andrews-Hanna et al., 2008).

2.2.4 Structures de la dichotomie

Les terrains de la dichotomie comprennent une zone de transition entre le nord et le sud (Figure II.18, et Figure II.19 transition bleue à jaune) dans laquelle on observe de nombreux chenaux, mesas et éventails ainsi que les grands réseaux de vallées d'Al Qahira et Ma'adim Vallis.

Au niveau de cette zone de transition, les structures et fissures sont alignées avec la limite de la dichotomie. La plupart des failles qui bordent la dichotomie, datées de la fin du Noachien-début Hespérien (3.8-3.4 Ga, Tanaka et al., 2014), sont normales (notamment visibles proches du site d'atterrissage, Figure II.19) et auraient permis l'affaissement des *lowlands* (Maxwell et McGill, 1988 ; Smrekar et al., 2004).

En ce qui concerne les terrains du sud de Terra Cimmeria, le principal de la déformation est extensif et représenté par des petites fissures anciennes d'une dizaine de kilomètres de long (Knapmeyer et al., 2006)³. Quelques rides compressives sont visibles dans les cratères d'impact et les deux valles d'Al Qahira Vallis ou Ma'adim Vallis sont adjacentes à des petits réseaux de fractures extensives (Figure II.19). Il est probable que les épisodes volcaniques successifs aient recouvert la plupart des structures.

Enfin, la différence d'altitude entre les hémisphères nord et sud est probablement compensée par une différence d'épaisseur et/ou de densité crustale (Nimmo et Tanaka, 2005 ; Thiriet et al., 2018). Par conséquent, les complexités dans la croûte ainsi que le contraste d'élévation relative très prononcé entre les deux hémisphères sont suspectés de déstabiliser la propagation des ondes sismiques notamment en ajoutant de la réverbération ou de la diffraction sismique (Claerbout, 1971 ; Tauzin et al., 2019 ; Lognonné et al., 2020).

2.3 Chronologie de l'activité d'Elysium Planitia

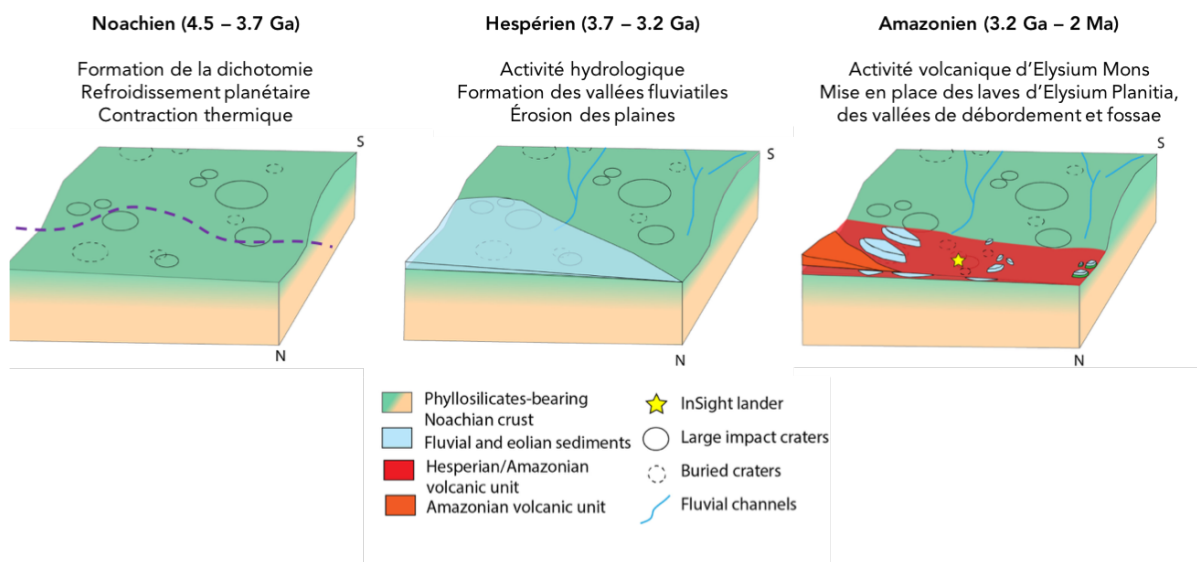


FIGURE II.26. Bloc-diagrammes de l'histoire géologique du site d'atterrissage, modifié depuis Pan et al. (2020).

La région du site d'atterrissage (4.5°N 135.6°E) regroupe des structures géologiques âgées de l'Hespérien (environ 3.7 à 3.2 Ga) à l'Amazonien inférieur (il y a 3.2 Ga à quelques ka, Tanaka et al., 1992 ; Warner et al., 2017 ; Golombek et al., 2018 ; Golombek et al., 2020).

D'après les observations géologiques de la région que nous venons de présenter, nous pouvons résumer les grandes étapes de l'activité dans la province d'Elysium Planitia (Figure II.26) : d'abord avec la formation de la dichotomie dans les premiers 500 Ma (au Noachien) ; la contraction thermique était le mécanisme dominant dans la région vers 4-3 Ga (Noachien-Hespérien) et a formé le principal des structures compressives ; jusqu'à la mise en place d'une activité fluviale précoce à l'Hespérien incisant les vallées et érodant les plaines ; et ensuite suivie d'un volcanisme très intense dans les 3 derniers Ga avec la formation du complexe volcanique d'Elysium Mons. C'est durant cette dernière phase, avec le pic d'activité volcanique d'Elysium Mons (vers 2.2 Ga, Platz et Michael, 2011 ; Pasckert et al., 2012) que les épanchements de laves ont commencé à façonner la surface définitive d'Elysium Planitia, avec la propagation des réseaux de dikes et des fossae. Ainsi, les laves les plus jeunes sont supposées dater de moins de 2 Ma (Berman et

3. La grande structure rouge NE-SW proche d'Al Qahira Vallis sur la Figure II.19 nous paraît suspecte et n'est pas observée avec des images à hautes résolutions.

Hartmann, 2002; Vaucher et al., 2009; Hauber et al., 2011; Golder et al., 2020; Rivas-Dorado et al., 2021), et jusqu'à environ 40-200 ka sur Cerberus Fossae (Figure II.21, Horvath et al., 2021).

Il est suggéré que Cerberus Fossae a connu une activité tectonique il y a moins de 10 Ma, due à un volcanisme récent mis en évidence par des coulées de laves jeunes (Vaucher et al., 2009; Taylor et al., 2013). L'activité serait également de quelques Ma dans le cas Grjotá Valles et certainement contemporaine de celle de Cerberus Fossae (Hartmann et Neukum, 2001). Elysium Fossae pourrait avoir subi l'épisode volcanique le plus récent de la région d'Elysium Mons, estimé à 200-500 Ma dans Vaucher et al. (2009), car elle recoupe toutes les unités volcaniques autour du volcan (Rivas-Dorado et al., 2021).

L'activité d'Al Qahira et de Ma'admin Vallis pourrait se situer entre 2 Ga et 700 Ma (Cabrol et al., 1998) d'après l'observation des dépôts sédimentaires, et les terrains avoisinants datent du Noachien (Tanaka et al., 1992; Tanaka et al., 2014).

Les rides d'Avernus Dorsa situées sur la zone de transition de la dichotomie, se sont formées sur des laves datées de l'Hespérien-Noachien (entre 4 et 3 Ga, Tanaka et al., 2014), il est donc probable que leur activité soit très ancienne. Aucune évidence d'une activité géologique plus récente n'a été observée dans la littérature.

Le principal de l'activité des derniers millions d'années d'Elysium Planitia se concentre donc au niveau des réseaux de fossae. Notre intérêt se porte ainsi principalement sur les systèmes de Cerberus Fossae et Grjotá Valles, qui semblent être les structures les plus propices pour générer des séismes actuellement (voir Chapitres III et IV).

Chapitre III

Géométrie et segmentation du système de Cerberus Fossae

1	Introduction	68
2	General Context of Cerberus Fossae	69
3	Data Analysis and Results	70
	3.1 Detailed Mapping of Cerberus Fossae	70
	3.2 Lateral Segmentation of Cerberus Fossae	71
	3.3 Lateral Morphological Variations of Cerberus Fossae	74
4	Discussions	79
	4.1 Evolution and Direction of Long-Term Propagation of Cerberus Fossae . .	79
	4.2 Generic Segmentation Along Cerberus Fossae	82
	4.2.1 Comparison With Terrestrial Faults and Implications for Fault Growth	82
	4.2.2 Regional and local stress concentrations : constraints on mars- quake locations recorded by the InSight mission	84
5	Conclusions	85

Ce Chapitre est directement basé sur l'étude de Perrin, Jacob et al. (2022), *Geometry and Segmentation of Cerberus Fossae, Mars : Implications for Marsquake Properties*, récemment publiée en janvier 2022 dans *Journal of Geophysical Research : Planets*. Un résumé de l'article est décrit ci-dessous. Des figures complémentaires sont disponibles en Annexes 2.3, Chapitre A.

Résumé de l'article en français

Le réseau de fractures de Cerberus Fossae est situé à environ 1000 km d'InSight à l'est d'Elysium Mons (Figure III.1). Ce système de plus de 1200 km de long est composé de cinq fractures principales parallèles, recoupant les terrains volcaniques très jeunes d'Elysium Planitia (Vaucher et al., 2009). Cerberus Fossae est interprété comme une structure tectonique avec une activité probable au cours des 10 derniers Ma. Avant InSight, il était supposé que le système pouvait être à l'origine de marsquakes de magnitudes 2 à 5 (Taylor et al., 2013). Les premiers événements de qualité A, S0173a et S0235b, détectés en 2019, ont été localisés sur Cerberus Fossae (Giardini et al., 2020), et ont permis de confirmer qu'une activité actuelle a lieu dans cette zone. Depuis, une douzaine d'événements de type tectonique (LF, BB, de qualités A et B, Drilleau et al., [under reviews](#); Ceylan et al., 2021b, voir Figure II.6 du Chapitre II) ont été observés dans les alentours. Afin de comprendre l'origine de tels séismes, et s'ils proviennent

effectivement de l'activité de Cerberus Fossae, il est indispensable d'analyser et d'observer la géométrie particulière des fossés.

Dans cet article, nous étudions la morphologie et la segmentation du système à partir d'images satellites haute résolution, CTX (6 m/pixel, Malin et al., 2007) et HiRISE (25 cm/pixel, McEwen et al., 2007).

Les images CTX sont utilisées pour établir une cartographie complète et précise de l'ensemble du système de Cerberus Fossae (Figure III.1.b). Nous observons que les fractures présentent des morphologies très variées (Figure III.2) avec des traces en surface plus ou moins marquées d'ouest en est. La cartographie de Cerberus Fossae est complétée par une analyse de la segmentation de toutes les fractures (Figures III.3, A.1, A.2 et A.3). Nous sommes capables d'identifier jusqu'à 4 échelles de segmentation : les segments majeurs, les plus grands (quelques centaines de kilomètres), les segments secondaires (une centaine de kilomètres), puis tertiaires (une trentaine de kilomètres), et les quaternaires, les plus petits (une dizaine de kilomètres, Figure III.4). En moyenne, trois segments d'ordre inférieur sont identifiés par segment d'ordre supérieur (*e.g.*, 3 segments quaternaires sont observés par segment tertiaire, Figure III.4.a). Chaque segment d'ordre inférieur fait environ un tiers de la longueur du segment d'ordre supérieur (Figure III.4.b).

Les images HiRISE sont sélectionnées par paires, à plusieurs endroits du système de Cerberus Fossae, afin de calculer des modèles numériques de terrain (MNT) avec le logiciel SOcET SET (BAE systems, Kirk et al., 2006). Les MNT permettent de visualiser la topographie en 3D, d'établir des profils topographiques transversaux (Figure III.5, et d'identifier les morphologies particulières (Figure III.6). Ainsi, nous observons que les fossae sont symétriques, plus larges et plus profonds à l'ouest (~ 1000 m et 500 m respectivement) qu'à l'est (~ 100 m et 50 m respectivement). De plus, des facettes triangulaires sont visibles au niveau des fossés les plus érodés, notamment à l'ouest (Figures III.6.a et III.6.b). Nous les interprétons comme l'expression en surface de l'escarpement de failles à fort pendage (Burbank et Anderson, 2011). Elles pourraient expliquer les interactions possibles entre la tectonique à l'origine de la formation des fossae et l'érosion de surface. Les mesures de largeurs et de rejets verticaux des fossés, en plus d'être linéairement corrélées (largeur ~ 2 x rejet), diminuent fortement vers l'est (Figure III.7).

Ces observations indiquent que la déformation de Cerberus Fossae s'est propagée vers l'est à long terme, à l'opposé d'Elysium Mons. L'activité volcanique d'Elysium Mons a été à l'origine de la fonte de la cryosphère et aurait généré de fortes contraintes régionales, et le développement de dikes volcaniques sous la surface. À partir des profils topographiques et de la largeur des fossés (Rubin et Pollard, 1988, Figure III.5), nous déduisons une épaisseur des dikes sous un des fossés ouest, variant de 8 à 375 m (moyenne de 49 m). Les observations morphologiques (Figure III.6) et la relation linéaire qui lie la largeur et le rejet vertical des fossés (Figure III.7), suggèrent que les fossés sont en réalité des grabens délimités par des parois et failles normales abruptes.

La distribution de la segmentation sur Cerberus Fossae, où en moyenne 3 segments d'ordre inférieur sont observés par segment d'ordre supérieur (Figure III.4), est similaire aux statistiques terrestres, pour des failles extensives observées en Afar (contexte de rifting sur Terre) mais aussi pour des failles inverses et décrochantes (Manighetti et al., 2015). Ces observations soutiennent l'idée que Cerberus Fossae est un système de failles, formées à partir de processus similaires à ceux terrestres.

La longueur moyenne des segments secondaires (36 km) est comparable à la profondeur de la croûte martienne (entre 24 et 72 km) déduite par Knapmeyer-Endrun et al. (2021), et celle des segments quaternaires (7 km) est similaire à la profondeur de la discontinuité à ~ 10 km observée par Lognonné et al. (2020). Ainsi, la longueur des segments peut être liée à la profondeur de discontinuités sous la surface, témoignant de contrastes lithologiques et mécaniques, et les longueurs des segments majeurs (112 km) et tertiaires (15 km) pourraient mettre en évidence d'autres discontinuités en profondeur.

Dans le contexte actuel d'InSight, avec une unique station sismique, la localisation des séismes sur Mars est difficile et soumise à de grandes incertitudes. Notre études fournit quelques

contraintes supplémentaires qui pourraient aider à mieux définir la localisation des marsquakes détectés sur Cerberus Fossae. En effet, sur Terre, les zones entre les segments sont caractérisées par des déficits de glissement, où des contraintes s'accumulent dans le temps (par exemple, Barka et Kadinsky-Cade, 1988 ; Jousineau et Aydin, 2009 ; Manighetti et al., 2007). Les zones d'intersegments seraient donc plus favorables au déclenchement de séismes. De plus, sur Terre, les lois d'échelle indiquent que des séismes de M_w 3.5 peuvent rompre une longueur moyenne de 1 km en surface. Si ceci est valable pour Mars, les événements détectés par InSight dans cette gamme de magnitude ne seraient pas capables de rompre les petits segments quaternaires (d'une longueur moyenne de 7 km). Mais ceci donne un aperçu de l'échelle spatiale à laquelle rechercher des déformations potentielles et éboulements en cas d'événement sismique. Enfin, la propagation du système de Cerberus Fossae vers l'est implique que la sismicité se localiserait plus certainement près des extrémités de dikes qui se propagent, potentiellement jusqu'à une vingtaine de kilomètres de profondeur (Rivas-Dorado et al., 2021).

Geometry and segmentation of Cerberus Fossae, Mars : implications for marsquake properties

Journal of Geophysical Research, Planets (2022)

doi : 10.1029/2021JE007118

url : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021JE007118>

Clément Perrin^{1,2}, **Alice Jacob**¹, Antoine Lucas¹, Robert Myhill³, Ernst Hauber⁴, Alexey Batov^{5,6}, Tamara Gudkova⁵, Sébastien Rodriguez¹, Philippe Lognonné¹, Jennifer Stevanović⁷, Mélanie Drilleau⁸, Nobuaki Fuji¹

- (1) Université de Paris, Institut de physique du globe de Paris
- (2) Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Observatoire des Sciences de l'Univers de Nantes Atlantique
- (3) School of Earth Sciences, University of Bristol
- (4) DLR Institute of Planetary Research
- (5) Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences
- (6) V.A. Trapeznikov Institute of Control Sciences, Russian Academy of Sciences
- (7) AWE Blacknest, Brimpton (8) Institut Supérieur de l'Aéronautique et de l'Espace ISAE-SUPAERO, Toulouse

1 Introduction

Launched on 5 May 2018 and successfully landed on Elysium Planum on 26 November 2018, the NASA's Discovery Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport (InSight) mission is dedicated to the study of the Martian interior (Banerdt et al., 2020). The main instrument, the Seismic Experiment for Interior Structure (SEIS; Lognonné et al., 2019) seismometer, is designed to record Martian seismic activity from different seismic sources : atmospheric turbulence (Spiga et al., 2018), airbursts and meteorite impacts (Daubar et al., 2018; Stevanović et al., 2017), and internal seismic activity of the planet (Clinton et al., 2017). In this study, we focus on the potential seismic activity of major tectonic structures close to the landing site (Golombek et al., 2020).

Situated ~ 1200 km to the northeast of the landing site, the giant fracture set of Cerberus Fossae is one of the closest major visible structures (Figure III.1.a) that could generate marsquakes recordable by the SEIS seismometer. Before the InSight mission, Taylor et al. (2013) considered Cerberus Fossae as an active seismic source with an estimated seismic moment release of the order of 10^{17} N·m·yr⁻¹. Since the InSight landing, SEIS has recorded several hundreds of events (Ceylan et al., 2021b; Clinton et al., 2021; Giardini et al., 2020; Lognonné et al., 2020), but only $\sim 10\%$ of them are clearly identified as marsquakes. Furthermore, the difficulty to observe clear seismic phase arrivals and polarizations on seismic records allowed Giardini et al. (2020) to determine the location of only two main events (M ~ 3 S0173a and S0235b events). Despite the large uncertainties, both events were located within the Cerberus Fossae region (Figure III.1.b). This first striking observation was associated with the study of Brinkman et al. (2021), who have shown that extensional dip-slip motion occurred during these marsquakes (Figure III.1.b), raising the possibility of ongoing and localized tectonic activity on Mars.

In order to better locate and determine the magnitude of such marsquakes originating from this major system, it is important to characterize in detail its surface trace and its along-strike structural discontinuities (*i.e.*, step overs, bends, secondary faults, and fractures). Lateral

fault and fracture segmentation is an important property that has a strong impact on rupture initiation, propagation, and arrest (*e.g.*, Aki, 1980; Barka et Kadinsky-Cade, 1988; Biasi et Wesnousky, 2016; Biasi et Wesnousky, 2017; Manighetti et al., 2007; Manighetti et al., 2015; Shaw, 2006; Sibson et Das, 1986; Zhang et al., 1999). In this study, we use high-resolution satellite images (Martian Reconnaissance Orbiter’s Context Camera CTX with a horizontal spatial sampling of 6 m/pixel; Malin et al., 2007; High-Resolution Imaging Science Experiment [HiRISE] with a horizontal spatial sampling of 25 cm/pixel; McEwen et al., 2007) to map in detail the entire Cerberus Fossae system. We build Digital Elevation Models (DEMs) from stereo pair images in order to study the detailed morphology of the fossae. We analyze the lateral segmentation of the fossae and highlight several scales of segmentation. We do not aim to prove the existence of dikes at depth but rather discuss the growth process and the direction of long-term propagation of the whole system. Finally, we discuss the preferential location of seismic events deduced from our analysis to help to better locate the events recorded by InSight.

2 General Context of Cerberus Fossae

The Cerberus Fossae crosscut one of the youngest Martian volcanic terrains dated to Late Amazonian (1 Gyr to present; Plescia, 1990; Plescia, 2003; Tanaka et al., 1992). It is located in the Elysium Planitia, near Elysium Mons (Figure III.1.a) and is $\sim 1,200$ km long (coordinates between 6° – 12° N and 157° – 174° E). It is formed by 4–5 major subparallel fossae (long linear and narrow depressions on Mars, labeled G1 to G5 on Figure III.1.b; modified from Taylor et al., 2013), ranging from ~ 250 to ~ 600 km long, and trending $N110^{\circ}$ E in the northwest part (western fossae) to $N100^{\circ}$ E in the southeast (eastern fossae). From orbit, fossae appear as giant fractures that Ernst et al. (2001) identified as the result of possible giant dike swarms at depth, radiating from Elysium Mons. Using a flexural loading model, Hall et al. (1986) showed that the global stress field induced by the Tharsis rise might also be responsible for the formation of the fossae. It is thought that the fossae formed in a regional extensional stress setting either due to pure graben faulting (Vetterlein et Roberts, 2010) or fracturing processes above growing dike(s) at depth (*e.g.*, Berman et Hartmann, 2002; Burr et al., 2002; Head et al., 2003; Nahm et al., 2016; Plescia, 1990) as commonly observed on Earth (*e.g.*, Gudmundsson, 1984; Hjartardóttir et al., 2016; Magee et Jackson, 2021; Rowland et al., 2007; Rubin, 1992; Rubin et Pollard, 1988; Tentler, 2005). Many studies have also pointed out the local influence of the combined effect of dike intrusion and subsurface cryospheric melting, which led to large lava flows and catastrophic floods of melt water at the surface of Mars that shaped the surrounding plains of the near-fossae regions (*e.g.*, Burr et al., 2002; Cassanelli et Head, 2018; Nahm et al., 2016; Nahm et al., 2015; Plescia, 2003).

Taylor et al. (2013) have inferred that Cerberus Fossae might be an active tectonic structure, which are able to release a seismic moment of 10 – 10^{17} Nm \cdot yr $^{-1}$. They associated this late tectonic activity (*i.e.*, <10 Myr) with recent volcanism evidenced by young lava flows (Vaucher et al., 2009). Recently, Horvath et al. (2021) even identified a <250 ka old pyroclastic volcanic deposit in the central part of the fossae, supporting the hypothesis that geological activity continues to present day. Since 2018, the InSight mission has confirmed that multiple seismic events (or marsquakes) of $M\sim 3.5$ originated in the vicinity of Cerberus Fossae (*e.g.*, Giardini et al., 2020) in good agreement with pre-mission estimations (Böse et al., 2017; Panning et al., 2018). The moderate-sized magnitudes are supposedly too low to trigger surface ruptures. Recently, Grindrod et al. (2018) reported locally no coseismic deformations at a single location along fossae G2 by performing sub-pixel correlation analysis (*i.e.*, COSI-Corr; Leprince et al., 2007) on HiRISE images over a period of 8 years. However, Roberts et al. (2012), studied the potential paleomarsquakes that occurred along fossae G2 by analyzing along-strike distributions of boulders triggered by ground shaking. They found a dense distribution of boulders over a distance of

90–150 km, which could have originated from a sequence of several large paleo-marsquakes that might have caused surface ruptures in the last 2.5 Ma (see also Section 4.2.2).

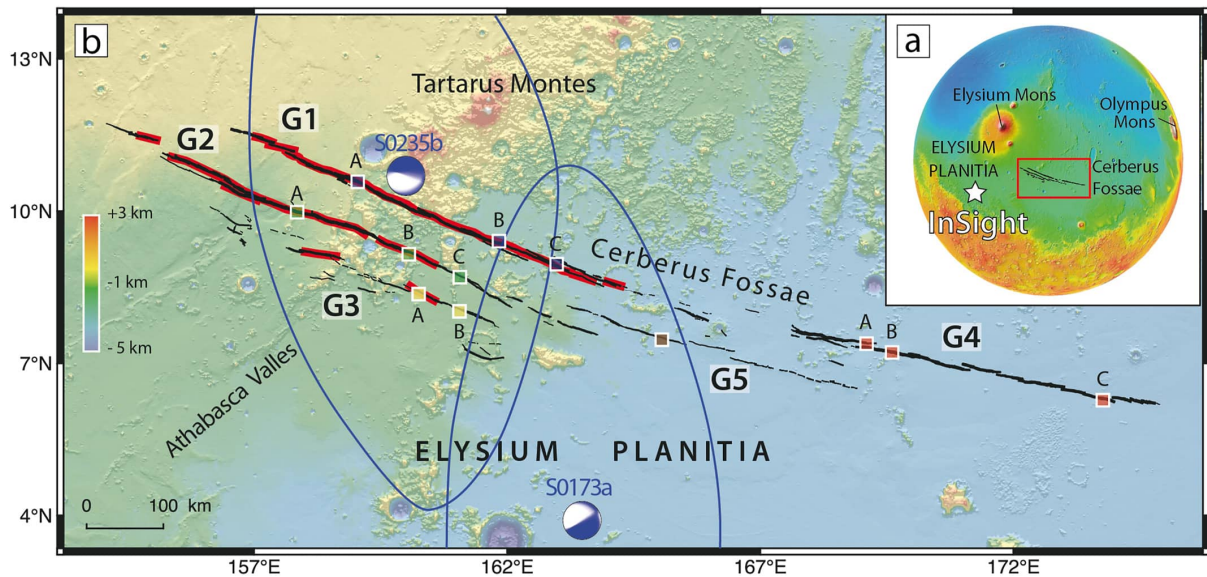


FIGURE III.1. (a) Topographic map of Mars (MOLA ; Smith et al., 2001). The InSight landing site is indicated by the white star. The area of interest is included in the red rectangle. (b) Tectonic fault map focusing on Cerberus Fossae. Red lines are low-resolution surface traces mapped by Knapmeyer et al. (2006). Black lines are surface traces from this study. Colored rectangles on each fossa point out HiRISE stereo pairs images used in this study (Figure III.5). G1–G5 indicate the five major subparallel fossae (modified from Taylor et al., 2013). The blue ellipsoids and focal mechanisms of events S0173a and S0235b are modified from Giardini et al. (2020), and Brinkman et al. (2021), respectively.

3 Data Analysis and Results

3.1 Detailed Mapping of Cerberus Fossae

Available geological and fault maps of Mars highlight the major structures composing the Martian crust (*e.g.*, Knapmeyer et al., 2006 ; Tanaka et al., 1992). However, they are mainly based on low-resolution satellite observations (*e.g.*, MOLA, the only data set available at that time and covering the entire planet), which are not of sufficient resolution to depict geological structures at a smaller scale (average horizontal spatial sampling of 463 m/pixel ; Smith et al., 2001). Here, we used high-resolution satellite images (6 m/pixel CTX and 25 cm/pixel HiRISE images) to perform a detailed mapping of the entire Cerberus Fossae system. The resolution of these images made it possible to identify a large amount of new fossae (black lines, Figure III.1.b) that were not mapped by Knapmeyer et al. (2006) (red lines, Figure III.1.b). For example, fossae G1 and G2 are visible on MOLA data, while smaller fossae G3, G4, and G5 are not. Still, the latter fossae were observed in previous studies (*e.g.*, Berman et Hartmann, 2002 ; Grindrod et al., 2018 ; Plescia, 1990 ; Taylor et al., 2013) based on medium- to high-resolution satellite images (Viking, THEMIS, HRSC, CTX, and HiRISE). G4 may be the eastern extension of G1, but there is no clear evidence of continuous surface expression between them (the gap is more than 100 km long). Most of the mapped traces are clearly expressed at the ground surface (G1, G2, and G4 ; Figures III.1, III.2.a, III.2.b and III.2.c), while some of them are less distinct, especially along G3 and G5, where shallow traces (Figure III.2.d), narrow fractures (Figure III.2.e), and discontinuous traces (Figure III.2.f) are observed, possibly related to early collapse of a putative lava conduit or melting and consequent collapse of the cryosphere at depth. The length of the fossae ranges from 260 to 610 km. Their traces are subparallel and spaced from 20 to 60 km

apart (G1, G2, G3, and G5). Vetterlein et Roberts (2010) measured the height of the walls of the fossae and found a maximum vertical height of ~ 1 km (*i.e.*, summed walls are 2 km high in the case of a symmetric fossa) in the western part of G1, which is the closest section of the Cerberus Fossae system to Elysium Mons.

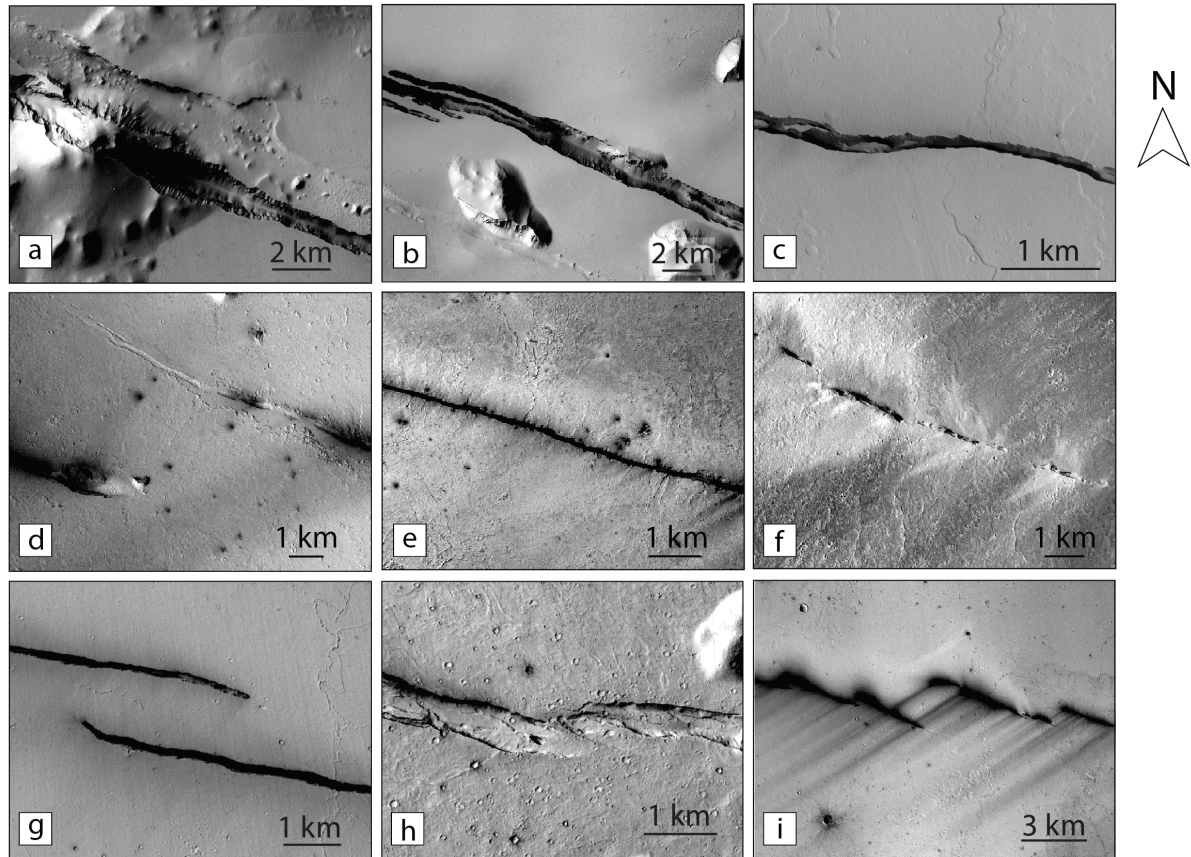


FIGURE III.2. CTX images of the Cerberus Fossae surface traces, from clear and large fossae along (a and b) G1 and (c) G4 to (d) shallow, (e) narrow, and (f) discontinuous traces along G3, G2, and G5, respectively. (g, h, i) Examples of relay zones between segments at different scales along G4.

3.2 Lateral Segmentation of Cerberus Fossae

All faults and fractures are structurally segmented along their trace, regardless of their scale, slip mode, or tectonic context. The segments constitute small subparallel delineations on the fault strike, separated by jumps corresponding to zones of slip deficit and hence stress concentrations (*e.g.*, Barka et Kadinsky-Cade, 1988; Klinger, 2010; Manighetti et al., 2015; Segall et Pollard, 1980). Moreover, Manighetti et al. (2015), have shown that faults on Earth are segmented at hierarchical scales, that is, faults are divided into three to four major segments, themselves divided into two to three secondary segments. Previous studies have already shown that faults on Mars are laterally segmented (*e.g.*, Donzé et al., 2021; Hauber et al., 2014; Polit et al., 2009; Schultz, 1989), and the fossae of Cerberus are no exception (Vetterlein et Roberts, 2010). They are formed by numerous segments at different scales, separated by various structural discontinuities, such as step overs (Figure III.2.g), complex relay zones (Figure III.2.h), and en échelon structures (Figure III.2.i).

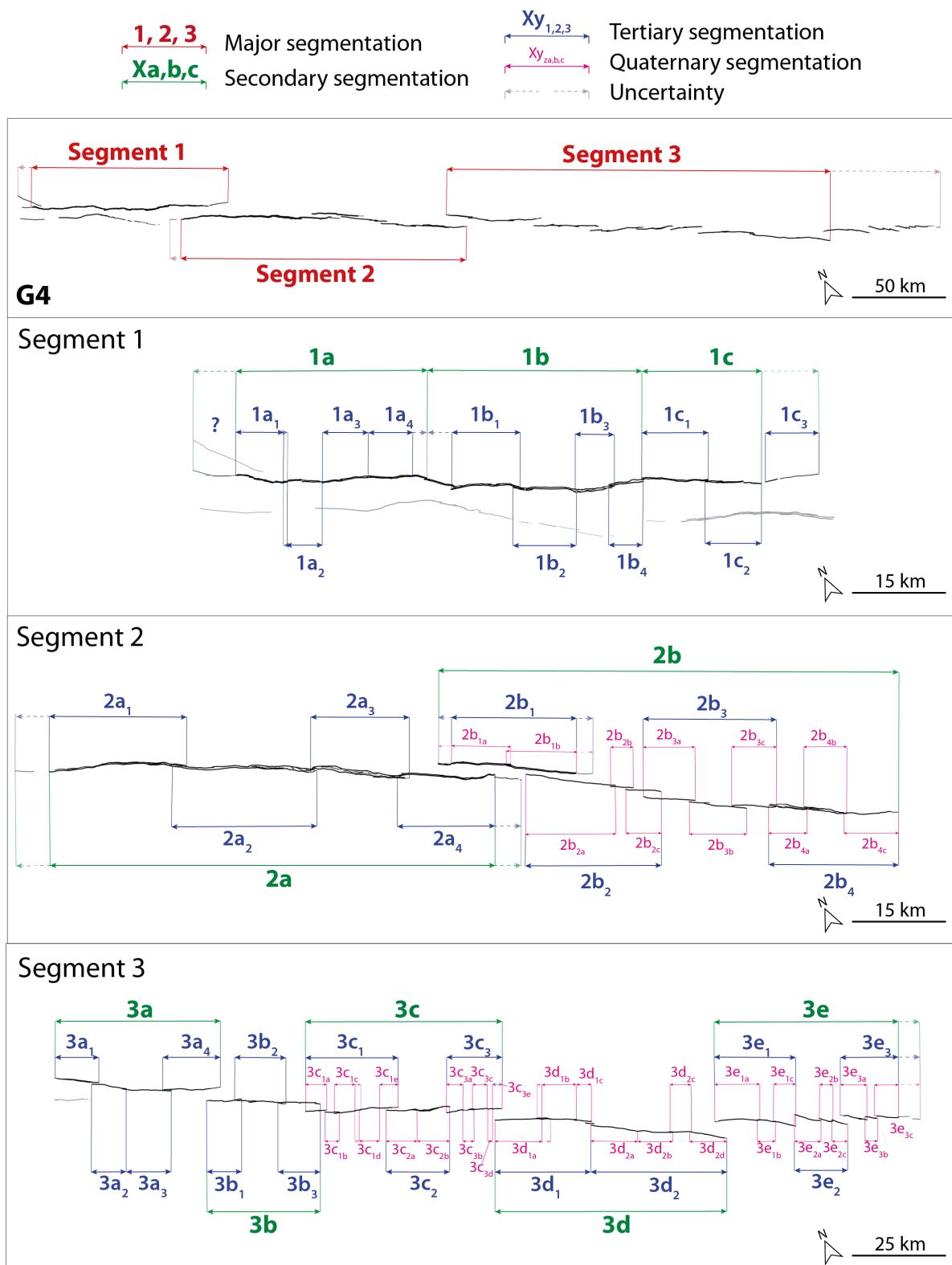


FIGURE III.3. Representation of the four scales of segmentation analyzed in this study. Black lines are traces of fossa G4 of Cerberus Fossae in map view (see other fossae in Figures A.1, A.2, A.3 and Section 1.4 in Supporting Information 1). A closer view of the subsegments in each major segment is shown. A detailed description of the segmentation is available in Text S1 in Supporting Information 1.

We analyzed the lateral segmentation of the Cerberus Fossae system based on our complete surface mapping (Figure III.3, Figures A.1, A.2, A.3 and Section 1.4 in Supporting Information 1). Due to the very low erosion rate on Mars, segments are well preserved. They are well connected in the western and northern parts of the fossae system (G1 and G2; Figures A.1 and A.2 in Supporting Information 1), whereas they are rather isolated and offset in the eastern and southern parts (G3, G4, and G5). We are able to identify up to four scales of segmentation on G2 and G4 and three scales on G1 and G3 (see detail in Figure III.3 and Figures A.1, A.2, A.3 and Section 1.4 in Supporting Information 1). Note that we do not describe G5's segmentation in this section since its trace is too discontinuous. Note also that our definitions of segments of G1 are slightly different from those defined by Vetterlein et Roberts (2010). We justify our choices in the discussion (see Section 4.2.1).

As an example, we give below a detailed description of G4's lateral segmentation (Figure III.3), a fossa not extensively described in the literature compared to other western fossae in Cerberus. The detailed description of the segmentation of the entire Cerberus Fossae system can be found in Figures A.1, A.2, A.3 and Section 1.4 in Supporting Information 1. We define major segments as those separated by the largest structural discontinuities found, such as large step overs, and/or secondary splay faults, and/or major bends along the surface traces. These zones also appear as the largest slip deficit in the summed throws profile (Vetterlein et Roberts, 2010). Here, G4 is ~ 435 km long and trends N100°E. It is divided into three main segments of 100–180 km long, separated by step overs >3 km wide. Each major segment of G4 is formed by 2–5 secondary segments of ~ 50 km long, mostly separated by 1–3 km step overs (inside major segments 2 and 3) or connected through slight bends of 20° in the surface trace (inside major segment 1). Inside most of the secondary segments (*i.e.*, the isolated ones), it is possible to observe tertiary segments (Figure III.3), which are ~ 15 km long on average and separated by slight changes in the azimuth ($<10^\circ$) and smaller step overs (between 500 m and 1 km wide). Quaternary segments of ~ 7 km long on average are observed into several tertiary segments (Figure III.3, Figures A.1, A.2, A.3 and Section 1.4 in Supporting Information 1). They are separated by small step overs <300 m wide and azimuth changes $<10^\circ$. Tertiary and quaternary segmentations are hardly distinguishable in the western parts of the G1 and G2 fossae, where major segments are well connected and thus the smaller scale discontinuities are smoothed out.

The complete analysis of the segmentation reveals that the different fossae in the Cerberus region are laterally segmented into a limited number of segments, that is, with a frequency between 2 and 7 segments/subsegments at every scale we observe, with a maximum of 3–4 segments/subsegments within fossae/segments (Figure III.4.a). We provide below some statistics about the number of segments we clearly identified (Figure III.3, Figures A.1, A.2, A.3 and Section 1.4 in Supporting Information 1). In many parts of the fossae, the evolved linkage along the surface trace makes it difficult to identify small segments (especially the tertiary and quaternary ones), preventing the potential identification of the total number of subsegments. We thus observe that 50% (2) of the fossae are divided into three major segments, 25% (1) into five major segments, and 25% (1) into six major segments. Since we consider only four fossae at this scale, these percentages have to be used with caution. More robust statistics can be obtained from the 16 major segments for those we identified secondary segments. It seems that $\sim 25\%$ (4) of the major segments are divided into two secondary segments, $\sim 13\%$ (2) into three secondary segments, $\sim 44\%$ (7) into four secondary segments, $\sim 6\%$ (1) into five secondary segments, $\sim 6\%$ (1) into six secondary segments, and $\sim 6\%$ (1) into seven secondary segments. The 60 secondary segments identified are themselves divided into two (15%), three (35%), four (35%), five (10%), and six tertiary segments (5%; for a total of 71 tertiary segments identified). Finally, 24% of the tertiary segments are divided into two quaternary segments, 53% into three quaternary segments, 12% into four quaternary segments, and 12% into five quaternary segments (for a total of 53 quaternary segments identified).

Figure III.4.b shows a complementary plot of the data, which represents the relation between

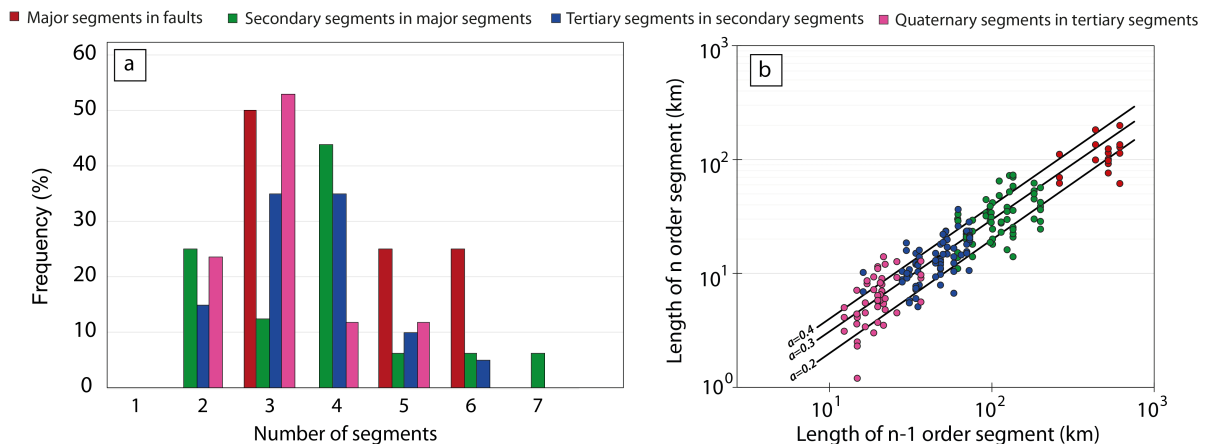


FIGURE III.4. a) Frequency distribution of the number of segments/subsegments within faults/segments of the Cerberus Fossae fault system. (b) Relation between the length of each n -order segment as a function of the length of $(n - 1)$ -order segment. The black lines are the linear relations $LS_n = a \cdot LS_{n-1}$ where a is a constant of proportionality ($a = 0.2, 0.3, 0.4$).

the lengths of each scale of segmentation. The black linear relations $LS_n \sim (0.3 \pm 0.1) \cdot LS_{n-1}$ suggest that the fault/segments are subdivided into a similar number of segments/subsegments, which is about three (Figure III.4.b).

3.3 Lateral Morphological Variations of Cerberus Fossae

We use HiRISE stereo pair images to compute high-resolution DEMs along the Cerberus Fossae system (see locations on Figure III.1.b) using the SOCET SET mapping software (BAE Systems). The stereo images are selected at different locations on the fossae in order to get an overall view of the lateral variation of the morphology along the Cerberus Fossae system. Stereo pairs were identified through ISIS image processing software package (USGS). They are calibrated based on the HiRISE camera specifications, corrected from jitter effects by the USGS ISIS software and then implemented into SOCET SET. Bundle adjustment is made in an absolute reference frame defined by MOLA. The coarser first iteration of the DEM calculation is seeded on the gridded MOLA elevations at a resolution of 2 m/pixel. It is then followed by a refined DEM computation at higher resolution (up to 1 m/pixel). Postprocessing DEM corrections are performed on outlying points to discard aberrant calculations (see red and green areas on Figure III.5 G1-A, G1-C, and G2-A). Figure III.5 presents the resulting DEMs, for which we extract a series of topographic profiles across the fossae (Figures A.4, A.5, A.6 and A.7 in Supporting Information 2).

Fossae are fairly symmetrical with flat "rift shoulders", especially in the eastern and southern parts of the system along G3, G4, and G5. The latter fossae present a narrow fracture zone with steep slopes ($\sim 75\text{--}80^\circ$) and the minimum vertical throw and width of ~ 50 and ~ 100 m, respectively (see G4, Figure III.5). The bottom of the fossae is mostly formed by a layer of sediments, but it is also possible to observe preserved flat ground surfaces that have subsided (G4B; Figure III.5). On the other hand, the western fossae (G1 and G2) are wider (~ 1000 m maximum) and deeper (~ 500 m maximum of depth), associated with several slope breaks in the topographic profiles (Figures III.5 and III.6, Figures A.4 and A.5 in Supporting Information 2). The lower parts are characterized by sediments eroded from the upper parts of the fossae and forming fan structures associated with shallow slopes ($\sim 30^\circ$; Figures III.5 and III.6, see also Vetterlein et Roberts, 2009). Steep slopes ($\sim 70^\circ$) situated above these fan structures form the main walls of the fossae (Figures III.5 and III.6, Figures A.4 and A.5 in Supporting Information 2). They are

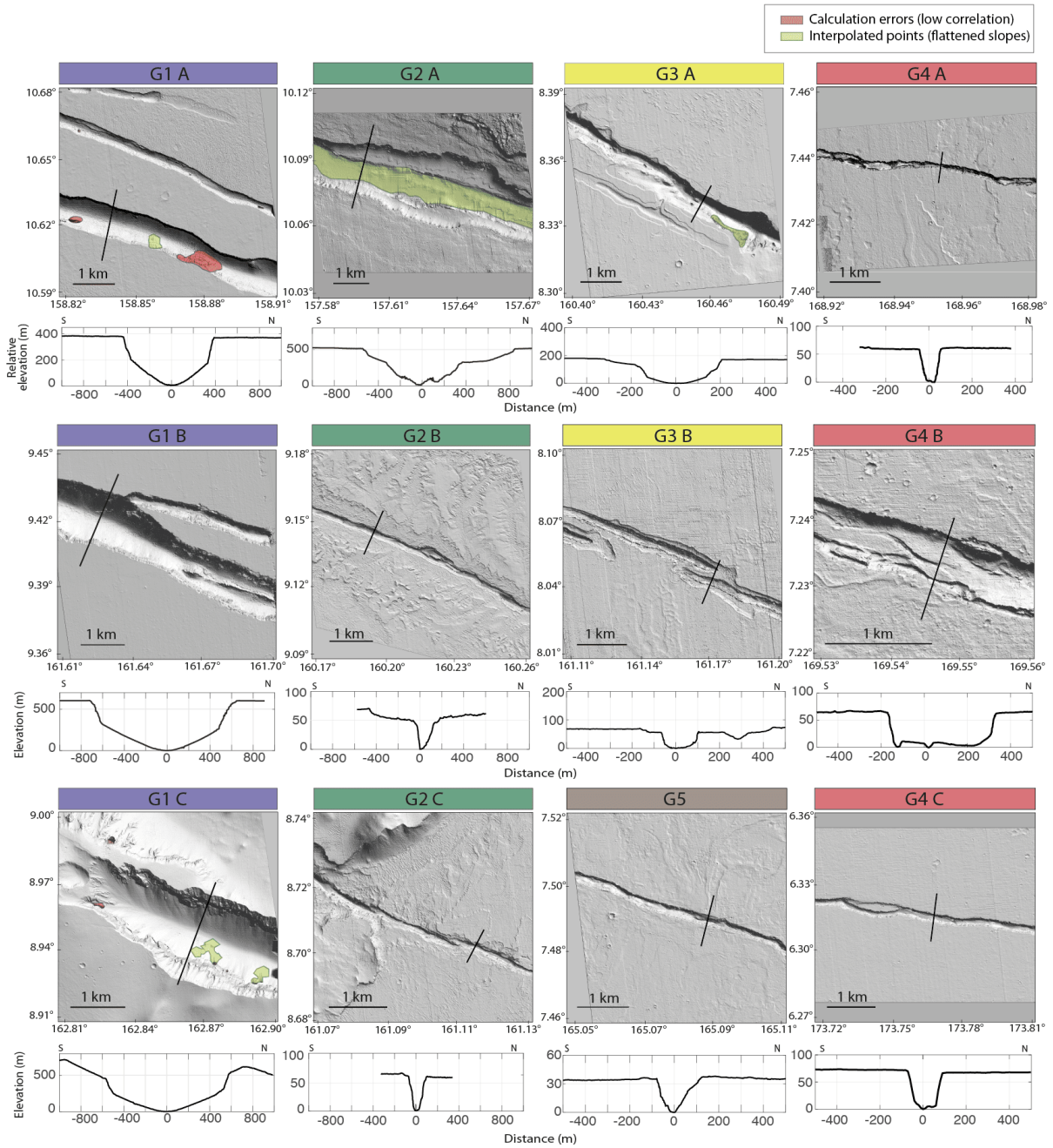


FIGURE III.5. Digital Elevation Models (1 m/pixel) built from High-Resolution Imaging Science Experiment stereo pairs along the five main fossae (G1, G2, G3, G4, and G5) of Cerberus Fossae (see locations on Figure III.1). One across strike relative topographic profile is shown below each DEM (see Figures A.4, A.5, A.6 and A.7 in Supporting Information 2 for all and mean profiles).

composed of more competent rocks (such as basalts, Jaeger et al., 2010; Plescia, 2003). At some locations, the steepest slopes are associated with erosional syntectonic morphologies, such as triangular facets (on G2; Roberts et al., 2012; Vetterlein et Roberts, 2009). We also observe similar morphologies along G1 (Figure III.6), which are situated on the top of the steepest slopes we measure (G1-C; Figures III.5 and III.6.a). They are different from common erosional spur and gully morphology (*i.e.*, mass wasting without tectonic activity) that have been observed on the slopes of Martian troughs (*e.g.*, Valles Marineris, Lucas et al., 2009; Nedell et al., 1987; Peulvast et al., 2001). While regular spurs and gullies show a sinuous base controlled in our case by subhorizontal lithological contrasts (Figure III.6 c), the base of the triangular facets follows a straight trend (Figures III.6.b and III.6.c), which we interpret as the surface expression of a possible highly dipping fault scarp (Burbank et Anderson, 2011). Similar morphologies have been observed in Valles Marineris on Mars (*e.g.*, Peulvast et al., 2001). The Cerberus facets are about 200 m long and their base is 80 m wide, and they are characterized by layers of sediments, lava flows, and ashes from past volcanic activities (smoothed terrains in Figure III.6; Tanaka et al., 1992). The area covered by the facets can extend over large distances away from the main fossa axis, where retrogressive erosion processes can be observed (G1-C, G2-A, and G3-B Figure III.5 : see also Nahm et al., 2015). Altogether, these morphologies highlight the possible interactions between tectonic (*i.e.*, graben formation) and erosional processes at the surface and subsurface (*i.e.*, possible circulation of fluids induced by the melted cryosphere) that occurred in the evolution of Cerberus Fossae (see also discussion in Section 4).

In the upper parts of some fossae (G1 and G2), we observe a slight increase of the slope in the last few meters. This could mark the presence of materials harder than the underlying sediments, such as duricrust in the regolith close to the ground surface (Jakosky et Christensen, 1986).

We compile in Figures III.7.a and III.7.b the summed throw and mean width of the fossae, inferred from the mean topographic profiles from each HiRISE calculated DEM (see all mean profiles in Figures A.4, A.5, A.6 and A.7 in Supporting Information 2). It shows the difference in throw and width from west to east and north to south along Cerberus Fossae. G1 presents the largest throw and width (blue dots, Figure III.7). The western part of G2 has similar width and throw than G1, but they decrease rapidly toward the east (see green dots). G3 follows a similar behavior, showing an overall smaller throw and width than G1 and G2, associated with a decrease of the relative throw and width toward the east (yellow dots, Figure III.7). G4 (red dots) do not show clear lateral variation but they are, with G5 (brown dots), presenting the smallest widths and throws of the Cerberus Fossae system. Altogether, these observations show an overall decrease of the fossae dimension toward the east and the south. We also show in Figure III.7.c the MOLA elevations at each site. It is interesting to note that they decrease fairly linearly from west to east, contrasting with the large step seen in width and throw measurements between northwestern G1-G2 fossae and southeastern G3-G4-G5 fossae.

We estimate the summed throw values of fossa G1 from the three mean topographic profiles calculated for each DEM (Figure III.5, Figures A.4, A.5, A.6 and A.7 in Supporting Information 2) and find a good agreement with the measurements done by Vetterlein et Roberts (2010), from MOLA data. In their study, they did not perform width measurements because the scarps are assumed to have undergone collapse (*e.g.*, rockfalls and landslides) that widened them and which therefore could have affected their interpretation. Still, based on their throw measurements, we estimate a range of widths by measuring three different distances across the fossa : a "maximum" or "apparent" width (W_a ; Figure III.8), the width measured at the top of the triangular facets and/or expected fault scarp (*i.e.*, the steepest slope; W_t ; Figure III.8), and the width measured at the base of the steepest slope (W_b ; Figure III.8). Thus, W_a encompasses the whole structure (including potential collapse and eroded material). In an ideal case with no erosion, W_t would be the best parameter representing the fossa width. Finally, W_b would represent a minimum structural width of the fossa. W_a and W_b give the range of fossa widths, which is a good

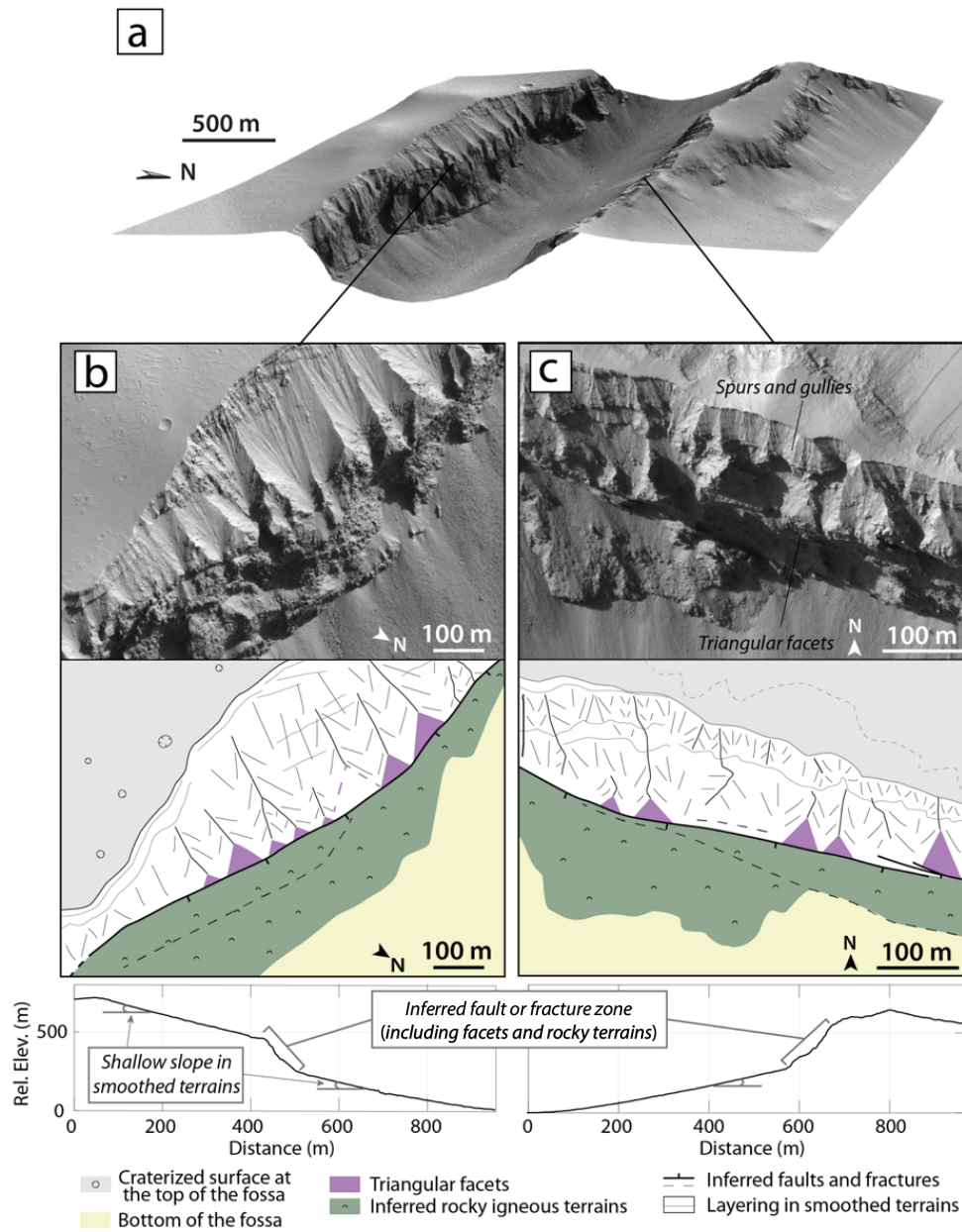


FIGURE III.6. (a) 3D view built from stereo pair High-Resolution Imaging Science Experiment images (ESP_017719_1890; ESP_017218_1890) along G1 (see also G1A on Figure III.5). Panels (b and c) are zooms along the edge of the fossa. Sketches highlight the triangular facets associated with the linear trends that we infer to be the main high-dipping fault traces, separating the green rocky materials (igneous and possibly brecciated rocks) from the white smoothed terrains (mix of ashes, igneous, and sedimentary rocks). Notice the difference between the morphology of the triangular facets and the spurs and gullies at the top of the fossae. Relative topographic profiles going through (b) and (c) show the slope breaks associated with the interpreted sketches (see the complete topographic profiles and corresponding imprints in map view in the middle of G1C in Figure A.4 in Supporting Information 2).

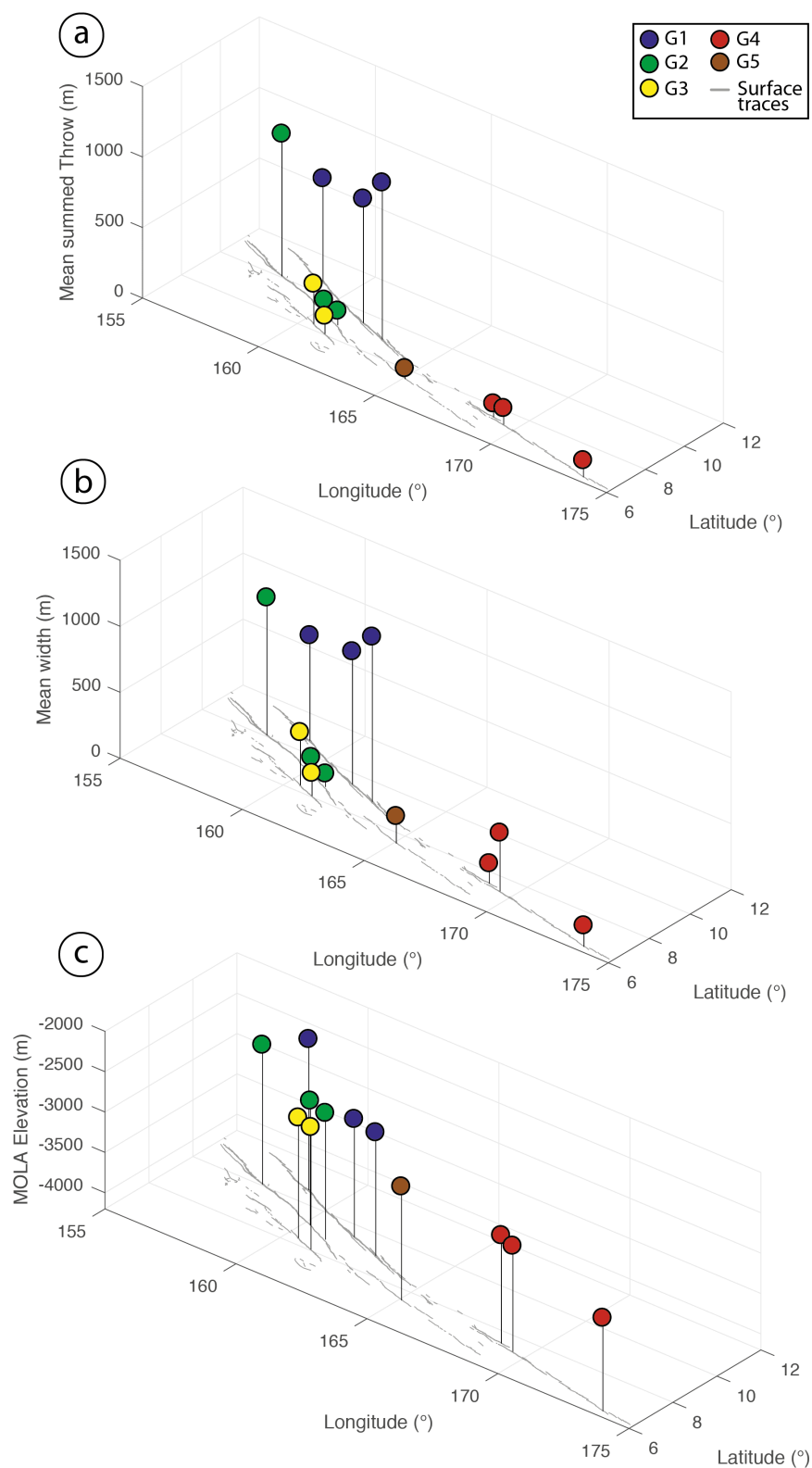


FIGURE III.7. Mean (a) summed throw and (b) width of fossae deduced from each calculated DEM (see Figure III.5, Figures A.4, A.5, A.6 and A.7 in Supporting Information 2), showing the general decrease from west and north (G1 and G2) to east and south (G3, G4, and G5). (c) Corresponding MOLA elevation. Gray lines are surface traces of Cerberus Fossae.

proxy of the minimum and maximum uncertainties in our measurements. In order to have a full coverage of the fossa, we perform our analysis from CTX images at the locations of the measurements done by Vetterlein et Roberts (2010), from MOLA data tracks. The results are shown in Figure III.9 and present the fossa width variations along G1. As expected, the largest range of widths (*i.e.*, between W_a and W_b ; orange areas in Figure III.9.b) is observed along the sections accommodating the largest deformation, indicating a more evolved section of the fossa that has been submitted to erosional processes and collapse. On the other hand, along the most immature parts of the fossa (*i.e.*, close to the tips), the range of widths is smaller, since the fossa shoulders are better preserved ($W_a \sim W_t$). The overall fossa width and summed throw profiles are equivalent (see Figures III.9.a and III.9.b). In Figure III.9.b, we did not measure the width associated with the subparallel segment situated between segments 5 and 6 (dotted lines in Figure III.9.a; segment labeled "9.1" in Vetterlein et Roberts, 2010) since it is not a colinear segment and seems to be an older fossa structure crosscut now by segment 5 (Figure A.1 and Text S1 in Supporting Information 1). Figure III.9.c indicates that the fossa width (W) is two times the fossa throw ($W \sim 2 \cdot T$) if we consider that both throws are equal (northern and southern throws, Figure III.8), which seem to be the case in most parts of the fossa. Note that some values show large width measurements for very small throws (gray area in Figure III.9.c). We consider these values as outliers since they are mostly situated near fault/segment tips where the small summed throw (< 500 m) might be underestimated by non-resolved MOLA measurements.

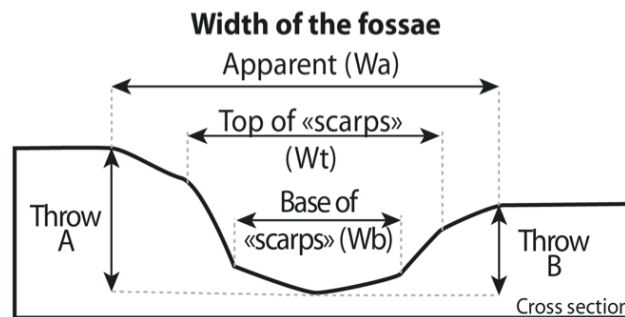


FIGURE III.8. Schematic cross section of a fossa showing the different measurements performed in this study (see text for detail).

4 Discussions

4.1 Evolution and Direction of Long-Term Propagation of Cerberus Fossae

We observe that Cerberus Fossae exhibit systematic changes in fossae widths and vertical throws from west to east (Figures III.5 and III.7). These observations are summarized in Figure III.10 : fossae are wider with higher vertical throw in the western and northern parts of the system (Figure III.10.b; G1 and G2) than in the eastern and southern parts (Figure III.10.b; G3, G4, and G5). This implies that the cumulative displacement accommodated by Cerberus Fossae decreases from the west(-northwest) to the east(-southeast) and suggests that deformation has propagated over the long term toward the east(-southeast) away from Elysium Mons situated to the northwest (Figure III.1.a). We suggest that the igneous activity beneath Elysium Mons was both the source for melts and regional tectonics stresses that were responsible for dike development and stress propagation toward the east(-southeast) at Cerberus Fossae. Other evidence supports this interpretation : the morphology also changes along strike. More mature fossae G1 and G2 seem to have been submitted to erosional processes (*i.e.*, slope variation of the

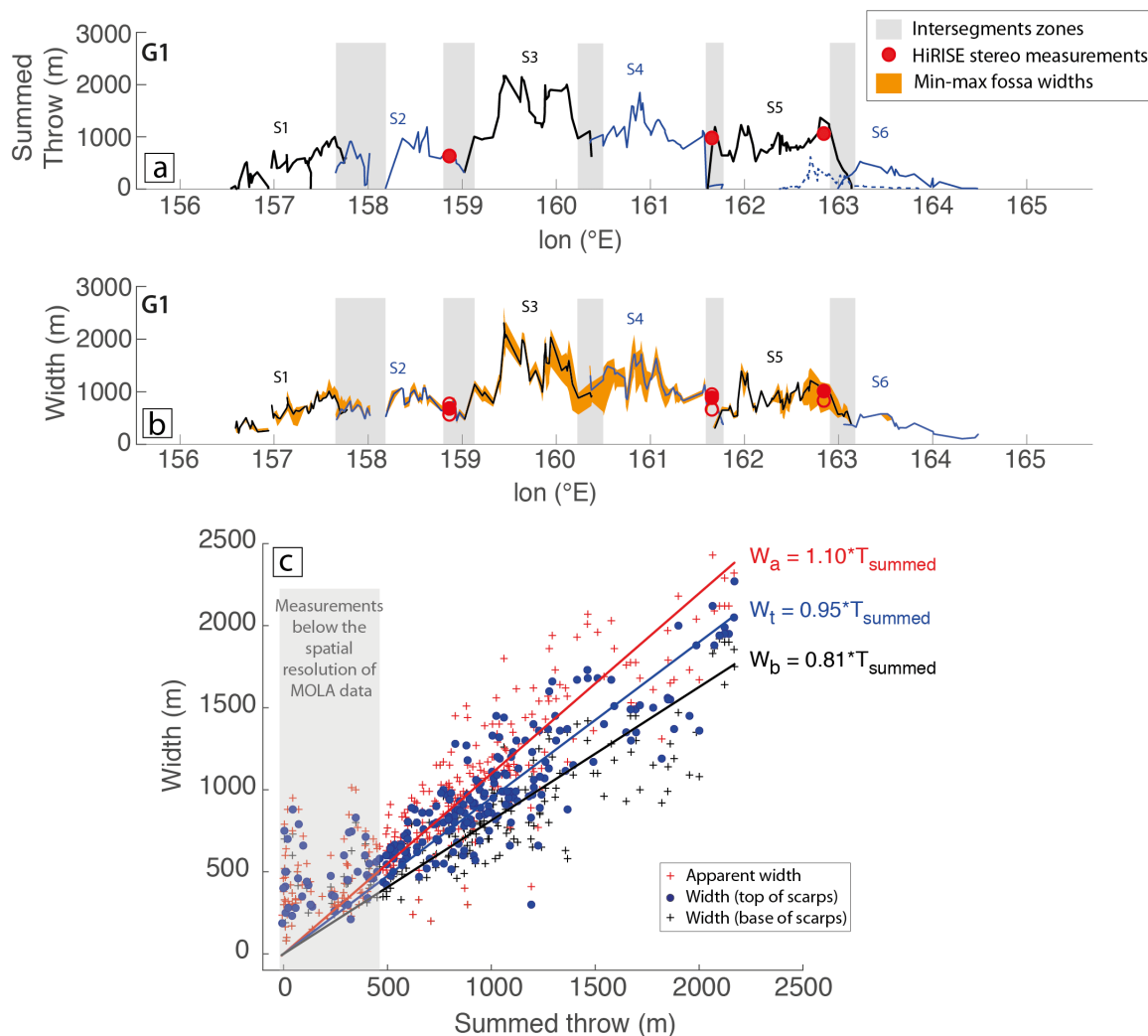


FIGURE III.9. Along-strike measurements of throw and width for fossa G1. (a) Summed throw profile (MOLA data; Vetterlein et Roberts, 2010). (b) Corresponding fossa widths (this study, CTX data). Solid lines are preferred fossa widths (W_t ; see text and Figure III.8), while orange area is determined from maximum (W_a) and minimum (W_b) width measurements (see Figure III.8). Solid red dots are preferred width measurements made on DEMs built from High-Resolution Imaging Science Experiment stereo pairs (Figure III.5), while empty red dots are minimum and maximum width measurements. Alternate blue and black profiles represent the major segmentations identified in this study. They are separated by intersegment zones, highlighted by the gray rectangles (major slip trough, see also fault map in Figure A.1 in Supporting Information 1); (c) Relations between the summed throw and the width of fossa G1. Blue dots are preferred fossa width values (W_t) and red and black crosses are maximum (W_a) and minimum (W_b) width values, respectively (see text and Figure III.8). The three colored lines describe the linear law for each data set and suggest that the fossa Width \sim Summed Throw (linear correlation coefficient $R = 0.94$ for the preferred blue law, $R = 0.95$ for the red law, and $R = 0.92$ for the black law). Note that the gray-shaded area highlights the part of the plot where throw measurements are below the spatial resolution of MOLA data (*i.e.*, 463 m/pixel). This explains why width measurements are possibly associated with possibly low underestimated throw measurements (see more details in the text).

flank of the fossa, boulders, and triangular facets; see Figures III.5 and III.6) associated with sediment deposits (Figure III.6; see also triangular facets in the western part of G2, Roberts et al., 2012 and Vetterlein et Roberts, 2009). Furthermore, assumed younger fossae G3, G4, and G5 are well preserved (homogeneous steep slopes of the flanks of the fossae; Figure III.5), denoting a decreasing exposure time to surface processes from west to east. Additionally, fault segments are well connected in the western part of the fault system, while they are not in the eastern part (Figure III.3, Figures A.1, A.2, A.3 and Section 1.4 in Supporting Information 1). This indicates relatively longer activity of the dike-induced graben system in the west, where successive ruptures favored the linkage between dike at depth and fossa segments at the surface. Moreover, smaller scales of segmentation (*i.e.*, tertiary and quaternary segmentation) are more observed in the eastern fossae (*e.g.*, G4), representing the less evolved part of Cerberus Fossae (*i.e.*, lesser degree of segment linkage in the eastern fossae).

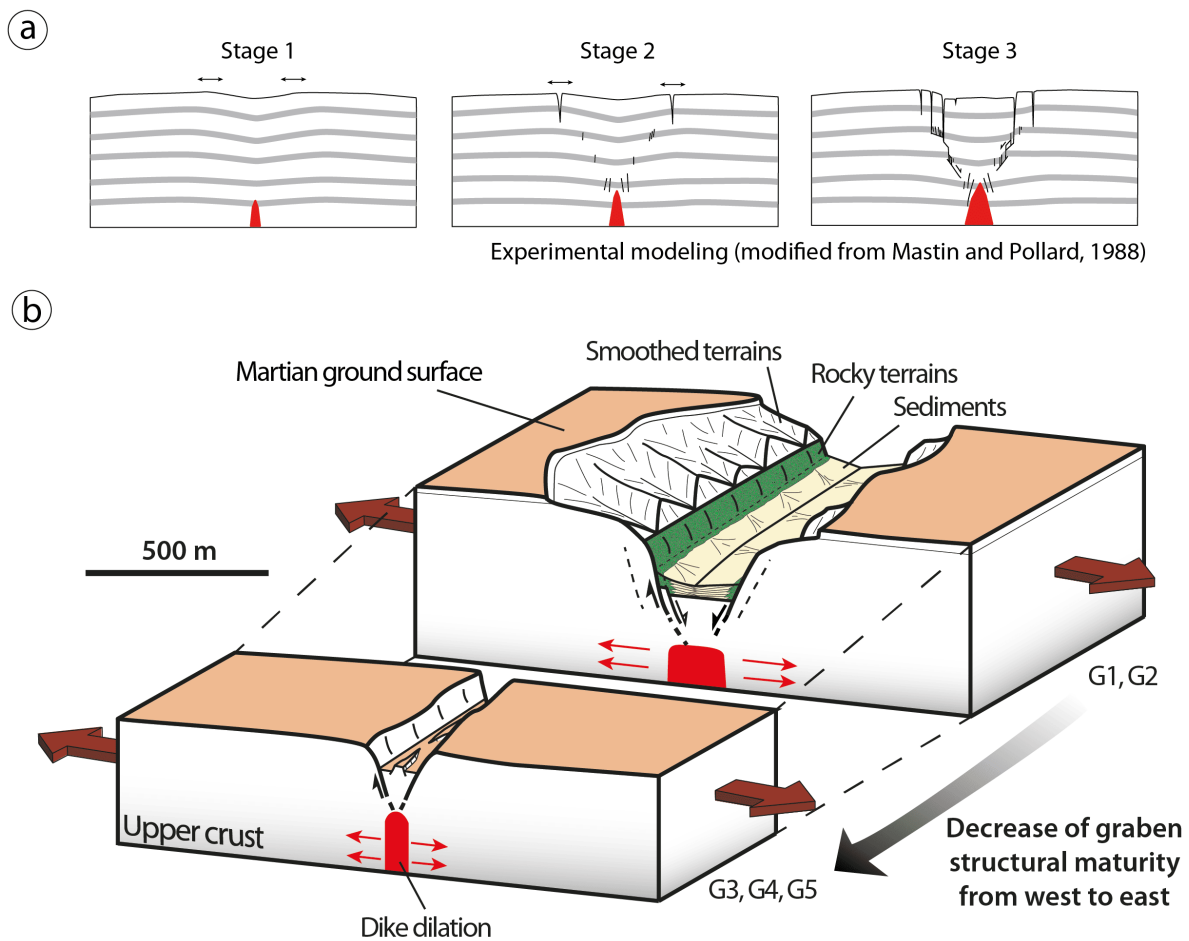


FIGURE III.10. (a) Early stages of the evolution of fault and fracture growth above a shallow dike (modified from Mastin et Pollard, 1988). The progressive linkage of steep fractures (stages 1 and 2) leads to the formation of normal dip slip (stage 3). (b) Schematic representations and interpretations of the morphology and structure of Cerberus Fossae along its northwestern mature sections (G1 and G2) and southeastern immature sections (G3, G4, and G5).

The accumulation of stress and the eastern propagation of the dike system took place during a long period of time from the building of the slopes of Elysium Mons (peak of volcanic activity at 2.2 Gy; Platz et Michael, 2011) to the volcanic activity of the Central Elysium Plains at the origin of the fossae (from 250 to 2 My; Vaucher et al., 2009). However, stream lines and triangular facets are locally observed along the fossae, suggesting the action of fluids eroding their flanks. At some locations, triangular facets along G1 (Figure III.6) seem to be situated

on top of the steepest slopes, which could be comparable to hanging valleys on Earth (*e.g.*, Burbank et Anderson, 2011). This morphology could be explained by three main (nonexclusive) mechanisms : (a) during the early formation of the fossae, the rise of the dikes interacting with shallow pressurized groundwater or cryosphere (*e.g.*, Burr et al., 2002 ; Head et al., 2003 ; Nahm et al., 2015 ; Plescia, 2003) and the resulting water floods eroded the early formed dike-induced fault scarps ; (b) the opening rate of the fossae was significantly higher than the erosion rate ; or (c) the slope breaks across the fossae highlight lithological contrasts between sediments (shallow slopes) and steep slopes (basalts), which would induce a differential erosion.

Our morphological observations (Figure III.6) and the strong correlation between fossae width and throw (Figure III.9) suggest that the fossae are structurally shallow graben bounded by steep walls. Note that the strike and inferred dip are in good agreement with moment tensor solutions found by Brinkman et al. (2021), for recent marsquakes. It is unclear if these faults correspond to Mode II shearing cracks (*i.e.*, steep normal faults) or are actually part of large Mode I opening cracks (joints) that would form the fossae. It is likely that both Modes are interacting each other in a complex pattern since the early formation of the graben as observed in experimental models (Figure III.10.a ; *e.g.*, Mastin et Pollard, 1988). The progressive linkage between first formed steep fissures at the surface and fractures at depth lead to the formation of normal dip slip responsible for the subsidence of the center part of the graben (stage 3 ; Figure III.10.a). The subsidence of the center parts of the Cerberus Fossae and the observation of the triangular facets support this shearing deformation. However, as said above, the rheological contrast between igneous rocks reaching the surface through the fractures and the surrounding material might also contribute to the formation of the facets.

Assuming that the actual fossae morphology is mainly due to dike propagation at depth, width measurements can be used to study the location and size of dikes at depth. The maximum fault heave is a proxy for dike thickness (*e.g.*, Rubin et Pollard, 1988), which means that in our case, the fault heave would be half of the difference between W_t and W_b (*i.e.*, the width at the top and the base of the steepest slope, respectively). Therefore, the dike thickness along G1 ranges from 8 to 375 m with an average width of ~ 49 m. The maximum dike thickness is situated where the fossae width and throw are maximum close to the center part of G1 (Figure III.9). Those values might be underestimated since the top and the bottom of the fault scarp are eroded and/or covered under sediments layer, respectively (Figure III.10.b).

Also, graben half width is a proxy of dike upper tip depth (Hjartardóttir et al., 2016 ; Magee et Jackson, 2021 ; Pollard et al., 1983 ; Trippanera et al., 2015), which in our case would imply an average depth of ~ 488 m in the center part of G1, decreasing slightly toward the west (~ 300 m) and strongly toward the east (~ 90 m). These depths might highlight heterogeneities and shallow layering in the subsurface that would affect the dike emplacement at depth (see also the following section). Note also that the regional elevation decreases fairly linearly from west to east (Figures III.1.b and III.7.c), which might imply that dike upper tips could be located at a constant depth (or elevation) that would affect the fossa widths at surface. However, the decrease in width and throw is not linear and shows a major step between G1, G2 and G3, G4, and G5 (Figures III.7.a and III.7.b), suggesting possible variations in dike locations at depth. In any case, if this relation is correct, the small fossa widths (eastern tips of fossae G1, G2 and fossae G3, G4, and G5) would indicate the location where the dikes are close to the surface.

4.2 Generic Segmentation Along Cerberus Fossae

4.2.1 Comparison With Terrestrial Faults and Implications for Fault Growth

Detailed analysis of the Cerberus Fossae system shows that the along-strike segmentation is not random, but is similar at its four largest scales (*i.e.*, 3–4 segments at each scale ; Figure III.4). These results are equivalent to the number of major segments and secondary segments found for a large population of normal faults in Afar (rifting context on Earth) but also along-reverse

and strike-slip faults (Manighetti et al., 2015 and references therein). These similar observations support the idea that Cerberus Fossae are faults and fractures and that their growth process on Mars is similar than on Earth. Graben segmentation at the surface is intimately linked to dike emplacement at depth (Pollard et al., 1983) and more particularly dike thickness changes occurring at depth during phases of dike propagation (*e.g.*, Magee et Jackson, 2021 and references therein). In our case, the eastward propagation of dikes from Elysium Mons probably occurred by the successive formation of new dike segments at the eastern tip of the existing ones (Healy et al., 2018; Rubin, 1995; Townsend, 2017). The new dike segment lengthens rapidly and widens until reaching a critical thickness that could trigger surface faulting and fracturing at its top (Trippanera et al., 2015). We infer minimum dike thickness as low as 8 m on G1; thus, it is necessary that the top of the dike reaches shallow depths to induce surface faulting (~ 90 m estimated at the eastern tip). This propagation process is similar to normal fault growth on Earth, where phases of displacement accumulation occurring at constant length (Bull et al., 2006; Giba et al., 2012; Nicol et al., 2005) alternate with phases of lateral fault propagation through the formation of new fault segments (*e.g.*, Manighetti et al., 2015 and references therein). The absence of plate tectonics and the presence of a thick, rigid lithosphere on Mars would favor the propagation of the dike over long distances and would promote fracture linkage at surface near Elysium Mons (*i.e.*, thicker dikes and more evolved fossae), while isolated offset segments are located near the eastern propagating tips (*i.e.*, thinner dikes and less evolved fossae).

Our definition of segments along G1 is slightly different from that defined by Vetterlein et Roberts (2010). In their study, they measured vertical throw from MOLA data and identified nine to 10 colinear segments, regardless of their length, separated by cumulative slip troughs in the summed throw profile (Figure III.9.a). Thus, they obtain more small isolated segments near the fossa tips, while longer ones are situated in the central parts of the fossa. However, their throw profile (Figure III.9.a) shows that inside each segment, secondary peaks and troughs are observed, indicating subsegments contained in the major segments (*e.g.*, Manighetti et al., 2015). Since they are separated by smaller step overs and slip troughs compared to the other major segments we identified, we consider that the four western segments determined by Vetterlein et Roberts (2010) are secondary segments of major segment 1 (Figure III.9, Figure A.1 in Supporting Information 1). The other center and eastern major segments we defined are in fairly good agreement with their study. Nevertheless, future work is needed to better characterize the throw and width variations along all fossae (*i.e.*, complete CTX DEM of the Cerberus Fossae fault system), since high-resolution data are mandatory to fully describe fault segmentation and propagation (Tao et Alves, 2019).

Segment length is often related to the depth of underlying heterogeneities, such as rheological and mechanical contrasts. For instance, previous studies on Earth described a relation between the length of fault segments (deduced from rupture traces of large continental earthquakes) and the thickness of the brittle seismogenic layer ($\sim 18 \pm 5$ km on Earth; Klinger, 2010). Using experimental and numerical models, Lefevre et al. (2020) et Jiao et al. (2021) have also, respectively, shown that the inter-Riedel distance (or assumed segment length) is dependent on the brittle material thickness. On Mars, thermal models of the Martian interior estimated before the InSight landing a seismogenic lithospheric thickness from 30 to 100 km (Plesa et al., 2018) to 40–150 km (Knapmeyer et al., 2006). After the InSight landing, Knapmeyer-Endrun et al. (2021) have shown that the crustal thickness below the lander would range between 24 and 39 km (extrapolated from gravimetric data from 24 to 72 km for the whole planet), including a major discontinuity at 6–11 km deep (transition from highly altered and fractured to unfractured rocks). Along the Cerberus Fossae system, four scales of segmentation are identified in this study with an average length of ~ 7 km for the quaternary segments (Figure III.4.b). Based on the studies cited above, it is unlikely that this value is related to the thickness of the seismogenic crust. However, it could be related to the shallower layer identified by Knapmeyer-Endrun et al. (2021), at the InSight landing site, indicating that the changes in the rock lithologies/properties

with depth could extend to further regions on Mars. The mean length of major, secondary, and tertiary segments is 112, 36, and 15 km, respectively. While the mean length of secondary segments is included in the range of Moho depth inferred on Mars (Knapmeyer-Endrun et al., 2021), the length of major and tertiary segments could highlight other possible discontinuities at depth.

4.2.2 Regional and local stress concentrations : constraints on marsquake locations recorded by the InSight mission

The first results of the InSight mission have shown that locating marsquake epicenters using one seismic station is very challenging. While most of the major quakes seem to come from the Cerberus region (*e.g.*, Clinton et al., 2021; Giardini et al., 2020), the location uncertainties remain significant (about $\pm 3^\circ$ and $\pm 10^\circ$ in epicentral distances and azimuth, respectively). Our study provides some strong constraints that could be used to better define the location of tectonic marsquakes. Indeed, it is well known that fault and fracture segmentation has an impact on stress distribution (*e.g.*, Barka et Kadinsky-Cade, 1988; Crider et Pollard, 1998; Jousineau et Aydin, 2009; Manighetti et al., 2009; Manighetti et al., 2015; Saucier et al., 1992; Segall et Pollard, 1980; Soliva et Benedicto, 2004). While aftershocks occur usually at the edges of high coseismic slip patches or in regions of low coseismic slip (*e.g.*, Mendoza et Hartzell, 1988), a significant amount of small seismic events take place in the intersegment zones (*e.g.*, Liu et al., 2003). They correspond to areas of long-term slip deficit where heterogeneous types of faults and fractures are present and residual stresses concentrate. Thus, they are likely to trigger potential seismic events, which are useful in the context of the InSight mission. Most of the faults on Mars were formed during its main active period, more than 3 Gy ago (Anderson et al., 2008; Carr et Head, 2010; Schubert et Spohn, 1990). Currently, those faults are not likely to experience high strain rates due to the lack of plate tectonics. Until InSight, recent strains on Mars were expected to be dominated by thermal contraction of the planet (Taylor et al., 2013). The recent joint discoveries of seismic events with extensional slip motion localized at Cerberus (Brinkman et al., 2021), detection of low-frequency events possibly associated with lava circulation at depth (Kedar et al., 2021), and geological evidences of recent (< 1 Ma) volcanic activity (Horvath et al., 2021) suggest active ongoing volcano-tectonic activity along Cerberus Fossae. On Earth, a simple model of a circular rupture is assumed for small shallow earthquakes (*i.e.*, $M_w < 7.5$), leading to scaling relations between the rupture length and the seismic moment, such as $M_0 \propto L^3$ (Aki et Richards, 2002; Denolle et Shearer, 2016; Scholz, 2019). It results in an average rupture length of 1 km for an M_w 3.5 earthquake similar to the magnitudes of the largest events observed by InSight. Therefore, if this law is valid in the Martian context, the larger events detected so far by InSight would not be able to break entirely the smallest segments (*i.e.*, quaternary) identified in this study (Figure III.4.b). This gives insights on the spatial scale to look for surface deformations triggered by the marsquakes (rockfalls and landslide) from new orbital data. Roberts et al. (2012), estimated rupture length of paleomarsquakes from fallen boulder populations along Cerberus Fossae (fossa G2). It seems unlikely that the ~ 100 km surface ruptures they defined have been formed by a single large event, but rather by a series of smaller events that generated a maximum rupture length at kilometeric scales. The potential recent activity highlighted by Roberts et al. (2012), in a restricted area might reflect cluster of moderate-size events occurring in a short time period as compared to their mean recurrence interval (*e.g.*, Scholz, 2019).

Assuming an active context of dike and fracture propagation along Cerberus Fossae, we can expect that most of the seismicity will be located at shallow depth, since on Earth it occurs mostly between the upper dike top and the surface (Ágústsdóttir et al., 2016; Passarelli et al., 2015; Rubin et Gillard, 1998; Ukawa et Tsukahara, 1996). However, the estimated first results from the InSight mission suggest hypocentral depths of 20–30 km for the main events (*e.g.*,

Brinkman et al., 2021; Stähler et al., 2021). On the other hand, the lateral propagation of the system toward the east implies that the seismicity could be also located at depth near the propagating dike tips (Green et al., 2015; Rubin et Gillard, 1998; Sigmundsson et al., 2015). Indeed, Rivas-Dorado et al. (2021), have shown that Martian conditions are favorable to develop giant dike systems (*e.g.*, Elysium Fossae) that could reach much greater depths (15–20 km).

5 Conclusions

We performed a detailed mapping and structural analysis of the Cerberus Fossae system based on HiRISE and CTX images, in addition to stereo pair images used to calculate high-resolution DEMs. The relation between fossa width and throw supports volcano-tectonic processes as the main origin of fossae formation. They would have formed by the propagation of dikes at depth, possibly related to the rise of Elysium Mons, located further to the NW. The analysis of the lateral segmentation at the surface highlights up to four scales of segments. Most of the fossae/segments are divided into three to four segments/subsegments as it has been observed on Earth. The overall linkage between segments decreases from west to east as do the overall fossae widths and throws. Altogether, these evidences are in good agreement with a long-term direction of dike-induced fault propagation toward the east. In the frame of the InSight mission, our study helps to identify the zones of potential seismic activity at the regional scale (*i.e.*, expected increase of seismicity toward the east where the fossae are immature) and the local scale (*i.e.*, in intersegment zones where stress concentrations likely occur).

Chapitre IV

Inversion de source sismique martienne : mécanismes au foyer

1	Introduction	90
2	Regional context	92
3	Seismic data from SEIS/InSight	94
	3.1 Data generalities : frequency content and quality	94
	3.2 Seismic event locations and depths	95
4	Moment tensor inversion methodology	96
	4.1 Synthetic seismograms computation	97
	4.2 Time series pre-processing and inversion setup	98
	4.3 Moment tensor grid search : generation of synthetics	98
	4.3.1 P and S waveform fits : quality factor, seismic moment and phase shift	99
	4.3.2 Secondary phase amplitudes	100
	4.4 Total cost function : solution selection	101
5	Inversion results	102
	5.1 Inversion parametrization	102
	5.2 S0235b event results	103
	5.3 Results summary	107
	5.4 Best source solutions	110
6	Discussions	112
	6.1 Inversion limitations	112
	6.2 Seismogenic sources	113
	6.3 Cerberus Fossae : a major fracture zone in Elysium Planitia	115
	6.4 Analyses of other nearby seismic sources	116
	6.4.1 S0235b and S0484b : Grjotá Valles and Tartarus Montes region	116
	6.4.2 S0784a : Avernus Dorsa ridges	117
	6.4.3 S0325a : the dichotomy region	118
7	Conclusion	119

Nous présentons ici l'étude Jacob et al. ([under reviews](#)) sous sa forme d'article (soumise au journal *Tectonophysics* le 17 décembre 2021, et accepté contre révisions mineures le 11 mai 2022). Un résumé de l'article en français est disponible ci-dessous. Les résultats supplémentaires de l'article (également soumis avec le texte principal) sont disponibles en Annexes 2.3, Chapitre B.

Résumé de l'article en français

Parmi les marsquakes enregistrés par InSight, plusieurs événements présentent des caractéristiques proches des séismes tectoniques terrestres (Giardini et al., 2020 ; Brinkman et al., 2021). Cinq événements sont situés sur le système majeur de grabens de Cerberus Fossae, S0173a, S0407a, S0409d, S0809a, S0820a, deux un peu plus au nord, sur le système secondaire de Grjotá Valles, S0235b, S0484b, et deux au sud, proches d'Avernus Dorsa, S0784a, et d'Al Qahira Vallis, S0325a (Figure IV.1, Drilleau et al., [under reviews](#) ; Clinton et al., 2021).

Dans cet article, nous inversons les tenseurs des moments sismiques de ces neuf marsquakes tectoniques LF/BB de qualités A et B, caractérisés par des données de haute qualité, des forts SNR et des M_w comprises entre 2.5 et 3.8. Les tenseurs de moments nous permettent d'interpréter la nature et la profondeur des sources sismiques à l'origine de ces événements.

La méthodologie d'inversion s'effectue en plusieurs étapes et est développée dans le contexte particulier de Mars et d'InSight, avec une unique station sismique à disposition. Pour cela, nous précalculons tout d'abord des fonctions de Green synthétiques à partir du modèle de croûte de Lognonné et al. (2020) et Knapmeyer-Endrun et al. (2021) (avec une discontinuité à 10 km et le Moho à 24 km de profondeur) pour des profondeurs de 12 à 90 km. Les tenseurs des moments sismiques sont calculés préalablement pour toutes les combinaisons d'angles de direction, pendage et strie (angles double couple, "*strike, dip, rake*"). Les tenseurs sont définis par six composantes qui sont appliquées à six fonctions de Green afin de calculer un sismogramme synthétique complet.

La première étape de l'inversion consiste à mesurer l'atténuation sismique Q ainsi que le moment sismique M_0 qui sont deux paramètres utilisés pour ajuster l'amplitude des signaux synthétiques à celle des données observées d'InSight. Dans ce but, nous mesurons la différence entre les signaux synthétiques et les signaux observés sur la fenêtre des ondes de volume P et S. En parallèle, nous évaluons la phase temporelle, qui sert à aligner précisément les sismogrammes synthétiques et observés entre eux. Puis, nous calculons la différence des amplitudes maximales des phases secondaires PP, SS, PPP et SSS entre les synthétiques et les données observées (Tableau IV.2, qui ont été identifiées dans Khan et al., 2021 ; Drilleau et al., [under reviews](#)).

La fonction coût est définie par la somme des différences à la fois des termes sur les ondes de volume et sur les termes des amplitudes des phases secondaires. Les meilleures solutions de tenseurs sont ainsi sélectionnées en minimisant la fonction coût, c'est-à-dire, quand la différence entre nos modèles (*i.e.* les sismogrammes synthétiques avec tenseurs) et les données observées est la plus petite possible. En plus, nous sélectionnons les solutions qui possèdent des ondes de surface faibles, plus petites que le bruit martien. Cette condition est appliquée afin d'être en accord avec les données d'InSight, dans lesquelles aucune onde de surface n'a été détectée jusqu'à présent (Banerdt et al., 2020 ; Giardini et al., 2020 ; Clinton et al., 2021).

Les tenseurs de moments sismiques sélectionnés sont ensuite visualisés avec des mécanismes au foyer, des "*beachballs*", qui donnent une représentation qualitative et directe de la configuration de la source (Figures IV.5, IV.6 et IV.7). Les beachballs présentent la direction, le pendage et le mouvement global de deux plans de failles conjuguées. De plus, comme il y a peu de contraintes sur la profondeur des événements qui nous aideraient à choisir nos solutions, nous sélectionnons deux solutions pour chaque marsquake. Une première solution est choisie entre 12 et 24 km de profondeur (dans la croûte), et une seconde entre 24 et 40 km de profondeur (sous le Moho de Knapmeyer-Endrun et al., 2021), selon la plus petite fonction coût et la stabilité des résultats (Figure IV.8).

Nous faisons une validation de notre méthode pour un séisme terrestre dont la solution de mécanisme au foyer est connue, calculée par l'USGS (Guy et al., 2015) et GFZ (Quinteros et al., 2021) à partir de plusieurs dizaines de stations sismiques (voir Annexe 1.9). Ce premier test est effectué dans les conditions martiennes : nous choisissons un séisme australien situé en contexte intraplaque, sur une croûte de ~ 25 km d'épaisseur, localisé à ~ 1600 km de son unique station

sismique et inversé avec les synthétiques calculés pour le modèle de croûte martienne dans la même bande de fréquences que les marsquakes. Les solutions de mécanismes au foyer obtenues pour ce test sont cohérentes avec celles calculées par l'USGS et GFZ, et nous permet donc de valider notre méthode et de l'appliquer aux données sismologiques d'InSight.

A partir de nos résultats (Tableau IV.3), nous avons estimé que les neuf marsquakes étudiés ont été déclenchés à des profondeurs modérées de 15-36 km. Six événements sismiques possèdent des solutions extensives et trois sont en compression. Trois événements parmi les neuf marsquakes présentent des solutions hybrides, avec une composante en décrochement ou normale/inverse. Une majorité des plans de failles calculés sont alignés \sim E-W et avec des pendages élevés d'environ 50-80°. Nos résultats principaux sur les sources sismiques sont en bon accord avec les études récentes sur les profondeurs des événements (Drilleau et al., [under reviews](#); Brinkman et al., [2021](#)) et sur les tenseurs des moments précédents calculés pour S0173a et S0235b (Brinkman et al., [2021](#)).

Par ailleurs, nous avons estimé des valeurs de magnitudes (Tableau IV.3) qui sont dans l'ensemble inférieures à celles proposées par le MQS (Clinton et al., [2021](#); Ceylan et al., [2021b](#)), mais qui sont cohérentes avec celles de Brinkman et al. ([2021](#)) pour S0173a et S0235b. Nous avons enfin tenté d'estimer l'atténuation sismique, qui est un paramètre très peu contraint sur Mars (Lognonné et al., [2020](#); Giardini et al., [2020](#)). Mais les valeurs que nous avons trouvées (Tableau IV.3) sont assez variables d'un événement à l'autre et d'une profondeur à l'autre, et nous pensons qu'elles ne sont pas interprétables en l'état. Il s'agit plutôt ici d'un paramètre de contrôle de l'amplitude des signaux synthétiques.

En s'appuyant sur la littérature existante de la géologie d'Elysium Planitia (développée dans les Chapitres II et III), nous avons finalement comparé les tenseurs obtenus avec les structures géologiques proches. Nous avons ainsi déduit que les sept événements situés sur Cerberus Fossae et Grjotá Valles ont des géométries similaires aux fractures des systèmes de fossae, et ont été potentiellement générés par de la tectonique ou volcano-tectonique (Figure IV.9.a). Cette activité est supposée être principalement liée aux failles et fractures en profondeur, formées durant la propagation de dikes volcaniques autour d'Elysium Mons et sous Cerberus Fossae. Ceci est en accord par ailleurs avec les observations morphologiques que nous avons faites dans le Chapitre III. Nous avons aussi conclu que les deux événements plus au sud, à Avernus Dorsa (Figure IV.9.b) et dans Terra Cimmeria (Figure IV.9.c), auraient été déclenchés par des failles profondes enfouies sans expression de surface. Ces failles auraient été réactivées en compression par la contraction thermique planétaire.

Pour résumer, nos résultats sont en adéquation avec ceux des tenseurs calculés précédemment pour deux événements (Brinkman et al., [2021](#)), et avec les profondeurs des événements sismiques estimés dans Brinkman et al. ([2021](#)), Drilleau et al. ([under reviews](#)) et Stähler et al. ([2021](#)). En plus, nos résultats ont permis de proposer la première étude sismo-tectonique systématique de la région et de Mars, pour un jeu de données plus étendu.

Seismic sources of InSight marsquakes and seismotectonic context of Elysium Planitia, Mars

submitted to Tectonophysics on December 17th 2021

Alice Jacob¹, Matthieu Plasman¹, Clément Perrin², Nobuaki Fuji¹, Philippe Lognonné¹, Zongbo Xu¹, Mélanie Drilleau³, Nienke Brinkman⁴, Simon Stähler⁴, Grégory Sainton¹, Antoine Lucas¹, Domenico Giardini⁴, Taichi Kawamura¹, John Clinton⁴, William B. Banerdt⁵

- (1) Université de Paris, Institut de physique du globe de Paris
- (2) Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Observatoire des Sciences de l'Univers de Nantes Atlantique
- (3) Institut Supérieur de l'Aéronautique et de l'Espace ISAE-SUPAERO, Toulouse
- (4) Institute of Geophysics, ETH Zürich
- (5) Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena

1 Introduction

The NASA InSight (Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport, Banerdt et al., 2020) mission landed on November, 26th 2018 on Elysium Planitia, Mars. The mission is dedicated to study the interior of Mars through seismology and heat flux. The main instrument, the seismometer SEIS (Seismic Experiment for Interior Structure, Lognonné et al., 2019; Lognonné et al., 2020) has successfully been deployed in January 2019 and it has been continuously recording the seismic activity of Mars since February 2019. The recorded seismic data have shown that Mars is seismically active with more than 900 "marsquakes" detected in the v9 catalog released by the InSight Marsquake Service (MQS) which covers events detection until 2022/01/01. For more details on the MQS catalogs, see Giardini et al., 2020, Clinton et al., 2021 and InSight Marsquake Service, 2022. The global seismic event rate sets Mars as moderately active, between the weak lunar activity and the terrestrial intra-plate seismicity (Banerdt et al., 2020). However, no marsquakes of magnitude greater than four have been reported in MQS v9 and only a fraction of events exhibit clear body waves arrivals. In addition, none of the events show surface waves of amplitude greater than the Martian noise (Giardini et al., 2020), and depth phases pP and sS are difficult to identify in the data, making it complicated to estimate the hypocenter depths.

Despite their low magnitude, the ten largest recorded low frequency events have been used for determining the first internal structure models of Mars from the crust to the core (Lognonné et al., 2020; Khan et al., 2021; Knapmeyer-Endrun et al., 2021; Stähler et al., 2021). More specifically, based on the receiver functions study of Lognonné et al., 2020 and confirmed in Knapmeyer-Endrun et al., 2021, the first ten kilometers of the upper crust beneath the InSight landing site appear highly altered and fractured. Below this first crustal discontinuity, as proposed by the seismic reflected phases analysis of Knapmeyer-Endrun et al., 2021, two models are described with two and three layers. For both velocity models, the martian equivalent of Moho discontinuity is located at 20 ± 5 km depth, and an additional discontinuity at 39 ± 8 km depth is estimated in the case of the three layers model. On a more regional scale, the upper mantle has been constrained with the first clear identifications of secondary phases, PP, PPP, SS and SSS (Khan et al., 2021) which confirmed an upper mantle structure controlled by a thermal lithosphere with a 400-500 km thickness. Finally, the observation of ScS core phases (Stähler et al., 2021) provided the first seismic estimation of the core radius at 1830 ± 40 km.

On the source aspects and after the first magnitude estimations of Giardini et al. (2020) and InSight Marsquake Service (2021), Brinkman et al. (2021) have performed the first Martian moment tensors inversion for the two largest events, S0173a and S0235b. They not only highlighted the fact that single station methodology is sufficient to obtain stable and interpretable focal mechanism solutions but got also results in strong agreement with orbital imagery observations of an extensive regime and the global azimuths of Cerberus Fossae. They also demonstrate the robustness of an inversion exclusively based on body waves despite strong assumptions on the internal model.

With an additional year of monitoring, we can now add seven additional LF and BB events to continue this single station source inversion. Even if less powerful than S0173a and S0235b, these new events are characterized by clear arrivals of P and S waves, high signal-to-noise ratio (SNR) and magnitude M_w larger than 3 (InSight Marsquake Service, 2021 and see Table IV.1 for details). They have been located between 25° and 40° to the east of InSight (*i.e.* corresponding to distances of 1500-2500 km) with 3° to 4° error ellipsoids (from MQS catalog, InSight Marsquake Service, 2021, and based on Drilleau et al., [under reviews](#) estimations). Five of them, like S0173a and S0235b, are located in the vicinity of the Cerberus Fossae faults (Figure IV.1) and confirm its seismicity. Cerberus Fossae is a major graben system (*e.g.* Vetterlein et Roberts, 2010; Roberts et al., 2012) and one of the largest structures close to the InSight landing site. Before the InSight mission, it was already studied with remote sensing data (Knapmeyer et al., 2006; Roberts et al., 2012; Taylor et al., 2013) and was already referred as a potential seismic source with an average annual seismic moment release of 10^{15} - 10^{17} Nm/yr (Taylor et al., 2013; Perrin, Jacob et al., 2022). In addition, recent volcanic activity is inferred in the region of Elysium Planitia (Vaucher et al., 2009; Hauber et al., 2011) and potentially associated with the regional seismic activity. The remaining event S0784a is located further south, and event S0325a is located on the Martian dichotomy that separates the contrasting terrains of the north and south and characterized by crustal structural complexities.

The main motivation of our study is that these marsquakes exhibit specific characteristics typical of tectonic earthquakes and located near peculiar volcanic/tectonic features. Consequently, here we propose a seismo-tectonic analysis of the region to the east of InSight by constraining the seismic moment tensor of the nine seismic events aforementioned. The moment tensor is a good geometrical representation of the seismic source and is classically used to describe the faulting motion at the origin of quakes (*e.g.*, Molnar et Sykes, 1969; Michael, 1987; Henry et al., 2002). With InSight we are fortunate to be able to process the first seismic data on Mars, although restricted by the fact that there is currently only one seismic station on the ground surface. On the contrary, on Earth, seismic signals are usually recorded from dozen to hundreds of stations. The Earth data are moreover very well located geographically and at depth, compared to Martian data. Earth-based moment tensor analyses from a single station are only preliminary or exceptional works and from signals with a fairly larger SNR. Moreover, the internal structure is much better constrained for the Earth with high resolution 3D velocity models built from multiple decades of data accumulation.

After Brinkman et al. (2021), the seven additional events will allow us to explore more deeply the seismo-tectonic context of Elysium Planitia. For that matter, we invert the moment tensors and discuss the results in terms of seismic origins, linked with the morphological observations of the region. Our methodology is principally based on a grid-search exploration over the three double-couple angles, *i.e.* the strike, the dip and the rake. For that matter, we invert P and S waveforms while estimating the seismic moment and the seismic attenuation. We also invert and compare the amplitudes of the secondary phases PP, SS, PPP and SSS following their identification by Khan et al. (2021) and Drilleau et al. ([under reviews](#)). In addition, we provide estimates for the hypocenter depths and we then discuss why the absence of surface wave observations in the SEIS records do not exclude a crustal origin.

The paper is organized as follows : in Section 2 we first describe the general geological context

and in Section 3 we present the InSight seismic data. In Section 4 we explain the inversion method. Then, the detailed results for S0235b and the general results of the nine marsquakes are presented in Section 5. Finally, in Section 6 we discuss the potential seismic sources, by comparing the selected mechanisms with the nearby major structures.

2 Regional context

InSight has landed in Elysium Planitia at 4.5°N 135.6°E , south of the Elysium Mons volcanic structure and near the dichotomy boundary (Figure IV.1). From crater counting and geological unit series, the landing site is characterized by geological structures aged from Hesperian (3.7 to 3.2 Ga ago) to Early Amazonian (3.2 Ga to few ka ago, Tanaka et al., 1992; Warner et al., 2017; Golombek et al., 2018; Golombek et al., 2020). The marsquakes S0173a, S0235b, S0407a, S0409d, S0484b, S0809a and S0820a are centered on the Cerberus Fossae system while S0784a is located on lava plains in the southern vicinity of InSight and S0325a is located at the dichotomy boundary. Marsquakes S0173a, S0235b, S0809a and S0820a ellipsoids are determined by the InSight MQS (InSight Marsquake Service, 2021, green ellipsoids on Figure IV.1) and the events S0325a, S0407a, S0409d, S0484b and S0784a are located by Drilleau et al. ([under reviews](#)) (purple ellipsoids on Figure IV.1). The location errors are large, ranging from $\pm 3^{\circ}$ (about ± 200 km) to $\pm 5^{\circ}$ (about ± 300 km) depending on the data quality. The ellipsoids can therefore cut across several regions over several hundreds of kilometers (*e.g.* in the case of S0484b which extends from Elysium Mons to the south of the Cerberus Fossae system).

The center part of our study area is located on the Elysium Planitia terrains, expanding from the high plateaus of Aeolis and Zephyria, crossing the channels of Athabasca Valles and the graben systems of Cerberus Fossae and Grjotá Valles (thick red lines on Figure IV.1). Elysium Planitia, and more generally Mars, demonstrates many evidences of simultaneous or contemporaneous ages of hydrological and volcanic processes, notably with the observations of surficial guiding channels filled with lava flows (Berman et Hartmann, 2002; Burr et al., 2002; Plescia, 2003; Jaeger et al., 2007). The youngest lava flows are dated from 300 Ma to 20 Ma based on crater dating studies (Berman et Hartmann, 2002; Vaucher et al., 2009; Hauber et al., 2011) and originated from recent volcanic activity in the central plains of Elysium Planitia form the Cerberus Fossae volcanic unit.

The fissures of Cerberus Fossae would have enabled the flow of large volumes of these lavas as recently as 2.5 Ma ago (Vaucher et al., 2009; Golder et al., 2020), and then escaping towards Athabasca Valles (Burr et al., 2002; Plescia, 2003; Vaucher et al., 2009). It has been also suggested that other channels surrounding Grjotá Valles have been formed by catastrophic overflows (Berman et Hartmann, 2002; Burr et al., 2002; Plescia, 2003). The large amounts of lava that have rapidly emerged from these channels have led to the hypothesis that massive dike networks exist in the subsurface (Ernst et al., 2001). These inferences would be in favor of a rather recent and dominant volcanic activity. Besides, magma transport and the potential magmatic chamber pressurization are known to generate seismicity on Earth (Grandin et al., 2012; Carrier et al., 2015).

Cerberus Fossae (red thick lines in Figure IV.1) is described by Perrin, Jacob et al., 2022, Taylor et al., 2013 and Vetterlein et Roberts, 2010 as a possible large dike-induced graben system of ~ 1200 km long located at 1500 km in the north-east of the InSight lander and in the northern part of Elysium Planitia. The orientation of the fossae ($\text{N}100\text{-}110^{\circ}\text{E}$) is coherent with the geometry of the supposed underlying dikes radiating away from Elysium Mons (Ernst et al., 2001). In addition, the Elysium Mons volcanic edifice is at the origin of a regional loading of the lithosphere with a negative Bouguer gravity anomaly (Neumann et al., 2004; Belleguic et al., 2005; Baratoux et al., 2014, and see Appendix 3), and may have experienced several and continuous episodes of activity between 4 and 2 Ga ago (Platz et Michael, 2011; Pasckert et al.,

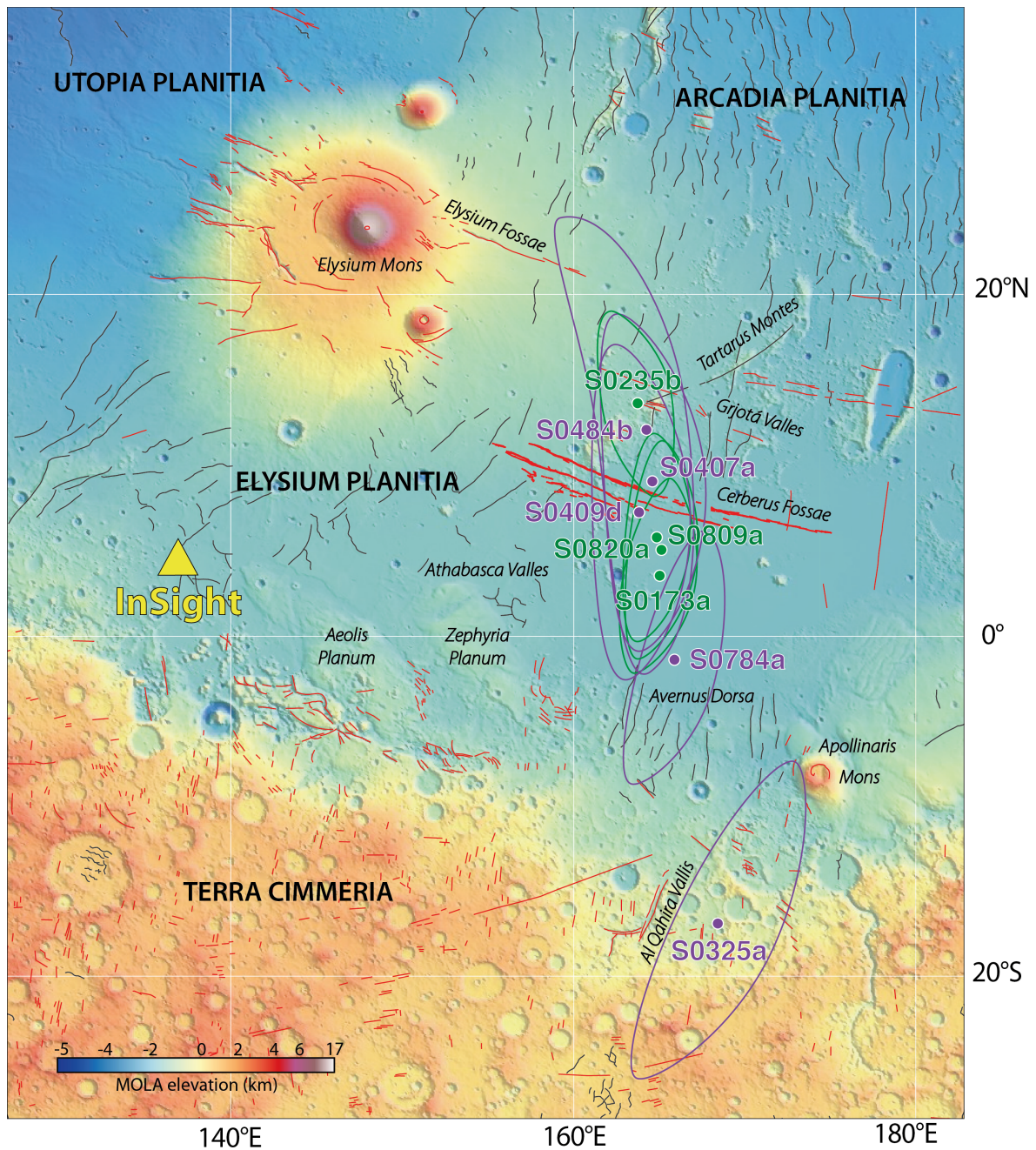


FIGURE IV.1. Topographic map (MOLA elevation) of the region to the east of InSight with the main tectonic structures and locations of the studied marsquakes. InSight landing site is represented with a yellow triangle, the compression structures are highlighted in black lines and the extensive structures are in red (compiled by Knapmeyer et al., 2006). Cerberus Fossae fault system is mapped with a thicker red line (Giardini et al., 2020). The quality A event ellipsoids of the MQS catalog are displayed in light green (InSight Marsquake Service, 2021), and the quality B event ellipsoids of Drilleau et al. (under reviews) are circled in purple.

2012; Pan et al., 2020). The deformation associated with this regional loading may have impacted the formation of Cerberus Fossae. Besides, Perrin, Jacob et al., 2022 observed that the widths and throws along the fossae decreased eastward, suggesting long-term propagation of the deformation away from Elysium Mons. This also implies that seismic activity is possible in the eastern, younger and less evolved parts of Cerberus Fossae. Taylor et al., 2013 have furthermore proposed that the recent tectonics activity of Cerberus Fossae is less than 10 Myr, and they described the faults as active seismic sources with a general estimated seismic moment release of 10^{15} - 10^{17} Nm/yr. This last value is larger than the observed Martian seismicity by about two orders of magnitude (Giardini et al., 2020). However, the seismic data recorded by InSight are consistent with the estimate by Taylor et al., 2013 of 1.5 to 1.9×10^5 events generated per year from Cerberus Fossae and furthermore, correspond to the present seismicity of Cerberus, while the one estimated from remote sensing is averaged since the onset of Cerberus activity. These two estimations can therefore be more coherent if one assume a time decrease of the seismicity of Cerberus. A dozen of events have indeed been detected and located in the vicinity of the graben system (Drilleau et al., under reviews; InSight Marsquake Service, 2022 and Figure IV.1), although their exact seismic origin is not firmly established (see Section 6).

The southern end of the study area (red-yellow cratered terrains in Figure IV.1) encompasses the Martian dichotomy in the Terra Cimmeria lands including the Apollinaris volcano and the ancient flood valley of Al Qahira Vallis. The dichotomy is a giant planetary structure located around the planet's equator and separating the oldest cratered highlands in the south aged about 4 Ga (Tanaka et al., 2014), from the younger lowlands in the north dated between 3 Ga and several ka ago (Tanaka et al., 2014). The highlands and the lowlands have a ground elevation difference of 4 to 6 km. The dichotomy boundary has formed very early and has been subjected to many sedimentary accumulations and morphological reworking in a large part of the history of Mars (Frey et al., 2002). These successive sedimentary and volcanic processes have led to the formation of complex structures in the shallow crust of Mars including the upper regolith (Tanaka et al., 2014; Golombek et al., 2018; Pan et al., 2020). These complexities, as well as the very pronounced relative elevation contrast between the two hemispheres, are suspected to destabilize the seismic propagation notably by adding reverberation or crustal diffraction (Tauzin et al., 2019; Lognonné et al., 2020; Knapmeyer-Endrun et al., 2021).

3 Seismic data from SEIS/InSight

3.1 Data generalities : frequency content and quality

The InSight seismic events are named according to the Martian sol (the Martian day since the beginning of the mission) on which they occurred and numbered in alphabetical order, *e.g.*, S0235b occurred on 235th sol, after S0235a.

First, the seismic event classification is done according to the frequency band in which the marsquakes have the most energy (for a complete overview of the seismic events classification, see Clinton et al., 2021). Thus, two main families are identified, the family of low-frequency events where the energy is observed mostly below 2.4 Hz, and the high-frequency events family with energy mostly above 2.4 Hz.

The family of low-frequency events contains the LF events (low-frequency), whose main energy lies below 2.4 Hz, and the BB events (broadband) events, with their main energy below 2.4 Hz but with a possible excitation above 2.4 Hz. The LF and BB events are quite similar to each other. Their signals are characterized by an overall duration generally of 10 to 20 minutes with two distinct P and S phases, where the S-wave is more amplified than the P-wave. The SNR of these events is the highest among the entire seismic events catalog, on average from 2.5 to 20, and up to a factor of 200 (Banerdt et al., 2020; Giardini et al., 2020; InSight Marsquake

Service, 2022). Besides, spectrum analyses of LF and BB events have shown that they are similar to teleseismic earthquakes and shallow moonquakes (Banerdt et al., 2020; Giardini et al., 2020). Brinkman et al., 2021 further concluded on a probable tectonic origin with little diffraction for three LF/BB events (*i.e.*, S0173a, S0235b and S0183a) and suggested that S0235b and S0173a share a common origin. The low-frequency family is thus constituted by tectonic events, and we focus exclusively on their seismo-tectonic analysis in this manuscript.

The second family, the high-frequency events, includes the 2.4 Hz, the HF (high-frequency), the VF (very high-frequency) and the SF (super high-frequency) events (see Driel et al., 2021 for a complete description of the high-frequency family). The 2.4 Hz events are excited around 2.4 Hz with a very limited excitation above or below. HF events are centered on 2.4 Hz and above mainly. A special case of HF, the VF, are characterized by a significantly larger energy on the horizontal components than on the vertical component at high frequencies. Finally, a last class identified are the SF seismic events with energy at more than 5 Hz and up to 50 Hz. The HF, VF and 2.4 Hz are not located, so their analysis is based exclusively on the interpretation of their spectrum, and they are suggested to be small and shallow marsquakes (Clinton et al., 2021; Driel et al., 2021). The SF are supposed to be related to local thermal variations (Dahmen et al., 2021b).

In addition, all of the recorded marsquakes are classified with a quality grade from A to D (Clinton et al., 2021). From MQS definitions, quality A quakes correspond to high SNR events with clearly identified phases as well as the polarization of the P-wave and the S-wave trains, which provides the back-azimuth (BAZ) of the epicenter. Quality B events are very similar to quality A in terms of phases identification and waveforms, but without clear polarization and therefore less precise BAZ. For the C quality data, phases are observed but, either they are not identified, or only a single phase is identified, or multiple phases are identifiable but no clear P and S-waves can be attributed to them. The D quality events are the lowest quality data and are characterized by weak signals, or are likely not attributable to a seismic event (suspicious data).

Since 2019, InSight has recorded a majority of high frequency events family, with more than 700 2.4 Hz events, more than 1000 SF, 95 HF and 56 VF, whereas only 44 LF and 25 BB events have been recorded to date (InSight Marsquake Service, 2022). 6 events are of quality A (LF/BB events exclusively), 133 are of quality B, more than 500 are of quality C and more than 800 are of quality D.

The InSight seismic data (InSight Mars SEIS Data Service, 2019) contain large amounts of glitches, described as a transient instrumental noise likely associated to thermal tilts or dislocations (Lognonné et al., 2020; Scholz et al., 2020). In practice, glitches are characterized by a high amplitude pulse of generally 10^{-8} m/s. Two of our selected LF events, S0173a and S0409d, are contaminated on the P-wave by glitches. Fortunately, S0173a glitch arrives long enough after the main P-wave peak and does not affect our calculations, while we use the deglitched S0409d time series (with the IPGP deglitching technique, Scholz et al., 2020).

In this study, we select nine marsquakes exclusively in LF/BB frequency ranges and of qualities A and B. They all display clear picks of P- and S-waves, high SNR, and have been located with small error bars (see Section 3.2 below).

3.2 Seismic event locations and depths

Events S0173a, S0235b, S0809a and S0820a have been located by MQS (Clinton et al., 2021; Giardini et al., 2020). These locations are shown by the green probability ellipsoids on Figure IV.1. The BAZ was calculated from polarization analysis of the first P-waveform and the epicentral distance was deduced from the P-S time delay and pre-launch *a priori* velocity models (bose2017; Khan et al., 2016; Clinton et al., 2017).

The recent work from Drilleau et al., [under reviews](#) proposes additional BAZ values for other qualities A and B events. This is measured with the energy along the horizontal component, in addition to correlation and coherency coefficients between horizontal and vertical components. These BAZ estimations and epicentral distances are moreover in good agreement with MQS ones for the quality A events, and allow to add news locations for 5 quality B events (S0325a, S0407a, S0409d, S0484b and S0784a). Their locations are represented by the purple ellipsoids on Figure IV.1. The epicentral distance, BAZ and origin time of all events are listed in Table IV.1.

	Quality, type	$M_w^{(1)}$	$\Delta^{(1)}$ (°)	$\Delta^{(2)}$ (°)	BAZ ⁽¹⁾ (°)	BAZ ⁽²⁾ (°)	Origin time (UTC)	Frequency range (Hz)
S0173a ⁽¹⁾	A, LF	3.7 (± 0.3)	29.3 (± 1.8)	29.8 (± 2.0)	91 (± 12)	88 (± 16)	2019-05-23T02 :19 :16	0.14-0.4
S0235b ⁽¹⁾	A, BB	3.6 (± 0.2)	27.9 (± 1.6)	29.3 (± 2.2)	74 (± 12)	69 (± 18)	2019-07-26T12 :15 :45	0.14-0.5
S0325a ⁽²⁾	B, LF	3.7 (± 0.3)	38.5 (± 6.0)	40.8 (± 3.2)	-	125 (± 17)	2019-10-26T06 :58 :55	0.14-0.4
S0407a ⁽²⁾	B, LF	3.0 (± 0.2)	28.6 (± 2.2)	27.9 (± 2.1)	-	79 (± 25)	2020-01-19T09 :54 :08	0.14-0.5
S0409d ⁽²⁾	B, LF	3.2 (± 0.2)	30.4 (± 5.9)	29.6 (± 2.5)	-	82 (± 25)	2020-01-21T11 :30 :42	0.14-0.5
S0484b ⁽²⁾	B, BB	2.9 (± 0.2)	30.9 (± 6)	30.4 (± 2.3)	-	73 (± 34)	2020-04-07T08 :48 :32	0.14-0.4
S0784a ⁽²⁾	B, BB	3.3 (± 0.2)	33.4 (± 3.6)	28.6 (± 3.4)	-	101 (± 17)	2021-02-09T12 :11 :37	0.14-0.4
S0809a ⁽³⁾	A, LF	3.3 (± 0.2)	28.9 (± 2.0)	29.7 (± 2.7)	87 (± 20)	86 (± 15)	2021-03-07T11 :09 :33	0.14-0.5
S0820a ⁽³⁾	A, LF	3.3 (± 0.2)	29.3 (± 2.4)	28.7 (± 3.9)	88 (± 19)	84 (± 18)	2021-03-18T14 :51 :27	0.14-0.5

TABLE IV.1. Source parameters of the considered events. The table summarizes the quality (A or B) and the type of the event data (Low-frequency LF or Broadband BB), the magnitude (M_w , with errors), the epicentral distance (Δ , with their errors), the back-azimuth (BAZ, with errors), the quake origin time (stated in UTC time, in the Earth reference frame, as YYYY-MM-DDThh :mm :ss) and the frequency bandwidth for the bandpass filter applied to both the data and the synthetics. ⁽¹⁾ Values from V7 MQS catalog (Clinton et al., 2021); ⁽²⁾ Locations from Drilleau et al., [under reviews](#). The selected Δ and BAZ are in bold.

The depths of the events are not precisely known, but the values are in agreement for seismic sources at moderate depths below the Moho (~ 30 km with large errors) for most of the LF/BB events (Brinkman et al., 2021; Drilleau et al., [under reviews](#)). However, the observed pP and sS depth phases (Brinkman et al., 2021, Drilleau et al., [under reviews](#) and Stähler et al., 2021) provide depth constraints with uncertainties of several tens of kilometers. Last but not least, the lack of clear observations of surface waves in the InSight data does not seem to support shallow seismic sources. This raises concerns about the nature of the source and the link with shallow and/or crustal tectono-volcanic activity, and will be addressed later in Section 6.

4 Moment tensor inversion methodology

With only one seismic station and the uncertainties on Mars structure and a strong observed scattering (Lognonné et al., 2020; Karakostas et al., 2021; Menina et al., 2021; Driel et al., 2021) we had to adapt the classical moment tensor inversion method used on terrestrial data. Our approach is based on a grid-search exploration method for which we are seeking three source parameters : strike, dip and rake angles. Therefore, this inversion resolves the double-couple (DC) solutions of the moment tensors and will restrict the analyses to fractures or faulting sources. The isotropic (ISO) and compensated linear vector dipole (CLVD) components of the moment tensor will therefore be ignored, which might be a limiting factor for tremor sources in Cerberus Fossae (Kedar et al., 2021). The DC components represent the fault direction (strike), steepness (dip), and movement (rake) and are visualized in a spherical space through focal mechanisms (Jost et Herrmann, 1989; Henry et al., 2002). In addition, the solutions are non-unique following two conjugate fault planes (or nodal planes), which correspond to the two triplets of strike, dip and rake angles.

For each parameters combination, we compute a cost function composed by several fitting terms with weighting factors. Those with the lowest cost function correspond to the best-predicted moment tensor solutions. The methodology differences with Brinkman et al. (2021) are the following :

- in order to improve the waveform fitting, we also explore the apparent attenuation of the direct phases through an apparent quality factor Q . As compared to previous estimations which inverted Q and the seismic moment through displacement spectral fitting (Giardini et al., 2020), the Q factor and the seismic moment M_0 are inverted in the time domain for ground velocity, taking advantage that the InSight noise has been found flat in ground velocity in the bandwidth of interest (Lognonné et al., 2020; Stutzmann et al., 2021) and can therefore be considered as white. This is likely reducing the impact of long period noise in the inversion.
- In addition to the body waveform fitting, we add the fitting of the secondary phase amplitudes of PP, SS, PPP and SSS as supplementary constrains.
- Last but not least, we account for the non-observation of surface waves and reject solutions with synthetic surface wave amplitudes larger than recorded amplitudes in the data surface wave windows.

4.1 Synthetic seismograms computation

We use the Direct Solution Method (DSM) Kernel Suite (Geller et Ohminato, 1994; Geller et Takeuchi, 1995; Fuji et al., 2012; Fuji et al., 2016) for an efficient Green's functions computations, this being done for the six components of DC source and all distances between source and stations.

In our case, DSM is computing synthetics for a spherically symmetric Mars model with discontinuities. We use the "TAYAK" model (Khan et al., 2016), which integrated the pre-launch knowledge on Mars (Smrekar et al., 2019), but modified it to account for the crustal structure, as constrained by the receiver functions analysis of Lognonné et al. (2020) and Knapmeyer-Endrun et al. (2021).

This updated TAYAK model is displayed on Figure IV.2. The crust includes therefore a first interface at 10 km (Lognonné et al., 2020) and has the crust-mantle discontinuity at 24 km (Knapmeyer-Endrun et al., 2021), which we will simplify with the term "Moho" hereafter. Another modified TAYAK model with a 3rd discontinuity boundary at 43 km depth (potentially the Moho discontinuity) as proposed by Knapmeyer-Endrun et al. (2021), has also been used for sensitivity tests in Appendix 2.2. Our inversion methodology does not invert the arrival times of the direct phases nor those of the secondary phases but explore differences in attenuation. We are therefore mostly sensitive to the differences in the elastic geometrical spreading with respect to other models, including those recently proposed by Khan et al. (2021) and Stähler et al. (2021). These differences are integrated in the final determination of the seismic moment, but not in the geometry of the source.

The DSM Green's functions are pre-calculated up to 0.8 Hz (or period of 1.25 sec) at the fixed epicentral distances and BAZs compiled on Table IV.1. The synthetics cover therefore the bandwidth used for inversion, which is generally 0.1-0.5 Hz. They are computed with source depths up to 90 km, which includes widely the depth ranges proposed by Brinkman et al. (2021), Drilleau et al. (under reviews) or Khan et al. (2021).

The synthetics are computed with a very low attenuation, *i.e.* a large initial quality factor Q_0 of 2000 and the phase attenuation is therefore modeled in the phase inversion process.

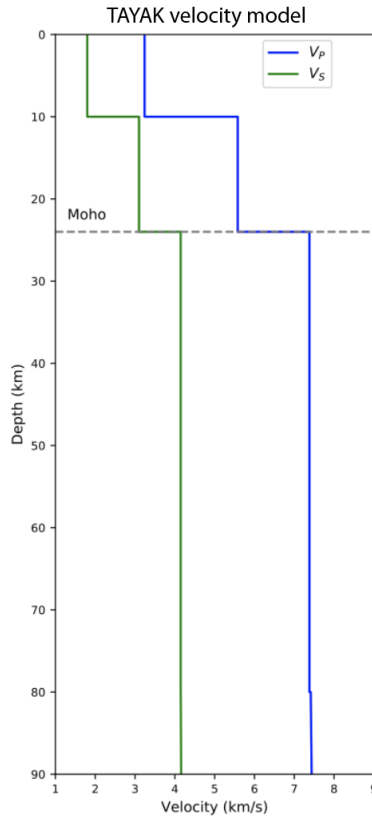


FIGURE IV.2. TAYAK velocity model used in the synthetic seismograms computation. The velocity model includes the upper crustal model based on (Lognonné et al., 2020) and the deeper crustal information on the equivalent Martian Moho depth from Knapmeyer-Endrun et al. (2021). V_P and V_S are displayed in blue and green, respectively.

4.2 Time series pre-processing and inversion setup

We pre-process the 20 sps (sample per second) SEIS VBB raw data by detrending and removing the instrumental response, from counts to ground velocity. A high pass filter with a cutoff frequency of 0.006 Hz was used in the instrument correction.

The three axis VBB data, as recorded on the sensor directions U,V,W, are then rotated to vertical-radial-transverse (ZRT) components based on the event BAZs (InSight Marsquake Service, 2021; Drilleau et al., under reviews). The same is made for the synthetics from ZNE to ZRT. Then, the time series are band pass filtered, in bandwidths depending on the energy content of each event (the considered parameters are listed on Table IV.1).

4.3 Moment tensor grid search : generation of synthetics

The first grid-search exploration is conducted in the depth range of 12 to 90 km with a 3 km step. For each depth, we explore all moment tensor geometries with strike, dip and rake respectively between 0 and 360°, with a 9° step, between 0 and 90°, with a 4° step and between -180 and 180°, with a 9° step. Then strike, dip and rake are converted into the full moment tensor components M_{rr} , $M_{\theta\theta}$, $M_{\phi\phi}$, $M_{r\theta}$, $M_{r\phi}$ and $M_{\theta\phi}$ where r , θ and ϕ correspond to spherical coordinates in the up-south-east convention. The six corresponding synthetic Green's function are then multiplied by these components and summed up to generate the synthetic corresponding to an unitary moment tensor (MT).

4.3.1 P and S waveform fits : quality factor, seismic moment and phase shift

Due to the uncertainties on the velocity model and in order to adjust the amplitude of the synthetics to the data, we perform a secondary grid-search over the seismic attenuation $1/Q$ and phase shift and invert linearly the associated seismic moment M_0 .

The seismic attenuation integrates both the intrinsic (Q_i) and scattering (Q_c) and is generally approximated as $1/Q = 1/Q_i + 1/Q_c$ (Romanowicz et Mitchell, 2015). It is far to be at this time constrained for Mars, and proposed values for Q_S are of the order of 300-500 for lithospheric path (Giardini et al., 2020; Brinkman et al., 2021). On the long period side of the LF-BB events (0.1-0.5 Hz), assuming a predominance of intrinsic attenuation mostly related to shear is a reasonable approximation, which leads to $Q_P \propto 9/4 \cdot Q_S$. On the shorter period side (0.5-2.5 Hz), scattering is likely dominating, with not only smaller Q_S but with also smaller Q_P/Q_S and therefore a subsequent complexity on the *a priori* Q_P/Q_S ratio as well as frequency dependency (see Aki, 1997 for an overview of the impacts of scattering on the quality factor). Based on the uncertainties on the Q_P/Q_S ratio for short period waves, we therefore limit our analysis to the long period side and keep the $Q_P \propto 9/4 \cdot Q_S$ ratio.

Thus, we invert the quality factor in a waveform fitting process. For that, we explore both new quality factors Q_P for P-wave on the Z (PZ) and R (PR) components, and Q_S for S-wave on the Z (SZ) and T (ST) components. Exploration is made for Q_S ranging from 160 and 670 with step of 25 (equivalent to Q_P ranging from 360 to 1500, with step of 57). It includes the effective $Q \sim 300$ proposed by Giardini et al. (2020) for LF events at distances ranging from 25° to 45° as well as Mars *a priori* Q_μ (Smrekar et al., 2019; Lognonné et Mosser, 1993).

To perform the attenuation correction, the spectra of the synthetic body wave timeseries are calculated over a window starting on the arrival times computed by the TauP toolkit (Crotwell et al., 1999) and with a duration of ± 20 seconds around the phase in order to minimize Gibbs effects. The original synthetic spectrum $S_0(\omega)$ is thus corrected with a ω^2 source (Aki1980) and attenuation terms as :

$$S(\omega) = \frac{S_0(\omega)}{1 + (\frac{\omega}{\omega_c})^2} \cdot \exp^{-\frac{\omega T}{2} (\frac{1}{Q} - \frac{1}{Q_0})}, \quad (\text{IV.1})$$

where ω and ω_c are the angular frequency and cutoff frequency respectively, and T is the wave propagation time. The cutoff frequencies, different for P and S, are following the scaling laws of Sato et Hirasawa (1973), similar to those used by Mocquet (1999) :

$$\begin{aligned} \log_{10} \left(\frac{\omega_c^P}{2\pi} \right) &= 5 - 0.35 \cdot \log_{10}(M_0), \\ \log_{10} \left(\frac{\omega_c^S}{2\pi} \right) &= \log_{10} \left(\frac{\omega_c^P}{2\pi} \right) - 0.2. \end{aligned} \quad (\text{IV.2})$$

The M_0 stands for the MQS estimations for all the marsquakes as a first step (see Table IV.1).

Then, once the new attenuated spectra S is calculated from Equation IV.1, for each $Q_P - Q_S$, we explore the seismic moment M_0 and the phase shift. We determine the phase shift between the synthetic and the observed signal computed on a window of ± 1.5 seconds centered on the maximum of the observed body wave. Thus, we allow the phase exploration over one wavelength around the maximum of amplitude. We define τ_p and τ_s as the delays on the P- and the S-waves respectively.

We invert the body waveforms by computing the following variance function η between synthetics and observed data on the 4 components :

$$\begin{aligned} \eta = & \int_{\Delta T_p} dt \left[\epsilon^{PZ} \left[d_{\text{obs}}^{\text{PZ}}(t) - M_0 d_{\text{syn},Q_P}^{\text{PZ}}(t - \tau_p) \right]^2 + \epsilon^{PR} \left[d_{\text{obs}}^{\text{PR}}(t) - M_0 d_{\text{syn},Q_P}^{\text{PR}}(t - \tau_p) \right]^2 \right] \\ & + \int_{\Delta T_s} dt \left[\epsilon^{SZ} \left[d_{\text{obs}}^{\text{SZ}}(t) - M_0 d_{\text{syn},Q_S}^{\text{SZ}}(t - \tau_s) \right]^2 + \epsilon^{ST} \left[d_{\text{obs}}^{\text{ST}}(t) - M_0 d_{\text{syn},Q_S}^{\text{ST}}(t - \tau_s) \right]^2 \right] \end{aligned} \quad (\text{IV.3})$$

where $d_{\text{syn},Q}^C$ is the inverse Fourier transform of S for the direction C (Equation IV.1) and d_{obs}^C is the observed time series along the same direction (C being Z,R or T for either P or S-wave) and ΔT_p and ΔT_s are the time window of the inverted body waves.

η is rewritten in a vector-way as :

$$\begin{aligned} \eta = & \epsilon^{PZ} \left[\mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{PZ}} - M_0 \mathbf{d}_{\text{syn},Q_P}^{\text{PZ}} \right]^2 + \epsilon^{PR} \left[\mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{PR}} - M_0 \mathbf{d}_{\text{syn},Q_P}^{\text{PR}} \right]^2 \\ & + \epsilon^{SZ} \left[\mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{SZ}} - M_0 \mathbf{d}_{\text{syn},Q_S}^{\text{SZ}} \right]^2 + \epsilon^{ST} \left[\mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{ST}} - M_0 \mathbf{d}_{\text{syn},Q_S}^{\text{ST}} \right]^2, \end{aligned} \quad (\text{IV.4})$$

where \mathbf{d} are the vectors of all samples of $d(t)$ in the time window.

The seismic moment M_0 is computed for each set of parameters (*i.e.* MT geometry, Q_P , Q_S , τ_p , τ_s) obtained by solving the linear inverse problem $M_0 = \frac{A}{B}$, where :

$$\begin{aligned} A &= \epsilon^{PZ} \times \mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{PZ}} \cdot \mathbf{d}_{\text{syn},Q_P}^{\text{PZ}} + \epsilon^{PR} \times \mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{PR}} \cdot \mathbf{d}_{\text{syn},Q_P}^{\text{PR}} \\ &+ \epsilon^{SZ} \mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{SZ}} \cdot \mathbf{d}_{\text{syn},Q_S}^{\text{SZ}} + \epsilon^{ST} \mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{ST}} \cdot \mathbf{d}_{\text{syn},Q_S}^{\text{ST}} \\ B &= \epsilon^{PZ} \times \mathbf{d}_{\text{syn},Q_P}^{\text{PZ}} \cdot \mathbf{d}_{\text{syn},Q_P}^{\text{PZ}} + \epsilon^{PR} \times \mathbf{d}_{\text{syn},Q_P}^{\text{PR}} \cdot \mathbf{d}_{\text{syn},Q_P}^{\text{PR}} \\ &+ \epsilon^{SZ} \mathbf{d}_{\text{syn},Q_S}^{\text{SZ}} \cdot \mathbf{d}_{\text{syn},Q_S}^{\text{SZ}} + \epsilon^{ST} \mathbf{d}_{\text{syn},Q_S}^{\text{ST}} \cdot \mathbf{d}_{\text{syn},Q_S}^{\text{ST}}. \end{aligned} \quad (\text{IV.5})$$

We deduce the best set of $Q_P - Q_S - M_0 - \tau_p - \tau_s$ from the lowest η function, which corresponds to the best fits between the corrected and rescaled synthetics and the observed data.

In all above, the observed data time series start at the phase picks from MQS catalog (see Table IV.2) and are slightly adjusted separately between P and S to cover the body wave pulse. The duration of the windows are of 10 seconds, as a compromise between stability and the need to avoid contamination by later secondary phases as much as possible. In our approach, the ϵ weights have been chosen empirically to ensure a balance between quality of the fits and solutions stability at every depth (see the Section 5.1 for the final weighting values). According to our tests the PZ and ST synthetics are less sensitive to the model structure and consequently have an higher ϵ .

4.3.2 Secondary phase amplitudes

On the basis of the rescaled synthetics described above, we compute the amplitude ratios between synthetic secondary phases and direct body waves, and compare the value with the observed signals. Using Q_P and Q_S factors is likely a significant approximation as the PP, PPP, SS and SSS rays are not propagating at the same depths as the P and S-wave. We exclusively focus on the maximum amplitudes of the Z component of PP, SS, PPP and SSS, and their associated P and S maximums (*i.e.* PP over P, PPP over P, SS over S and SSS over S).

For example in the case of the secondary phase PP, the maximum amplitude ratio is calculated as :

$$\text{Amp}^{\text{PP}} = \frac{\max(\mathbf{d}^{\text{PP}})}{\max(\mathbf{d}^{\text{P}})}, \quad (\text{IV.6})$$

where \mathbf{d}^{PP} and \mathbf{d}^{P} correspond to the observed or synthetic time series on a 5-seconds window for PP and P phases, respectively.

The observed secondary arrival times are compiled in Khan et al. (2021) and Drilleau et al. (under reviews), summed up in Table IV.2 and computed with TauP toolkit (Crotwell et al., 1999) on synthetics.

	P-wave (UTC time)	S-wave (UTC time)	PP-P (s)	SS-S (s)	PPP-P (s)	SSS-S (s)
S0173a ⁽¹⁾	2019-05-23T02 :22 :58	2019-05-23T02 :25 :55	20	25	38	40
S0235b ⁽¹⁾	2019-07-26T00 :19 :21	2019-07-26T00 :22 :07	21	23	39	35
S0325a ⁽¹⁾	2019-10-26T06 :59 :01	2019-10-26T07 :02 :48	29	27	53	50
S0407a ⁽¹⁾	2020-01-19T09 :57 :47	2020-01-19T10 :00 :37	23	23	43	34
S0409d ⁽²⁾	2020-01-21T11 :31 :29	2020-01-21T11 :34 :08	28	21	37	40
S0484b ⁽¹⁾	2020-04-07T08 :52 :39	2020-04-07T08 :55 :27	20	21	40	35
S0784a ⁽²⁾	2021-02-09T00 :16 :20	2021-02-09T00 :19 :19	14	20	22	28
S0809a ⁽²⁾	2021-03-07T11 :13 :16	2021-03-07T11 :16 :12	16	24	30	39
S0820a ⁽³⁾	2021-03-18T14 :55 :33	2021-03-18T14 :58 :11	18	24	34	40

TABLE IV.2. Summary of the data phase arrival times for each marsquake. ⁽¹⁾ arrival times derived from Khan et al. (2021); ⁽²⁾ arrival times derived from Drilleau et al. (under reviews); ⁽³⁾ S0820a secondary phases have not been picked yet in the current literature, the table arrival times are defined based on the mean arrival times of the nearby marsquakes S0173a and S0809a. The P and S-wave picks are stated in UTC time (time in the Earth reference frame, as YYYY-MM-DDThh :mm :ss) and secondary phases are expressed as differential times between them and body waves (in seconds).

4.4 Total cost function : solution selection

We select the best moment tensor solutions based on the lowest cost function value, which is the sum of eight separate terms; four terms on body wave fits of PZ, PR, SZ and ST, and four terms on secondary phase amplitude comparisons of PP, SS, PPP and SSS.

The synthetic body waves result from Section 4.3.1 computations, for each set of Q , M_0 , τ and MT geometry. The body wave cost function χ is calculated with a root mean square (RMS) difference evaluation on the body waveforms for each body wave component :

$$\chi = \sqrt{\frac{\sum_i (\mathbf{d}_{\text{syn}}(i) - \mathbf{d}_{\text{obs}}(i))^2}{N}}, \quad (\text{IV.7})$$

where χ is computed at each point i over a 10 seconds window and N corresponds to the number of points (200).

From secondary amplitude computation in Section 4.3.2, we then compute the RMS difference κ between observed amplitudes and synthetic amplitudes with the equation :

$$\kappa = \sqrt{(\text{Amp}_{\text{syn}} - \text{Amp}_{\text{obs}})^2}. \quad (\text{IV.8})$$

The terms Amp_{syn} and Amp_{obs} account for maximum amplitude ratios of synthetics and observed data respectively (Equation IV.6).

Therefore, the total cost function Φ is the sum between χ (Equation IV.7) and κ (Equation IV.8). We weight each cost function terms with weights α and β and the sum of the total weight is 1, *i.e.* $\alpha + \beta = 1$:

$$\begin{aligned} \Phi &= \alpha \cdot (\chi^{\text{PZ}} + \chi^{\text{PR}} + \chi^{\text{SZ}} + \chi^{\text{ST}}) \\ &+ \beta \cdot (\kappa^{\text{PP/P}} + \kappa^{\text{SS/S}} + \kappa^{\text{PPP/P}} + \kappa^{\text{SSS/S}}). \end{aligned} \quad (\text{IV.9})$$

A final constrain is applied to choose the best solutions. As there is a lack of clear surface wave observations in the InSight data, we are looking for solutions where the synthetic surface waves are weaker than the current observed data level.

In this end, we evaluate the ratio γ of the quadratic mean between the synthetic surface waves and the Martian noise, and of the observed surface waves, with the following equation :

$$\gamma = \left| \frac{\sqrt{SW_{\text{syn}}^2 + SN_{\text{obs}}^2}}{SW_{\text{obs}}} \right|. \quad (\text{IV.10})$$

SW corresponds to the spectra over the surface wave windows and SN is the spectrum of the data noise. The spectra are calculated on the Z component and filtered between 15 and 50 seconds (0.02-0.067 Hz). The surface waves window starts 100 seconds after the S-wave and last 90 seconds for both synthetic and data. The noise signal is selected in the 5-minutes window prior to the arrival of the P-wave from the MQS pick (InSight Marsquake Service, 2021) and over a 90 seconds window. The solutions with γ ratios superior to 1 are rejected.

Note that once the total inversion process is completed for one event, we perform a secondary inversion. The evaluation of the source term in Equation IV.1 is adjusted, where we implement the refined cutoff frequencies (equations IV.2) calculated with the best M_0 (from Equation IV.5).

5 Inversion results

In this section we present the inversion results for the nine marsquakes. We first describe the inversion parametrization. We then show the S0235b results in a more detailed way in order to represent the complete computation for a single quake. Then, we summarize the results found for the whole dataset and we detail the preferred solutions per event. The complete overviews of the results for all the seismic events, from S0173a to S0820a, are described in Appendices 1.1 to 1.8.

5.1 Inversion parametrization

In order to validate our method and its parameterization, we invert a terrestrial earthquake in a context comparable to the Martian conditions of InSight (intraplate earthquake, addition of Martian noise, velocity model of Knapmeyer-Endrun et al., 2021, located at 1600 km epicentral distance on a 25 km thick crust). The resulting moment tensors with our single-station approach are in strong good agreement with the USGS (Guy et al., 2015) and the GFZ (Quinteros et al., 2021) inversions. The details of this inversion and the results of this test are available in Appendix 1.9. Besides, we also compute two sensitivity tests on the S0235b event ; the sensitivity to the BAZ of the event (Appendix 2.1) and the dependency towards the velocity model (Appendix 2.2).

We have chosen the inversion weights according to the best compromise on the ratio of the weights in the variance η (ϵ in Equation IV.4) and in the total cost function (α and β values in Equation IV.9). For ϵ weights, we observe that the ratio of 0.4 on PZ and ST and 0.1 on PR and SZ is the most appropriate in order to obtain good fits on the maximum number of components as well as better solution stability. A ratio of $\alpha = 0.7$ on the body waves and $\beta = 0.3$ on the secondary phases is retained to account for the discrepancy in the number of points between body wave terms and secondary phases.

Furthermore, we make two cost function analyses (Equation IV.9) for all the marsquakes in order to investigate the stability of solutions at higher depths. Thus, we separate; i) Φ_1 as the full cost function results ($\alpha = 0.7$, $\beta = 0.3$), which encompasses the four body wave terms (PZ, PR, SZ and ST) and the four secondary phase terms of (PP, SS, PPP and SSS); ii) Φ_2 as the partial cost function, including the four body wave terms (PZ, PR, SZ and ST) and only the two secondary phase terms of PP and SS. This partial cost function Φ_2 is mainly used to explore deeper solutions as PPP and SSS are limited to ~ 40 km depths.

5.2 S0235b event results

The 20 best body wave fits at each depth (over a total of 32000 solutions at each depth, between 12 and 57 km) are represented on Figure IV.3.a for the case of Φ_1 cost function terms, and on Figure IV.4.a for the case of Φ_2 terms. In these Figures, we calculate the body wave fits on the 10 seconds window on PZ, PR, SZ and ST components. We also display the associated misfits for each component, normalized separately between 0 and 1. We observe that the main energy peak is well retrieved on the four body wave components. Notably ST is very well constrained and has small and very stable misfits, although the first five seconds of signal are not retrieved in the calculation and the fits focus more on the main wavelength occurring after 5 seconds. This is explained by the fact that the maximum of the observed ST amplitude is located at about 5 seconds after the arrival of the S-wave, despite the first oscillation at ~ 2 seconds. The synthetics are therefore rephased (from τ_p and τ_s , see Section 4.3.1) according to this maximum and ignore the first seconds of signal. Since we rephase all components of the S-wave with the same phase, the early signal is also ignored on SZ. Concerning the SZ component, the maximum pulse at 6 seconds is not well estimated for between 12 and 24 km depths. On the other hand in the case of the P-wave, the last 5 seconds of the signal are slightly underestimated for PZ and the main peak is well estimated. PR is very well retrieved at all depths except at 12 km depth for Φ_1 evaluation.

In addition to these Figures, the observations on the body waveform fits for the 4 components are consistent with the body wave spectra (on Figures IV.3.b and IV.4.b). PZ, PR and ST components are well retrieved and in agreement with the data for both amplitudes and spectral shape. The SZ spectra are the least resolved, as the general shape of the spectra is shifted towards the high frequencies compared to the data and is strongly underestimated. As observed in the time domain of Figures IV.3.a and IV.4.a, the SZ shallow depth solutions are the worst, with more than two orders of magnitude lower than that of the observed data. This is certainly explained by the weaker evaluation and the bad phase shift of the SZ waveforms in the first 5 seconds.

The synthetic surface wave spectra on the right panel of Figures IV.3.c and IV.4.c are much weaker by about one order of magnitude than the Martian noise at all depths.

We represent the secondary phase amplitude results on Figures IV.3.d and IV.4.d. On these, PP, SS, PPP and SSS timeseries are presented on a 11-seconds time window, where we add 3 seconds of signal (Gray areas) before and after the effective secondary phase window. We display the normalized misfits on the right panels. The synthetic and observed waveforms are shifted according to their maximums (green dashed line) for better readability. From TauP computations, in the case of S0235b, the synthetic secondary phases PPP and SSS are not detected below 37 km (Φ_1 case), and SS are absent below 59 km (Φ_2 case). The secondary phase maximums are overall well retrieved at all depths and similar between Φ_1 and Φ_2 analyses. Especially, PP and PPP display small and stable misfits. SS and SSS are slightly less constrained. SS stabilizes below 24 km depth in both Φ_1 and Φ_2 cases. SSS is overestimated at 12 and 18 km depths.

We then visualize the magnitude M_w and quality factors Q_P for the P-wave and Q_S for the S-wave on Figure IV.4.e. The M_w and Q values globally are very similar between Φ_1 and

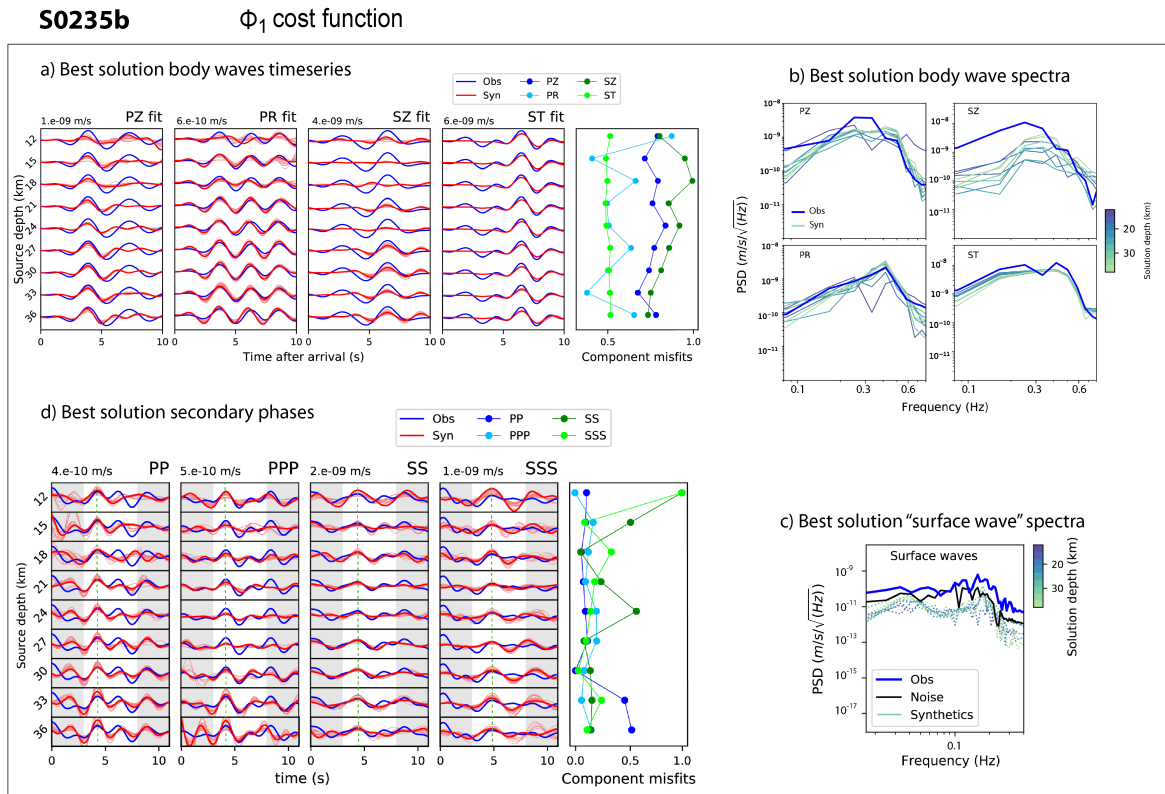


FIGURE IV.3. Complete results for S0235b event for the Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the best solution, the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the Gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table IV.2. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (36 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

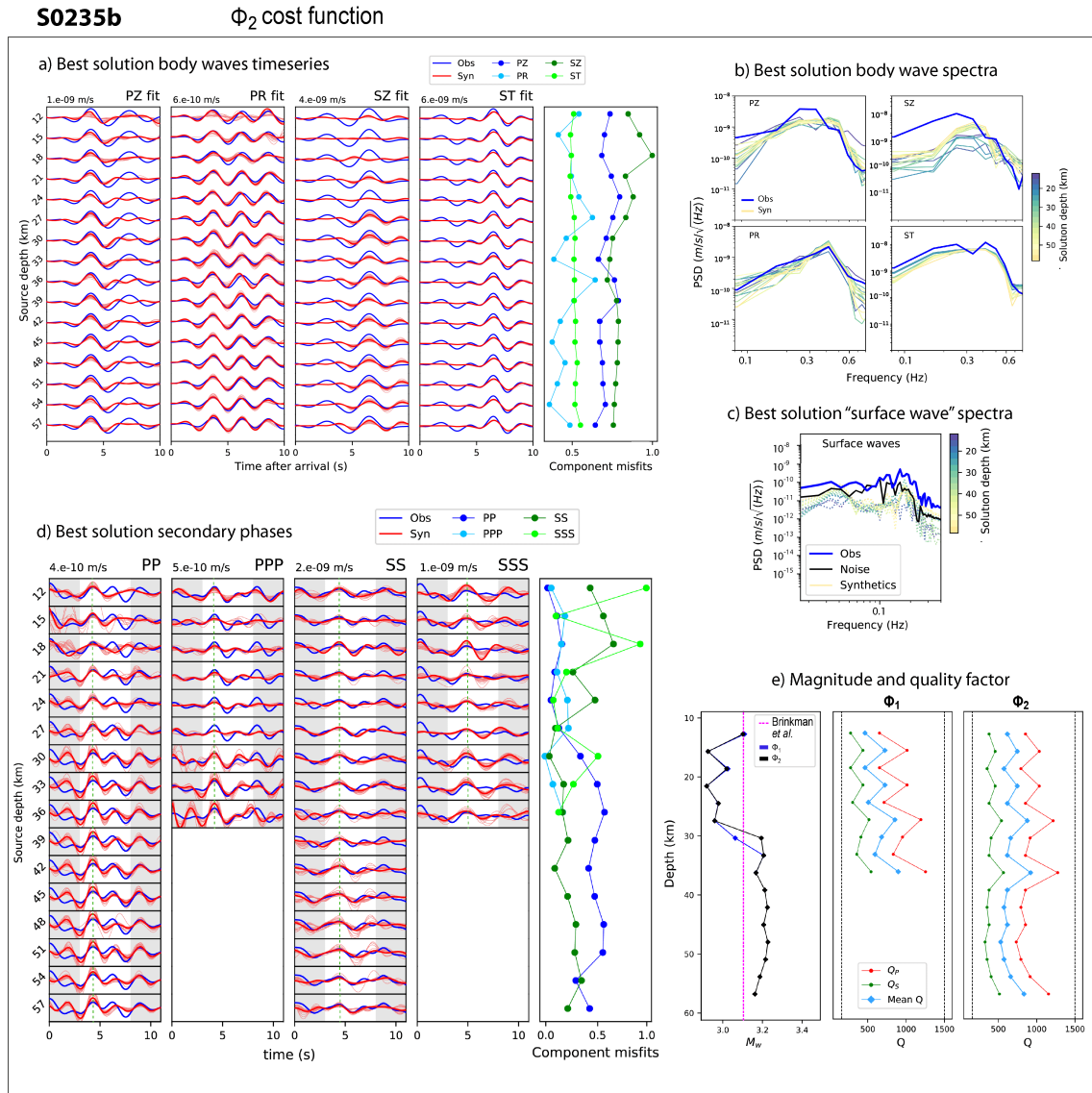


FIGURE IV.4. Complete results for S0235b event for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure IV.3. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to yellow (57 km deep). On left plot of e), Φ_1 M_w is in blue, Φ_2 M_w is in black and the M_w value from Brinkman et al. (2021) is the pink dashed line. On middle and right panels of e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

Φ_2 . The crustal M_w tends to 2.9. Below 30 km, the M_w is very stable and tends to 3.2. Our M_w values are in agreement with those computed in Brinkman et al. (2021) (value of 3.1, in pink dashed line), but underestimated compared to the MQS with values of 3.6 ± 0.2 (InSight Marsquake Service, 2021).

The mean Q evaluation is oscillating from 12 to 57 km depth between ~ 500 and 1000 (corresponding to Q_S values of 300-600) and are certainly related to the mean Q step of ~ 40 . The general shapes of the spectra on Figures IV.3.b and IV.4.b are also affected by the attenuation value, which impacts the slope of the spectra. The higher the attenuation (*i.e.* Q is small), the flatter the spectrum is at high frequencies and the higher is the M_0 to compensate. In the case of S0235b, the 3 component spectra of PZ, PR and ST are quite reliable to the data, and thus we can expect that the attenuation is rather well estimated. Indeed it is coherent with Brinkman et al. (2021) values of ~ 500 , despite being overestimated compared to Giardini et al. (2020) evaluation of 320.

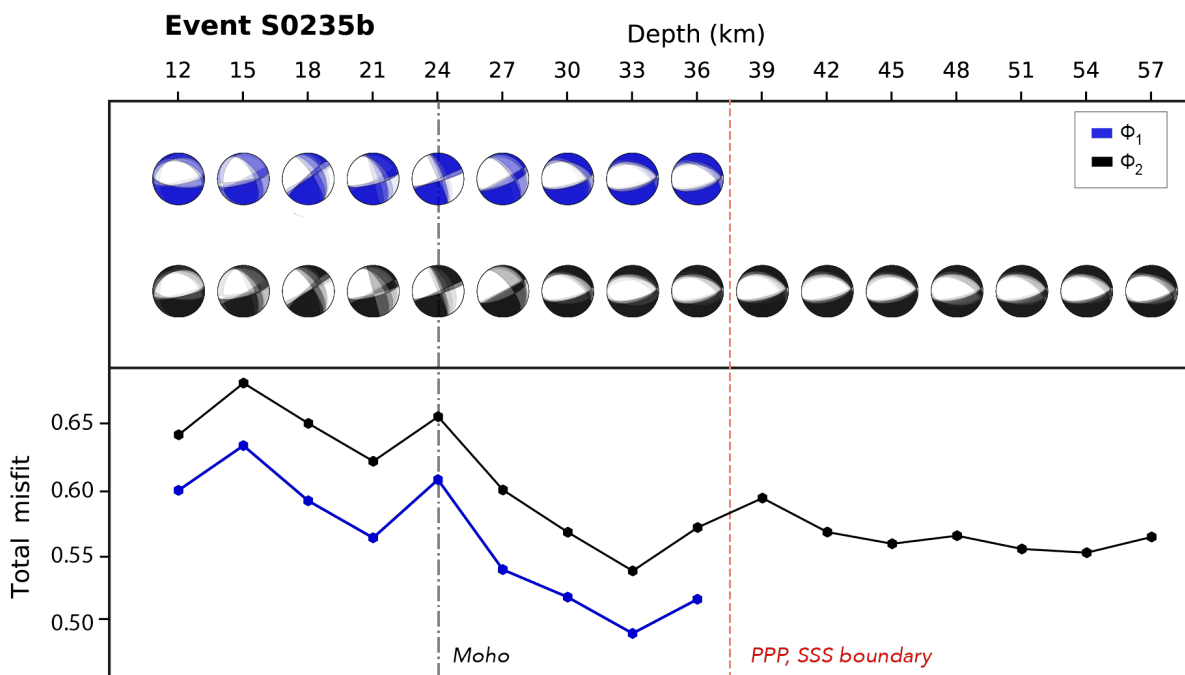


FIGURE IV.5. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of event S0235b. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line and the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line.

On Figure IV.5, we display the best moment tensor solutions for S0235b. On the top, we represent the moment tensor beachballs in a probabilistic formalism with a probability density function (PDF), where we superpose the 20 best solutions on top of each other. On the bottom, the total normalized misfits (equivalent to Φ_1 and Φ_2) are the sums of the different terms (body wave fits and secondary phase amplitudes). The focal mechanisms for S0235b are stable at each depth and also from one depth to another, below 30 km. A normal faulting regime is pretty well constrained from 12 to 57 km (with mixed strike-slip components at crustal depths), and strike and dip are constant with mean values of 80° (300° second nodal plane) and 65° (50°) respectively. Moment tensor results between the two cost function analyses are also very similar. In fact, we note that the moment tensors are a bit unstable in the crust either on the strike or the rake components (as observed on the body wave fits on top of Figures IV.3.a and IV.4.a.

These instabilities are certainly due to the temporal proximity of the depth phases (pP, sS) with the main peak of the body waves in the 20 first kilometers, as already evoked in Brinkman et al. (2021). It might also be explained by the close velocity model discontinuity at 10 km and at 24 km with the Moho (from Lognonné et al., 2020; Knapmeyer-Endrun et al., 2021).

5.3 Results summary

According to all our results (detailed in the Appendices 1.1 to 1.8 for the complete dataset) :

- The body waveforms are better constrained on the PZ, PR and ST components, while SZ is difficult to estimate in several cases (*e.g.*, S0235b, S0484b, S0820a, as well as in Brinkman et al., 2021 results on S0173a and S0235b). In fact, the SZ components are contaminated by larger converted receiver phases which do not facilitate the calculations.
- The secondary phases are well estimated on PP, SS and SSS, whereas PPP is frequently very weak in amplitude compared to the data for multiple events (*e.g.* S0407a, S0784a, S0809a). This can be partially attributed to the difficulty of observing PPP in a very small frequency band (Khan et al., 2021; Drilleau et al., [under reviews](#)), but this also applies to PP identification, which are on the contrary better constrained in our computations.
- Magnitudes are stable in general, recurrently much smaller than those found by the MQS by about 0.5 (InSight Marsquake Service, 2021 and Table IV.1), but in agreement with the values of Brinkman et al. (2021) for events S0173a and S0235b. This discrepancy is not fully understood at this time.
- In parallel, the Q factor is rather constrained overall. Still, it can converge to the limit values and not stabilize in depth (*e.g.* S0325a, S0409d, S0784a, S0809a). In this study, Q acts more as a tapering parameter on the spectral shapes and on the M_w evaluations, and does not affect the global geometry of the moment tensor solutions.
- Lastly, we find that synthetic surface waves are about one order of magnitude smaller than the observed data, and we have selected at least 90% of the global dataset solutions with surface wave amplitudes smaller than the InSight data (see S0235b spectra Figures IV.3.c and IV.4.c. This implies that the Martian noise is high enough to exceed the synthetic surface waves even at 12 km. In other words, this finding is very valuable, as it leads to the conclusion that shallow sources at about 12 km depth are possible for all the inverted LF/BB events, despite the fact that there are no clear surface waves in the InSight data.

We represent the best moment tensor solutions for every marsquakes at each depth on Figure IV.6 for Φ_1 cost function and on Figure IV.7 for Φ_2 cost function. The majority of Φ_1 solutions have slightly better stability than those of Φ_2 on the same depths, and overall the tensors are in very good agreement between the two cost functions. Similarly to S0235b (Section 5.2) the crustal solutions between 12 and 21 km are frequently unstable with a succession of minimum-maximum misfit values (*e.g.* 18 km deep solution of S0173a on Figures IV.6 and IV.7, and in Appendix 1.1).

On these Figures, the six events S0173a (detailed in Appendix 1.1), S0235b (Section 5.2), S0409d (Appendix 1.3), S0484b (Appendix 1.5), S0809a (Appendix 1.7) and S0820a (Appendix 1.8) are characterized by normal faulting mechanisms at a majority of depths. S0325a (Appendix 1.2), S0407a (Appendix 1.3) and S0784a (Appendix 1.6) converge to a reverse mechanism. The S0409d, S0484b, S0784a and S0809a beachballs are unstable on several DC components along the depth. In addition, these events are the least resolved at each depth, meaning that multiple solutions resolve the data. The resulting PDFs are not as concentrated as those of the other seven marsquakes.

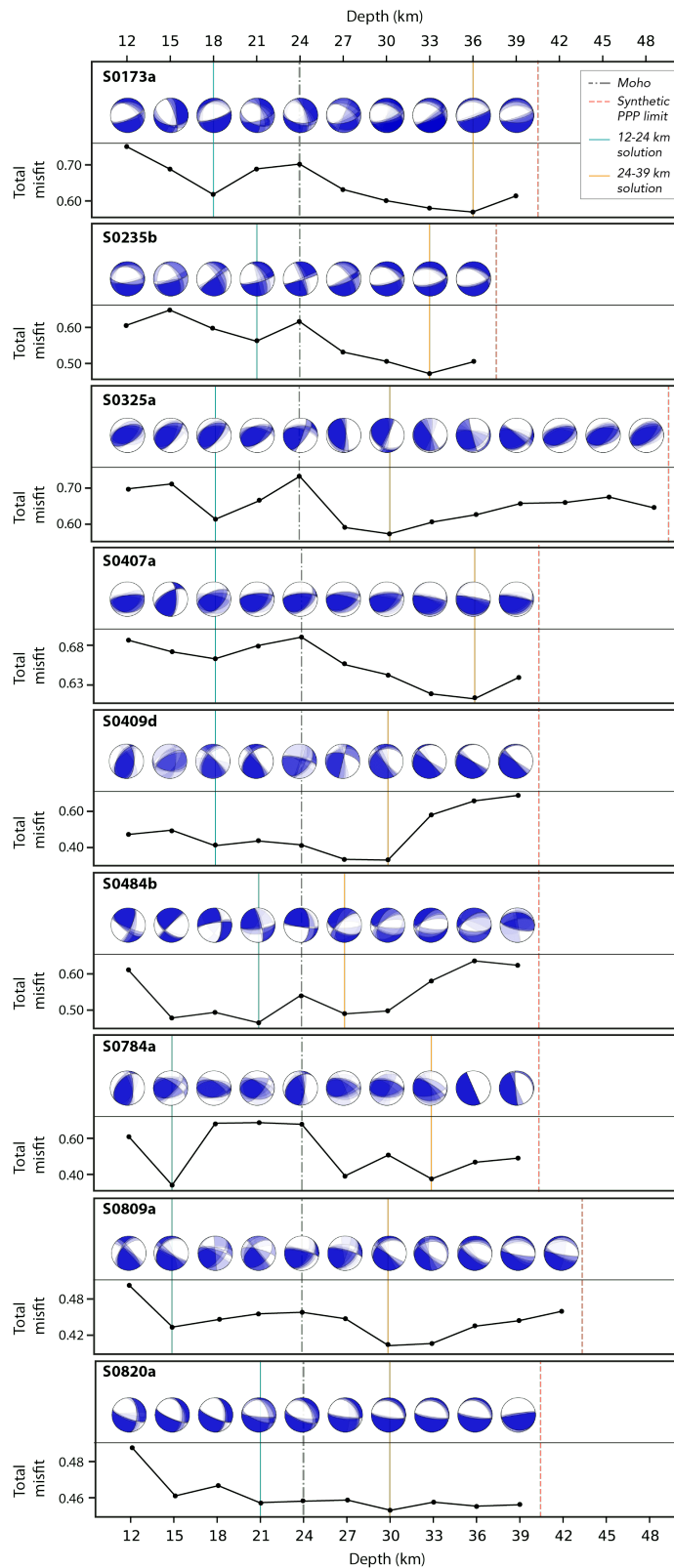


FIGURE IV.6. Inversion result representations on the best moment tensor solutions for the nine events in the case of Φ_1 cost function analysis. At each depth, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs). On the bottom plots under each PDFs plot, the total cost function curves Φ_1 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line, the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line and we highlight the selected solutions from Section 5.3 between 12-24 km (cyan) and 24-39 km (orange).

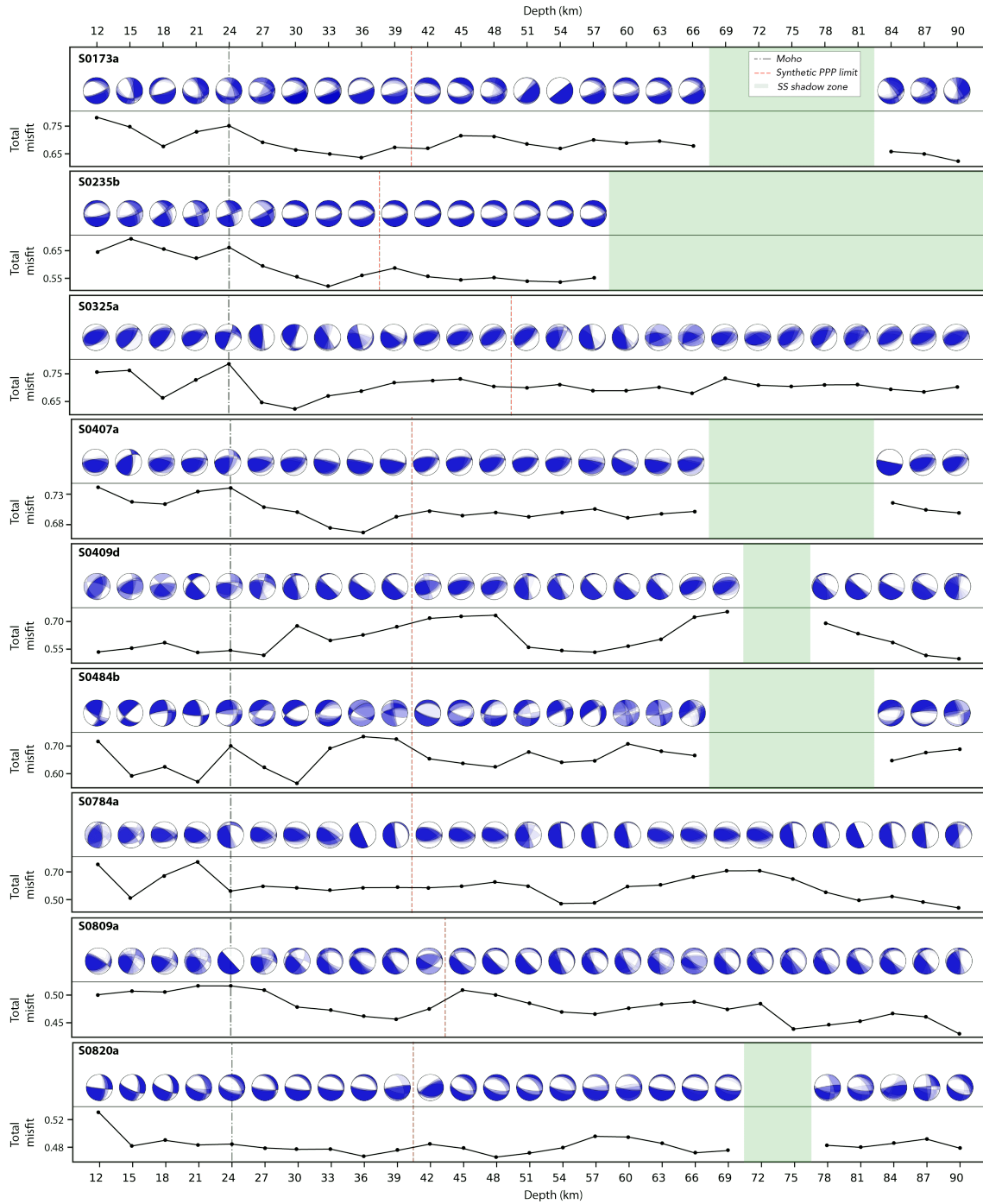


FIGURE IV.7. Inversion result representations on the best moment tensor solutions for the nine events in the case of Φ_2 cost function analysis. We use the same formalism and colorcode of Figure IV.6. The SS shadow zones are represented by the green areas.

5.4 Best source solutions

On both result Figures IV.6 and IV.7, there is no trend of a minimum misfit for the entire set of events, with one depth standing out. The previous work on Martian moment tensor presented by Brinkman et al., 2021 for events S0173a and S0235b (and S0183a) agrees on depths on the order of 33-40 km. Also, Drilleau et al., [under reviews](#) find source depths of $20\text{-}35\pm 10$ km for all the events (except S0820a which is not analyzed in their study), based on depth phase observations. Moreover, the synthetic secondary phases PPP and SSS identified in the data are calculated with the TauP toolkit (Crotwell et al., 1999) on the synthetics up to 40 km depth.

From these, in order to remain consistent with data and recent results, we assume that the seismic sources are located at depths between 10 and 40 km. We propose to select two Φ_1 solutions for each event; one in the crust between 12 and 24 km and the other under the equivalent Martian Moho of the velocity model, between 24 km and until the shadow zone depth of synthetic PPP-SSS of about 40 km depth. We choose the sets of solutions based on the misfit minimums on Φ_1 , and the moment tensor solutions must be similar between Φ_1 and Φ_2 .

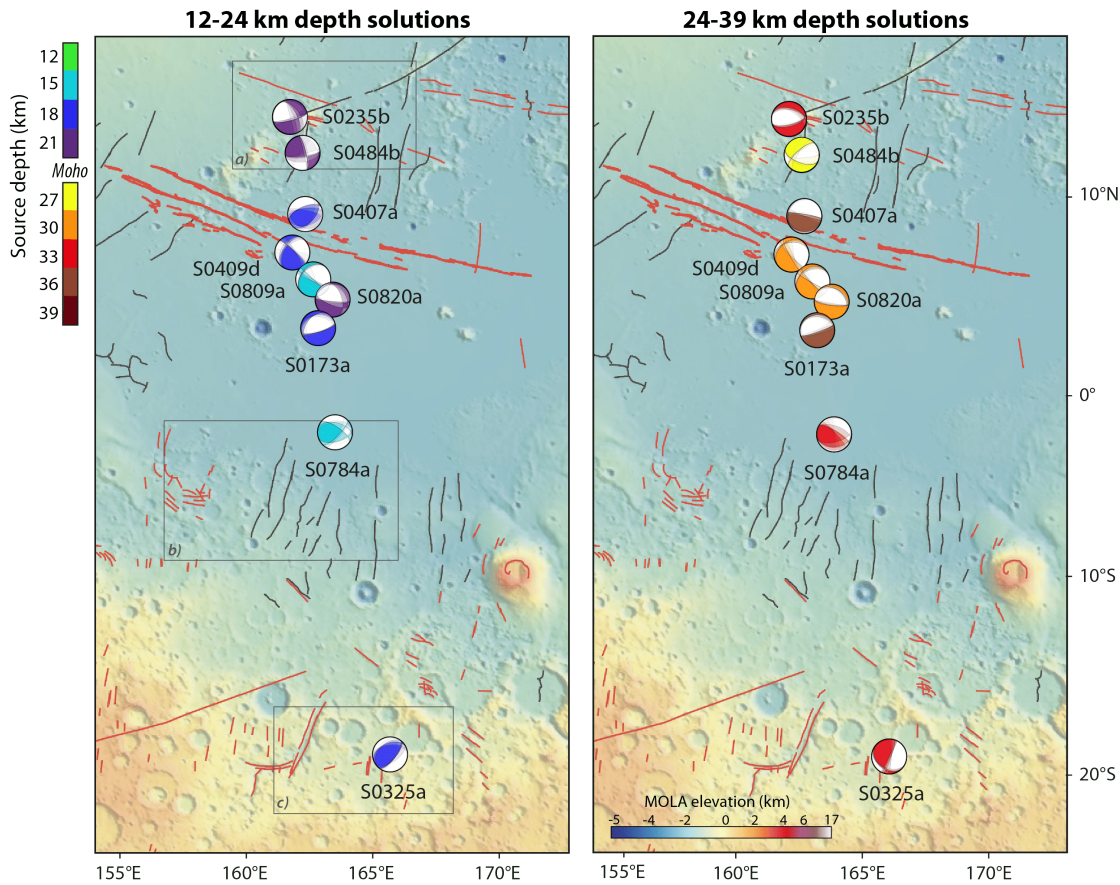


FIGURE IV.8. Topographic maps of Mars (MOLA elevation) with the main tectonic features and centered on the selected moment tensor solutions for the nine inverted quakes. The compressive structures are highlighted in black lines and the extensive structures are in red lines (from Knapmeyer et al., 2006). Cerberus Fossae faults are in thicker red lines (Perrin, Jacob et al., 2022). The left map displays the shallower solutions between 12 and 24 km and the right map to the deeper solutions from 24 to 39 km deep. The focal mechanisms are located on their epicenters (from Figure IV.1 and Table IV.1), and are displayed with probability density function of the twenty best solutions. Colors of focal mechanisms correspond to the solution depth : light green, blue and dark purple colors are associated with depths from 12 to 24 km and yellow, orange, red and brown colors with depths from 24 to 39 km. Three black squares a), b) and c) on the left plot correspond to the zoomed map imprints of Figure IV.9.

We display on Figure IV.8 the two selected moment tensor solutions for each quake (also highlighted with blue and orange lines on Figure IV.6). The figure is separated into two topographic maps gathering the large surface structures of the study area (Knapmeyer et al., 2006); on the left panel we represent the crustal solutions between 12 and 24 km deep, and on the right panel we show the solutions between 24 and 39 km deep. Each moment tensor solution is located at the epicenter of the event, *i.e.* at the center of the ellipsoid (visible on Figure IV.1). In parallel, the Table IV.3 summarizes the set of output parameters associated with each solution, specifying the type of the dominant focal mechanism, the depth of the source, the three angles of the strike, dip, and rake, and the calculated magnitude M_w and attenuation factors of Q_P and Q_S .

	Dominant mechanism	Depth (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	M_w	Q_P	Q_S
S0173a	Normal	18	76 (219)	72 (22)	-76 (-113)	3.02	1500	667
	Normal	36	72 (246)	81 (10)	-89 (-95)	3.21	1500	667
S0235b	Normal	21	75 (330)	72 (54)	-110 (-83)	2.92	1035	460
	Normal	33	76 (283)	63 (54)	-104 (-77)	3.21	855	380
S0325a	Thrust	18	38 (245)	58 (36)	76 (113)	2.93	1500	667
	Thrust	30	130 (18)	27 (81)	94 (114)	3.24	840	373
S0407a	Thrust	18	246 (64)	54 (45)	104 (77)	2.23	635	282
	Thrust	36	280 (95)	81 (10)	91 (85)	2.51	773	343
S0409d	Strike-slip	18	313 (208)	76 (45)	52 (161)	2.35	1320	587
	Normal	30	152 (263)	81 (27)	-66 (-136)	2.17	442	196
S0484b	Strike-slip	21	102 (05)	76 (72)	18 (160)	2.44	1158	513
	Normal	27	111 (228)	49 (63)	-75 (-121)	2.61	759	337
S0784a	Thrust	15	45 (284)	68 (40)	67 (132)	2.52	1200	533
	Thrust	33	303 (87)	64 (27)	104 (66)	2.73	1257	559
S0809a	Thrust	15	313 (223)	86 (22)	66 (174)	2.62	1020	453
	Normal	30	123 (265)	68 (32)	-73 (-123)	2.96	420	186
S0820a	Normal	21	94 (249)	81 (14)	-85 (-115)	2.78	702	312
	Normal	30	98 (303)	72 (19)	-98 (-67)	2.83	873	388

TABLE IV.3. Best solution parameters described in Section 5.3. For each event, we display the dominant mechanism type (based on the first nodal plane rake angle value), the best solutions depths, the moment tensor strike, dip and rake angles, the magnitude M_w and the quality factors of P, Q_P , and S, Q_S . We highlight in bold the values of Q when Q_P tends to the extremity of the exploration domain (1500). The moment tensor components are displayed for the first nodal plane (auxiliary plane in parenthesis). The events first line corresponds to the 12-24 km solution mechanism and the second line for the 24-39 km solution (represented on Figures IV.6 and IV.8).

Analyzing the selected solutions on both Figure IV.8 and Table IV.3, we first observe that S0173a, S0235b and S0820a marsquakes are in the normal dominant regime (mixed with strike-slip components for S0409d and S0484b), on the other hand, S0325a, S0407a and S0784a display clear reverse regime. Lastly, the dominant regime of S0809a is not obvious because its rake is unstable, either reverse in the crust, or normal at higher depths.

The majority of the selected sources are located at 18 and 30 km depths. The depth values of our results for S0173a, S0235b, S0325a, S0409d, S0484b and S0809a are very close to those obtained in Drilleau et al. (under reviews) from pP and sS depth phase analyses. The S0173a solution at 36 km depth and the S0235b' 33 km solution are very similar to the depths of ~30-35 km from Brinkman et al. (2021).

Events S0173a, S0235b, S0407a, S0484b and S0820a have stable and similar strike angles oriented towards E-W/NW-SE. The thrust fault mechanisms of S0325a, S0407a and S0784a are also oriented E-W globally, but with less similarities between them as they are not located in the same area.

The dip angle is remarkably similar for the nine marsquakes, with high values of 70-80° on their first nodal plane. Excepted in the cases of S0235b and S0484b, the dip angles are

asymmetrical between the first and the auxiliary nodal planes, the second plane being much less inclined (values approximately between 10 and 40°).

The rake angle varies significantly between events, with values ranging from -76° (S0173a) to -115° (S0820a) for normal events, and from 67° (S0784a) to 132° (S0784a) for reverse ones. S0809a is peculiar and its rake at 15 km depth is mixed between right-strike-slip and thrust motion, while it is more clearly converging towards normal motion at 30 km depth.

The magnitude ranges between 2.17 (S0409d) and 3.24 (S0325a) with a majority of values around ~ 2.7 . For all the events, the magnitude increases by about 0.2 at depth. The values are much lower than the MQS estimates including errors (InSight Marsquake Service, 2021 and Table IV.1) to within 0.5, especially S0409d magnitude values which are more than 0.8 weaker than the MQS M_w values of 3.2 ± 0.2 . Besides, the M_w of 2.92-3.21 of S0173a and S0235b are very close to the estimates of 3.0 and 3.1 respectively calculated by Brinkman et al. (2021).

Finally, the best solution quality factors Q_P and Q_S are not easily interpretable. Still, from our results, we observe the Q_S factor being mainly between ~ 350 and 500 (Q_P between ~ 800 and 1200), overestimated compared to the values from Giardini et al. (2020), where the Q_S is of 300-320 for S0173a, S0235b and S0325a, but in agreement with the values imposed in Brinkman et al. (2021). The solutions of Q_S for S0235b and S0325a (30 km solution) are in good agreement with their study, as well as S0407a, S0484b (27 km solution), S0809a (15 km solution) and S0820a. The Q of S0173a is unconstrained and tends towards higher boundary at the two selected depths. Moreover, the values of Q can affect the M_w estimates, *i.e.* large Q factors result in underestimation of M_w .

6 Discussions

We have selected two moment tensor solutions for the nine inverted marsquakes. In this section, the solutions are interpreted in relation to the structures and the geological context of the region. We first highlight the different uncertainties and limitations of our inversion approach. Then we describe the generic structures of interest in the area. Finally, we make a more precise analysis on regions close to the epicenters, thus exploring several possibilities on the origin of the marsquakes.

6.1 Inversion limitations

In this study, we face difficulties coming from the numerous uncertainties and unknowns on Mars and due to the quality of data (single seismic station framework).

From the velocity model used to compute synthetic seismograms, we made the hypothesis that the crustal structure defined for the vicinity of the InSight station, recovered in Knapmeyer-Endrun et al., 2021 from receiver function and auto-correlation approaches, is the same at the nine epicenters, which are situated 1000-2000 km away. In the same way, the 1D structure assumption implies that there is no lateral velocity (or density) heterogeneities and no variations of the Martian Moho depth (*e.g.* 24 km in the used model versus 35-40 km in the Cerberus region, from Parro et al., 2017 or Plesa et al., 2018). This inference is even more problematic for the event S0325a located on the Martian dichotomy. To address this issue, we invert an earthquake located in Australia with Martian synthetics (see Appendix 1.9) to show the non-dependence of the geometry of the moment tensors with the internal model. We also invert S0235b with the secondary crustal model from Knapmeyer-Endrun et al., 2021, with a 3rd layer at 43 km (in Appendix 2.1). The moment tensor solutions of the Australian earthquake are very consistent with those calculated by the USGS (Guy et al., 2015) and the GFZ (Quinteros et al., 2021), and show good stability at depth. However, the magnitude (too small) and the quality factors (too high) are unconstrained due to their dependencies towards the velocity model. At the same time, the moment tensor results of the S0235b sensitivity test with 3-layered TAYAK model are

quite similar to those of the 2-layered model (results in Section 5.2) but are less clearly extensive and are less stable over the full depth ranges. An accurate 3D model (that are recently being proposed, for example in Plesa et al., 2021) associated with 3D synthetics, or failing that, a model at the source location, would account better for the complexity of the internal structure.

We also have uncertainties on the localization of the marsquakes (distance and BAZ). Currently, the distance of the marsquakes is known to within approximately 5° (~ 300 km) uncertainties. In our methodology, we select separately the seismic phase windows, hence we can get rid of their relative arrival times controlled by the epicentral distance. Although, the synthetic amplitudes are directly dependent of the distance, and directly linked to the M_w and Q evaluations. Moreover, the sensitivity test on the BAZ (Appendix 2.1) demonstrates good stability overall. Yet, we note some differences in the moment tensor dip angles, with those of the nominal inversion of S0235b (in Section 5.2).

In addition, the uncertainty about the Martian structure is not only limited to layer geometry and heterogeneities but also to key parameters such as the attenuation (or $1/Q$). It controls the marsquake frequency content and the signal amplitude, and it is still not well understood and estimated for Mars. That is why in our approach it is one of the explored parameters, mainly used to adjust the fits of the body waves. But we are not able to find an emerging value for the nine marsquakes, and for instance in the case of S0325a (Appendix 1.2), the Q exploration tends towards the upper boundary. Its refinement would certainly allow to obtain optimal fits and a better estimate of the moment magnitude, as well as stress drop and fault size scales.

Finally, regarding the seismo-tectonic analyses that we make below, we are on a fairly well covered area both by satellite imagery and by scientific studies of recent years. However many structures are still poorly observed (for instance Al Qahira Vallis and Avernus Dorsa, see Figures IV.1 and IV.9 and Section 6 below), and we lack field data to refine the remote morphological observations. A closer temporal monitoring between images of the same area (on the order of a day) would be also very useful to detect surface movements, *e.g.* landslides or boulders possibly related to the seismicity.

However, despite these difficulties, we have several studies that converge on the same results, using different approaches. Moreover, we are fortunate to have sufficiently high resolution images to look at the main structures. We are thus able to link our results to satellite observations.

6.2 Seismogenic sources

The most visible structures of the central Elysium Planitia region are fractures and faults, ranging from a few tens of kilometers to several hundred kilometers long. On all of our maps (Figures IV.1 and IV.8) from Knapmeyer et al. (2006) data, two main modes of deformation are observed, extension (red lines) which is dominant in the region, and compression (black lines).

Notable extensional structures near the marsquakes are : the Cerberus Fossae and Grjotá Valles systems, Elysium Fossae further north and Al Qahira Vallis at the dichotomy (Figure IV.1). Cerberus Fossae is suggested to have had tectonic activity as recently as 10 Ma (Vaucher et al., 2009; Taylor et al., 2013), and of a few Ma for Grjotá Valles (Hartmann et Neukum, 2001). Elysium Fossae activity is thought to be older, estimated at 200-500 Ma (Vaucher et al., 2009). Al Qahira Vallis is an ancient valley with several hundred million years of activity, between the last 2 Ga and 700 Ma ago (Cabrol et al., 1998).

The largest observed compressive structure in our area is located at Tartarus Montes. It is a large ridge whose formation predates that of Grjotá Valles (Hamilton et al., 2010). All other compressive features of the region are of more moderate size and are mostly wrinkle ridges (for example, black lines in Avernus Dorsa). The wrinkle ridges are the result of lithospheric flexure and located at the apex of reverse faults at depth (Banerdt et al., 1982; Head et al., 2002).

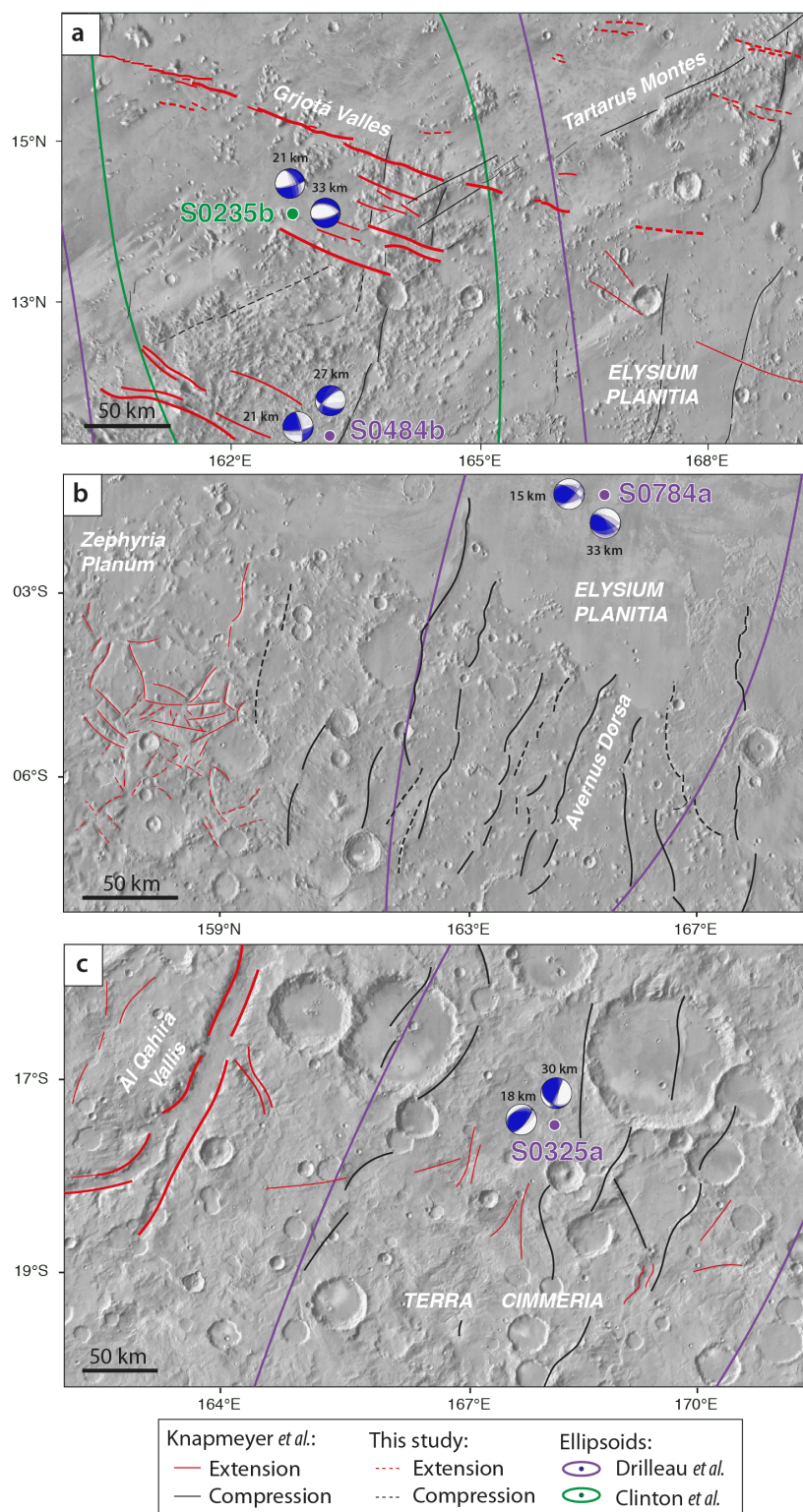


FIGURE IV.9. THEMIS maps (Ferguson et al., 2006) of the tectonic structures and potential seismic sources in the vicinity of inverted marsquakes. The selected focal mechanisms (Figure IV.8) are represented with their source depths and plotted at their epicenter locations (purple ellipsoids from Drilleau et al., under reviews and light green ellipsoids from InSight Marsquake Service, 2021, Figure IV.1 and Table IV.1). The tectonic structures are displayed in black lines (compressive structures) and red lines (extensive structures). The solid lines are derived from Knapmeyer et al. (2006), and the dashed lines represent these study mappings. The line thickness increases as the fractures and faults are well expressed on the orbital data. a) corresponds to the S0484b and S0235b events zoomed on Grjotá Valles region, b) corresponds to S0784a event in Avernus Dorsa and c) is located at the dichotomy for S0325b.

6.3 Cerberus Fossae : a major fracture zone in Elysium Planitia

In the study area on Figures IV.1 and IV.8, Cerberus Fossae is the largest structure, and is associated with the Grjotá Valles system further north. These two sub-parallel fracture zones are trending N100-110°E. They are good candidates as the source of the seismic events, suggesting an ongoing localized activity on Mars. From our results on Figure IV.8 and Table IV.3, the seismic events S0173a, S0235b, S0409d, S0484b, S0809a and S0820a are associated to extensional moment tensors compatible with Cerberus extensive motion, while S0407a depicts reverse tensors and S0809a is both reverse (crust) and normal (deeper). Given the locations and diversity of the focal mechanism solutions, it is more likely that there are multiple seismic sources generating the seven marsquakes.

In more detail, the recent tectonic activity in this region could result from several processes involving thermal contraction and/or indirect volcanism. Recent volcanism in the last million years in the center parts of Cerberus Fossae has been proposed by Horvath et al., 2021 as recent as 50 ka. Moreover, some small amplitude and long duration LF events located on Cerberus Fossae have been suggested as potential slow seismic events by Kedar et al., 2021. The existence of these slow marsquakes could imply that a seismic source by volcanism exists in Elysium Planitia. There is no direct evidence from gravimetric data that a mantle plume lies beneath Elysium Mons, whereas, a positive Bouguer anomaly of 100 mGal (about -100 mGal on the surrounding terrains) is visible near Avernus Dorsa (Genova et al., 2016, and see Figure in Appendix 3), possibly testifying to a less dense crustal mass, for example of magmatic origin. Besides, the infrared imagery from THEMIS data (Ferguson et al., 2006) does not show localized hotspots along Cerberus Fossae faults, suggesting that there is currently little or no thermal anomaly related to a surficial magmatic flow. Thus, a shallow magmatic source is unlikely, but it is possible that a magma flow at depths exists (Kedar et al., 2021).

On the other hand, the seismicity could rather be related to ancient dike networks at depth (\approx 5-20 km), as it is expected that they are radially distributed around the Elysium Mons volcano (Ernst et al., 2001). Despite the fact that Cerberus Fossae and Grjotá Valles are located more than 1000 km east of the volcano, Ernst et al., 2001 concluded on networks that may extend over distances of the order of more than 2000 km. Thus, these massive dikes are suggested to propagate under Cerberus Fossae and Grjotá Valles systems, and are likely responsible for the graben subsidence (Vetterlein et Roberts, 2010; Taylor et al., 2013; Perrin, Jacob et al., 2022). Rivas-Dorado et al., 2021 analyzed the graben widths, lengths and topographic data, and inferred the relationships between dike depths and graben widths. They estimate that dikes can expand to depths from 5 to 20 km in the case of Elysium Fossae. We assume a similar configuration on the dike depths for Cerberus Fossae, as the graben widths are comparable with those of Elysium Fossae (Taylor et al., 2013; Perrin, Jacob et al., 2022). The formation and propagation of dikes in depth is thus likely related to mechanical weakness and the creation/reactivation of adjacent sub-parallel fractures. It is therefore proposed that buried fractures exist below the graben systems, in the same geometry. In addition, the dip angles of the seven marsquakes are of the order of 60 to 80° (table IV.1), thus sub-vertical, and more consistent with underlying extensional fractures. We also find most of our best moment tensor solutions around 18 km deep for all of the inverted marsquakes (Figure IV.8). Although these depths are on the same scale as the lower dike tips at 20 km of Rivas-Dorado et al., 2021, it is unclear to relate our results directly to the movements generated by the grabens located at the top of the dikes, on the first kilometers.

We note that S0173a, S0409d, S0809a and S0820a are well aligned together (mainly NW-SE oriented) and very close to the general direction of the Cerberus Fossae grabens. Thus, we suppose that these marsquakes are indirectly associated to the Cerberus Fossae tectonics, and instead originated from the reactivation of deep extensive fractures, resulting from dike emplacement. In the case of S0809a at 15 km depth, the moment tensor solution has mixed

components of reverse and strike-slip while having comparable strike and dip angles with the 30 km deep solution. Therefore, to explain this, we suppose that a network of compressive fractures also exists, and accommodates the mainly extensive deformation of the dikes. But alternatively, the solutions may simply be unresolved, knowing that the crustal mechanisms of S0809a are otherwise not very stable (see Figure IV.6 and Supplementary S7), in which case the extensive solution at 30 km depth would be favored.

From the mapping of Knapmeyer et al., 2006 (Figures IV.1 and IV.8), there are no major compressive structures recorded at the ellipsoid of S0407a, and very few in the vicinity of Cerberus fossae fractures. The 18 km solution (NE-SW, with a small dip angle) is not obviously coherent with Cerberus Fossae configuration, while the 36 km depth solution is in strong agreement with the system geometry (on both strike and dip angles). We thus propose that S0407a could be generated by buried thrust faults sub-parallel to Cerberus Fossae. It is also possible that, given the location and tensor geometry of this event, it could be a reactivation by thermal contraction of the Cerberus Fossae faults in reverse regime.

To the same extent, S0235b and S0484b are consistent with the geometry and tectonic activity of Cerberus Fossae. Although, their epicenters are not located on Cerberus Fossae, but are closer to the Grjotá Valles system. Thus, we can not clearly rule out one or the other system as a source for these marsquakes (see discussions in Section 6.4.1 below).

6.4 Analyses of other nearby seismic sources

Even though Cerberus Fossae is clearly the largest structure in the region shown in figure IV.8, the nine seismic events are not all located on the fractures and/or their solutions are not all compatible with the graben geometry. In addition, the ellipsoids are the representations of the probability of the location of marsquakes with the epicenter being the highest probability, but the areas covered are broad (about 60,000-200,000 km² per event) and include several other major and moderate structures (as seen on Figure IV.1). The sensitivity test results on the BAZ in Supplementary 2.1 demonstrate the robustness of the moment tensor solutions. Hence, we explore the remarkable structural features covered by the ellipsoids and investigate the possible other scenarios that would explain the source of the most distant marsquakes.

For this reason, we regroup on Figure IV.9 three areas of interest of four marsquakes (see also insets referenced in Figure IV.8), with their associated best moment tensor solutions and ellipsoid imprints : the S0235b and S0484b events along the Grjotá Valles (Figure IV.9.a and detailed in Section 6.4.1), the S0784a event along the Avernus Dorsa wrinkles (Figure IV.9.b and Section 6.4.2), and the S0325a event at the dichotomy (Figure IV.9.c and Section 6.4.3).

6.4.1 S0235b and S0484b : Grjotá Valles and Tartarus Montes region

In the cases of S0484b and S0235b, the ellipsoids are centered mainly on the Grjotá Valles system, north of Cerberus Fossae (Figures IV.1 and IV.9.a). The Grjotá Valles grabens (shown in thick red lines) are proposed to be contemporary with the Cerberus Fossae fractures (Vaucher et al., 2009 ; Brown et Roberts, 2019) because they intersect the same lava plains and flow channels. The system of Grjotá Valles has the same general orientation of N110°E and is radially oriented with respect to Elysium Mons. Thus, the Grjotá Valles and Cerberus Fossae grabens most likely originate from the same processes, *i.e.* they would be the surface expression of underlying dikes (Ernst et al., 2001 ; Brown et Roberts, 2019). In addition, the fractures intersect knobby terrains of the Noachian-early Hesperian (4.1-3.5 Ga, Hartmann et Neukum, 2001 ; Plescia, 2003 ; Vaucher et al., 2009) of the Tartarus Montes formation. Despite unlikely recent activity (Hamilton et al., 2010), the major compressive Tartarus volcanic ridge (solid black lines trending N60°E on Figure IV.9.a, has certainly enabled shallow fracturation in the region. We also observe a few minor N-S trending compressive structures of 20-50 km long that could be reactivated (thin black lines).

Given the normal fault solutions of the moment tensors selected for S0235b-S0484b (Figure IV.8), we favor a seismic source located on either one of the Cerberus or Grjotá grabens. Especially, the S0235b strike angles of $\sim 300^\circ$ and of $\sim 110^\circ$ for S0484b solutions match very well with the overall graben directions of the two regions. As developed before in the case of Cerberus Fossae events, the seismic sources are more probably linked to internal weakening, oriented and aligned with Grjotá fractures, and without clear surficial imprints. The retained depths of S0235b are slightly higher than those of S0484b (33 and 27 km respectively) as well as the higher value of M_w of 2.9-3.2 versus 2.4-2.6 respectively. These inferences suggest that S0235b is associated with a larger and deeper structure than S0484b. Besides, the depths of these two events are too high to be related to a dike, but are more consistent with deep fractures or faults. This is also supported by their large dip angles of $60 - 70^\circ$, coherent with sub-vertical buried fractures. The lower dip angles of S0235b and S0484b ($49-63^\circ$) at 33-27 km depth respectively, might suggest that the faults become slightly more listric at depth. We also note that the 21 km deep focal mechanism of S0484b has a large strike-slip component, which could imply an interaction between the extensional component at Grjotá Valles and the transpressive inherited NE-SW structures at Tartarus Montes (Figure IV.9.a). But this hypothesis would need further work, *i.e.* detailed observations on the morphology and geology of the area, to understand such complex interactions.

Further north of the S0484b ellipsoid (on top of Figure IV.1), the Elysium Fossae graben is unconsidered as a primary seismic source due to an activity dated anterior to 200 Ma at most (Vaucher et al., 2009) and due to its location. In addition, we do not observe any particular extensive structure crossing the lava plains at the southern end of the S0484b ellipsoid (shared with the upper part of the S0784a ellipsoid, see the discussion below and Figure IV.9.b).

6.4.2 S0784a : Avernus Dorsa ridges

The northern part of the S0784a ellipsoid (observable on the upper part of the Figure IV.9. b) is located on a broad volcanic plain of Elysium Planitia composed of Late Amazonian lavas (several hundreds of ka, Tanaka et al., 2014). On the mapping of Knapmeyer et al., 2006 on Figures IV.1 and IV.8, we do not notice any surface fractures in these plains. However, gravimetric analyses (Genova et al., 2016) of the area shows that a positive Bouguer anomaly (300 mGal versus 0 mGal in the surrounding terrains, see figure in Appendix 3) exists at the northern end of the ellipsoid of S0784a, indicating a potential excess of crustal mass of a size of about 100 km which is not reflected in the topography. The mass excess is compatible with an upwelling of a denser mantle material, also compatible to a shallow dike activity, and supports a potential hidden activity below the lava deposits. But, even if the S0784a epicenter is located on these lava plains, the lack of information on a potential buried structure prevents us from favoring a source in these surroundings.

In addition, we observe a chaotic fracture network on the west outside of the event ellipsoid, mainly with moderate extensive fractures (red lines on Figure IV.9.b) of 10-50 km long without any preferential orientation. These extensive fractures could be subjected to compressive reactivation by the planetary thermal contraction. The S0784a solutions may be compatible with the E-W orientation of these chaotic fractures, although they are too distant (~ 400 km from epicenter) and principally extensive.

Besides, in Figure IV.9.b we show the main structures of the southern part of the ellipsoid. In the center of the figure, we highlight the sub-parallel wrinkle ridges of Avernus Dorsa trending NNE-SSW and dated late Noachian-early Hesperian (about 3.5 Ga, Tanaka et al., 2014). As the generic Martian wrinkle ridges, they are associated to regional shortening, and from mixed process between the regional volcanic strains (Watters, 1993; Mangold et al., 2000) and the brittle lithosphere contrast between Martian highlands and lowlands (Frey et al., 2002).

The solutions we compute for S0784a marsquake are mainly reverse (Figure IV.8 and Table IV.3). The two solutions at 15 km and 33 depths are oriented E-W. Despite the fact that the reverse motion, the dip angles and depths of S0784a are in agreement with the wrinkle ridge geometries, the general E-W orientation of our two solutions is not in line with the NNE-SSW orientation of *Avernus Dorsa* traces. In contrast, S0784a is close to the dichotomy, and our solutions are oriented perpendicular to the southern highlands. At this transition zone, structures and cracks are also aligned with the dichotomy boundary, some of them are normal, and would have allowed the ancient subsidence of the lowlands (Maxwell et McGill, 1988; Smrekar et al., 2004). Thus, this deformation transmitted from the southern highlands in *Terra Cimmeria* to the northern lowlands of *Elysium Planitia* could have generated large crustal weaknesses and faulting (Frey et al., 2002; Golombek et al., 2018; Pan et al., 2020). It is therefore suspected that E-W oriented fractures, without surface expression, may exist in these deformed terrains. Thus, we propose that event S0784a may have been generated by a deep fault, parallel to the dichotomy and in a compressive regime, reactivated by the stresses associated with planetary contraction.

6.4.3 S0325a : the dichotomy region

In Figure IV.9.c, we identify the structures located in the center of the S0325a ellipsoid, within the cratered *Terra Cimmeria* terrains of Noachian age (about 4 Ga, Tanaka et al., 2014). The terrains are very old and cratered, and the wrinkle ridges present in the area intersect them. The relative chronology suggests that more recent activity is possible in this area, although highly uncertain and in the last 4 Ga.

On the northern end of the ellipsoid (Figures IV.1 and IV.8) most of the deformation compiled by Knapmeyer et al., 2006 is extensional, and the fractures are weakly marked and of a few tens of kilometers long. The southern limit of the S0325a ellipsoid (Figure IV.1) is adjacent to a small network of compressive fractures of variable orientations (note also that a large crack of about 50 km in an extensive regime oriented NE-SW has been mapped close to the southern end of the S0325a ellipsoid on Figure IV.1 and compiled in Knapmeyer et al., 2006, but we consider this trace as erratic, as it is not corresponding to any clear surface expression).

The center of S0325a ellipsoid is located 100 km east from a major structure, *Al Qahira Vallis* (Figures IV.1 and IV.9.c) which is an ancient valley oriented NNE-SSW. This structure is suggested to have been active between 700 Ma-2 Ga ago (Cabrol et al., 1998) and related to regional catastrophic overflow of a paleolake (Irwin et al., 2004). The general orientation of *Al Qahira Vallis* is rather N-S, but could be in agreement with the solutions of S0325a whose strike are of $\sim 20\text{-}40^\circ$ (table IV.3). Although, the moment tensors of S0325a are mostly reverse whereas *Al Qahira* is a graben structure. In addition, the valley is located too far from the ellipsoid to be directly involved in this event. However, it is possible that the extension of *Al Qahira Vallis* generated other adjacent fractures closer to the ellipsoid. But without more information we cannot relate this major structure to S0325a with confidence.

On the other hand, in the center area of Figure IV.9.c inside the ellipsoid, we observe several wrinkle ridges (and a few small extensive fractures) oriented NNE-SSW/NE-SW and of the order of 50 km in length. The thermal contraction is supposed to be the main process at the origin of these contractional features.

The two S0325a moment tensors solutions at 18 and 30 km depths, are oriented NNE-SSW, with low to high dip angles (from $27\text{-}36^\circ$ to $58\text{-}81^\circ$) and depict a reverse regime (Figures IV.8 and IV.9.c), consistent with most of the compressive features of this area. The 18 and 30 km solution depths are large, relative to the assumed depths of 1 to 10 km of the thrust faults beneath the wrinkle ridges (Mangold et al., 1998; Schultz, 2000; Watters, 2004). But still, the geometry of wrinkle ridges is quite complex, and several studies actually mention crustal or lithospheric depths for wrinkle ridge fault rooting, depending on the brittle-ductile transition (Golombek et

al., 2001; Montési et Zuber, 2003; Andrews-Hanna, 2020). Moreover, in Andrews-Hanna, 2020, the tectonic modeling of wrinkle ridge morphology shows that additional faults are nucleated adjacent to the main blind thrust fault (dip angles of 20-70° up to 20 km depth), which can be rooted to depths up to 30 km beneath the ridges where it is listric (dip angles of 15-40°). The solutions on the dips, rakes and depths of S0325a event, are then consistent with wrinkle ridge geometries. On the other hand, we consider that S0325a tensors are the least stable of our dataset, the two solutions are very different from each other, and that the crustal model does not include the heterogeneities of the dichotomy highlands. In order to properly account for these limitations, we conclude that S0325a was generated by a reverse fault at depth reactivated by thermal contraction, and the fault could either be located under a wrinkle ridge, or merely be the result of the large regional deformation without surface expression.

7 Conclusion

InSight single seismic station on Mars requires inversion approaches specifically adapted to Martian data. We have thus developed a method of inversion of seismic moment tensors and applied it for nine marsquakes, to identify the probable seismic sources at their origin. For this purpose, we inverted the waveforms of the body waves P and S, and the amplitudes of the secondary phases PP, SS, PPP and SSS. We also selected the solutions with weak synthetic surface waves, below the Martian noise level as they are not observed in the InSight data. The considered marsquakes are comparable to tectonic earthquakes and characterized by high SNR and magnitude values of ~ 3 . In addition, they are all located in the Elysium Planitia region and a majority of them are located on the Cerberus Fossae system (from both MQS estimations by Clinton et al., 2021 and by Drilleau et al., [under reviews](#)).

The depth of the InSight events is an uncertain parameter and the current estimated values are notably between about 20 and 50 km (see Brinkman et al., 2021; Drilleau et al., [under reviews](#)). Our results showed that it is possible to resolve the focal mechanisms in a stable manner along multiple depths for our entire dataset. In particular, we demonstrated for all events that there are the majority of the synthetic solutions that are compatible with the data surface wave amplitudes. More precisely, we found that the synthetic surface waves are an order of magnitude smaller than the Martian noise even at 12 km depth. Thus, this important result highlights the fact that seismic events can be shallow despite the absence of surface wave detection in the data. The depths of the events must also be consistent with the maximum detection depth of the secondary phases PP, SS, PPP and SSS in the synthetics, also identified in the seismic data (for instance in Khan et al., 2021; Drilleau et al., [under reviews](#)). Therefore, we identified two solutions for each event; a first crustal solution between 12 and 24 km depth, and a second solution between 24 and 39 km depth. The two solutions were then related to the observations and geological knowledge of the region. We have identified several potential structures at the origin of the seismic events; the extensive Cerberus Fossae and Grjotá Valles systems have been formed by deep massive dike networks (Ernst et al., 2001; Vetterlein et Roberts, 2010; Perrin, Jacob et al., 2022) coupled with crustal weakening; the Martian wrinkle ridges, in particular those at Avernus Dorsa and Terra Cimmeria, are originated by the thermal contraction of the planet and are located at the apex of reverse faults at depth (Banerdt et al., 1982; Head et al., 2002); possible deep fractures without surface expression, related to the deformation of the dichotomy, from highlands to lowlands (Frey et al., 2002; Golombek et al., 2018; Pan et al., 2020).

We observed a majority of best moment tensor solutions that are at depths 18 km and 30 km for the nine marsquakes. Seven seismic events located on Cerberus Fossae are in the same orientation (NE-SW) and with very steep nodal planes (60-80°). From our comparisons between morphology and moment tensor geometries, we concluded that S0173a, S0409d, S0809a and

S0820a, which display normal faulting moment tensors, are presumably generated by subsurface normal faults, sub-parallel to the underlying dikes and to the grabens of Cerberus Fossae. S0235b and S0484b, further north, are also extensive, and also related to the same seismic source type, *i.e.* related to normal fractures under Grjotá Valles certainly linked to dike propagations. Moreover, our results for events S0173a and S0235b are in good agreement with those presented in the companion paper by Brinkman et al., 2021. We both found extensive solutions for these events at similar depths of about 30-35 km. S0407a is reverse and likely result from the same faulting processes as those of S0173a, S0409d, S0809a and S0820a as the epicenters are close, but in a compressive context. S0784a is located on south lava plains, and its moment tensors in reverse regime are probably associated to a thrust fault below Avernus Dorsa, sub-parallel to the Martian dichotomy boundary. S0325a, the most distant event located on the dichotomy, is mainly reverse and possibly generated by compressive fractures related to the thermal contraction of the very old southern terrains. Our magnitude estimates are smaller than the MQS values (Clinton et al., 2021) by a factor of ~ 0.5 for the nine marsquakes, while we agree with Brinkman et al., 2021 on their M_w estimations for S0173a and S0235b. Lastly, we also evaluated the quality factor Q which is not accurately known for Mars, however this parameter is the least constrained in this study and we could not deduce a value with confidence.

The InSight mission has been extended to the end of 2022. This would eventually lead to the detection of additional marsquakes in the vicinity of Elysium Planitia. An analysis on these new events would help to better understand the potential seismic sources, and how they can interact with each other. In addition, this work could be improved by addressing and resolving the main limitations we have mentioned. In particular, the structure models could be refined to take into account the lateral heterogeneities (mainly the depth of the Moho and the attenuation pattern) between the events and the landing site. And finally, continuous remote observations on structures (before and after quakes), for example from very high resolution HiRISE (McEwen2007) or CTX (Malin et al., 2007) images, would be very interesting to detect potential landslides related to marsquakes.

Chapitre V

Discussions : Mars est-elle active tectoniquement ?

1	Comparaisons de l'activité sismique avec la Terre	121
1.1	Activité tectonique terrestre	121
1.2	Hypothèse de la tectonique des plaques sur Mars	122
1.3	Sismicités terrestres et martiennes	123
2	Activité tectonique martienne	124
2.1	Contraction planétaire et flexure lithosphérique	124
2.2	Activité sismique d'Elysium Planitia : Cerberus Fossae	126
2.3	Activité dans les autres régions	128

Dans ce chapitre nous discutons des résultats obtenus dans ce travail de thèse et les intégrons à l'état des connaissances actuelles afin de discuter l'activité tectonique de Mars dans sa globalité.

1 Comparaisons de l'activité sismique avec la Terre

1.1 Activité tectonique terrestre

Sur Terre, le moteur principal des séismes est la tectonique des plaques à l'échelle globale où l'essentiel de la sismicité est localisée entre les plaques tectoniques (voir Chapitre I).

Bien qu'il s'agisse du mécanisme principal, l'activité sismique que l'on connaît sur Terre ne se résume pas uniquement au phénomène de tectonique des plaques. L'activité volcanique joue un rôle important sur la sismicité, en générant d'une part des déformations du sol avec la dilatation de chambres magmatiques et avec l'intrusion de dikes, et d'autre part, à partir du refroidissement des matériaux, ou la réactivation de faiblesses crustales entre autres (par exemple, Taisne et Tait, 2011 ; Aso et Tsai, 2014 et voir Section 2.2 ci-dessous). Aussi, en domaine continental stable, une part non négligeable de la sismicité peut être générée par d'autres processus. Ainsi, des perturbations locales des contraintes peuvent être dues au réajustement isostatique post-glaciaire ou encore des cycles de fonte des glaces (Fjeldskaar et al., 2000). Également, des processus hydrologiques et de circulation de fluides dans les matériaux (par exemple, Chouet et Matoza, 2013 ; Johnson et al., 2017), de la contraction par refroidissement (par exemple, sur la lithosphère océanique en s'éloignant des dorsales, Wiens et Stein, 1983) ou plus profondément via des changements minéralogiques (au niveau des plaques plongeantes, voir Chapitre I et par exemple, Zhao et al., 2017) peuvent également être à l'origine de séismes. Une petite part de la sismicité est aussi induite indirectement par l'activité humaine, *e.g.* via des activités de forages,

d'injections de fluides, d'exploitations minières ou de constructions d'ouvrages, etc. (voir par exemple, Keranen et Weingarten, 2018).

1.2 Hypothèse de la tectonique des plaques sur Mars

On ne peut pas définir l'activité tectonique sur Mars de la même manière que celle sur Terre, car l'hypothèse d'une tectonique des plaques sur Mars n'a jamais été confirmée. L'équilibre isostatique martien (calculé à partir de la topographie et de la gravimétrie, voir Section 2.1) ni aucune preuve géomorphologique actuelle ne viennent l'appuyer. Mais l'hypothèse de la tectonique des plaques a été évoquée à plusieurs reprises dans la littérature. En effet, les données de champ magnétique de la mission MGS (Albee et al., 1998) à la fin des années 1990, ont mis en lumière l'existence d'anomalies magnétiques crustales dans les terrains du sud (Acuna et al., 1999; Connerney et al., 1999; Fairén et al., 2002; Connerney et al., 2005), Figure V.1). Le fait que ces anomalies magnétiques ne sont relevées que sur les terrains les plus anciens suggère que des remaniements majeurs de la surface, comme de la tectonique des plaques, ont eu lieu et ont ainsi effacé les empreintes magnétiques dans les terrains nord, à moins que ces derniers se soient formés entièrement après la fin de la dynamo martienne. Par ailleurs, une autre hypothèse explique que ces anomalies visibles au sud refléteraient uniquement la présence de réseaux massifs de dikes sous la surface (Nimmo, 2000), qui sont également décrits par un grand nombre d'études partout sur Mars (par exemple, Plescia, 1990; Ernst et al., 2001; Berman et Hartmann, 2002; Head et al., 2003).

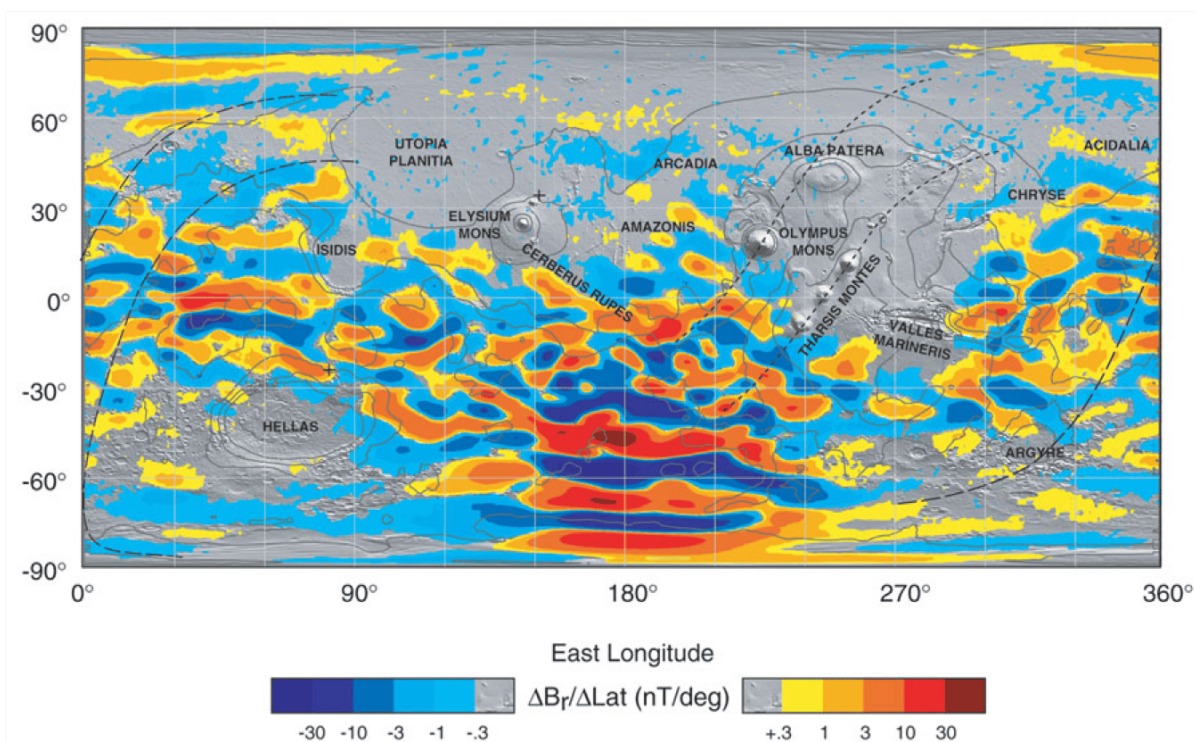


FIGURE V.1. Carte du champ magnétique de Mars observé par le satellite MGS à une altitude nominale de 400 km, d'après Connerney et al. (2005). La carte est superposée à l'élévation MOLA. Chaque pixel est coloré en fonction de la composante radiale du champ magnétique par degré (bleu = -40 nT/deg, rouge = 40 nT/deg). Les lignes pointillées représentent les axes de rotation satellitaire autour d'Hellas ou d'Elysium Mons, et les contours correspondent aux élévations à 4, 2, 0, 2, et 4 km d'altitude.

Les mesures magnétiques ne sont pas suffisantes pour affirmer l'existence d'une tectonique des plaques actuelle, et il est ainsi largement admis qu'il n'y aurait qu'une monoplaque sur Mars. L'activité tectonique martienne s'apparenterait donc plutôt à une activité tectonique en

domaine intraplaque, activée ou réactivée par différents processus (qui seront précisés plus loin dans ce Chapitre).

1.3 Sismicités terrestres et martiennes

En trois ans d'enregistrements sismiques sur Mars (entre février 2019 et février 2022), environ 1300 marsquakes ont été enregistrés (et 2600 en incluant les événements SF). Ces événements ont des M_w comprises entre 1.0 et 4.2 et se répartissent sur des petites zones, principalement entre 25 et 45° et quelques événements sont situés entre 60 et 100° (voir Chapitre II). Sur cette même période de trois ans, sur Terre plus de 70000 séismes de M_w 2-4 ont été enregistrés (Figure V.2), et plus de 20000 séismes de M_w supérieures à 4. Mais si l'on veut réellement comparer l'activité des deux planètes, il faut remettre les choses dans le contexte particulier de la mission InSight.



FIGURE V.2. Carte de sismicité terrestre, sur la période entre le 01/02/2019 et le 01/02/2022, d'après l'USGS et le NEIC. Carte mondiale (BlueMarble, (c) NASA) des séismes de magnitudes supérieures à 4.5, avec les noms des plaques tectoniques.

Ainsi, moins de $\sim 5\%$ du catalogue sismique martien est localisé et bien contraint, et une très grande part de la nature de l'activité sismique n'est donc pas connue. Les événements tectoniques LF/BB sont les plus étudiés par la communauté, alors que la très grande majorité des marsquakes enregistrés sont à hautes fréquences, *i.e.* environ 80 événements LF/BB, contre plus de 1200 HF/VF/2.4 Hz, et plus de 1300 SF. Les HF, VF, 2.4 Hz ne sont pas localisés, leur analyse se base alors exclusivement sur l'interprétation de leur spectre, et sont suggérés être de petits séismes peu profonds (Clinton et al., 2021). Quant aux SF, ils pourraient être liés à des variations thermiques localisées (Dahmen et al., 2021b).

De plus, les détections sismiques peuvent être biaisées car, du fait de leurs petites amplitudes et magnitudes, elles ne sont faites que le soir, soit environ 6 heures par jour, en dehors des périodes où le bruit ambiant est le plus fort (voir Chapitre II). Des M_w plus élevées (par exemple, supérieures à 6) pourraient surpasser ce bruit. En plus, le seuil minimum de détection de SEIS

empêche d’observer des séismes de magnitudes inférieures à 3.2-3.5 à de grandes distances, par exemple, à Tharsis et Valles Marineris (Banerdt et al., 2020 ; Horleston et al., [in prep](#)). Il n’est donc pas exclu qu’un bon nombre de petits événements (hautes ou basses fréquences) aient été déclenchés et qu’une activité que nous sommes incapables de voir soit en cours, sur Elysium ou ailleurs.

La sismicité d’InSight est donc principalement concentrée dans Elysium Planitia, alors que l’activité intraplaque terrestre est distribuée sur tous les continents. Compte tenu des limitations précédentes inhérentes à InSight, pour comparer l’activité sismique, il est alors plus judicieux de se concentrer sur l’activité intraplaque et sur une même surface et durée de détection.

Une estimation de l’activité sismique martienne extrapolée à tous les types d’événements (HF, VF, 2.4 Hz, LF, BB), à toute la surface de la planète et pour toute la durée d’un sol martien (pendant les heures de bruit) a été proposée dans Banerdt et al. (2020). Nous avons réestimé cette loi avec deux ans d’enregistrements supplémentaires dans le Chapitre II (Figure II.10), et celle-ci suivait la même pente que celle obtenue par Banerdt et al. (2020). L’activité martienne d’InSight mise à jour, extrapolée à toute la planète, se place alors au même niveau que l’activité sismique intraplaque cratonique terrestre, pour les petites magnitudes de 1 à 3, et un ordre de grandeur en dessous pour les magnitudes de 3 à 4. L’activité martienne serait en outre environ 10000 fois plus petite que l’activité globale terrestre. La sismicité tectonique des LF/BB extrapolée de la même manière, se situerait à environ un ordre de grandeur en-dessous de l’activité intraplaque de la Terre, pour les magnitudes 2.5-3.5. Les LF/BB de magnitudes supérieures suivent une pente plus forte qui n’est pas comparable à celle de l’intraplaque cratonique terrestre.

Les événements LF/BB sont les plus proches des séismes tectoniques terrestres et suivraient une loi fréquence- M_w comparable à l’activité cratonique, sauf pour les plus forts. Parmi les 80 événements tectoniques enregistrés, une vingtaine ont été localisés, et une dizaine d’entre eux sont situés sur Cerberus Fossae. Nous cherchons alors à discuter plus en détails des processus qui pourraient les avoir déclenchés.

2 Activité tectonique martienne

2.1 Contraction planétaire et flexure lithosphérique

Avant InSight, la contraction planétaire était supposée être à l’origine de l’essentiel de la sismicité, comme sur la Lune. Ceci avait été déduit à partir de l’observation d’un très grand nombre de structures compressives, notamment les rides et escarpements lobés, sur toute la surface martienne (voir Chapitre II).

Les cartes de champs de contraintes régionales calculées à partir des données gravimétriques et topographiques, montrent la répartition de l’extension et de la compression à l’échelle de Mars (voir Figure V.3, Gudkova et al., 2017 ; Batov et al., 2019). Ces cartes de contraintes, pour Mars (Figure V.3.a) et pour Elysium Planitia (Figure V.3.b), sont calculées à 50 km de profondeur, c’est-à-dire globalement sous le Moho martien (Knapmeyer-Endrun et al., 2021), et leur résolution horizontale est de plus de 90 km/pixel, contrôlée par celle des données de gravimétrie.

L’extension (valeurs positives) est principalement observée dans les plaines, loin des provinces volcaniques, qui elles, concentrent la compression (valeurs négatives). La compression au niveau des volcans est par ailleurs bien plus importante, avec des valeurs comprises entre -60 MPa sur Elysium Mons (Figure V.3.b) et -200 MPa sur les volcans de Tharsis (Figure V.3.a), alors que les valeurs des contraintes sont plus réduites sur le reste de la surface martienne, autour de \pm 0-40 MPa. Les modèles de flexure lithosphérique (par exemple, Hall et al., 1986 ; Mège et Masson, 1996) démontrent que l’édification des volcans, notamment de la province de Tharsis, a été à l’origine d’une déformation rapide (quelques Ma après la mise en place définitive des

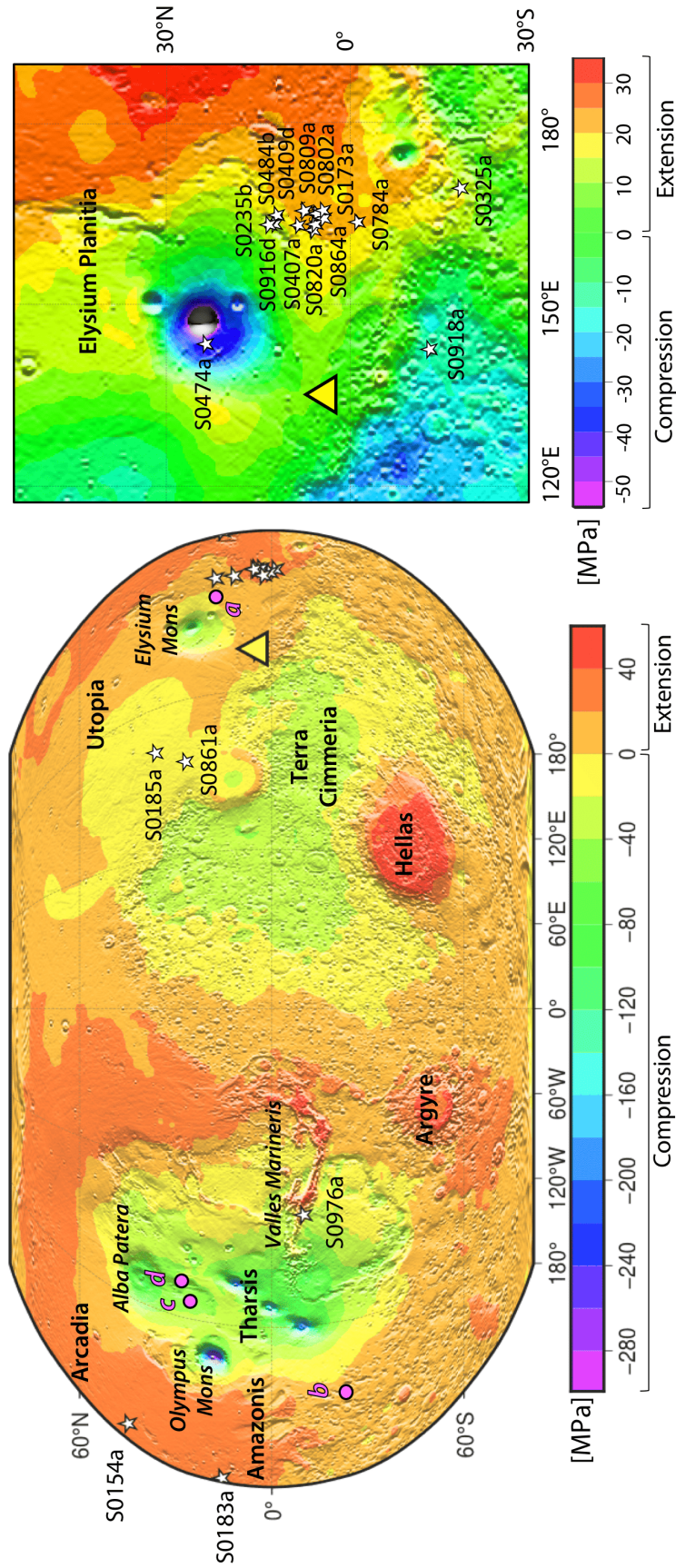


FIGURE V.3. Cartes de contraintes compressives/extensionnelles de Mars et d'Elysium Planitia, d'après Gudkova et al. (2017) et Batov et al. (2019) (communication personnelle). Les deux cartes sont calculées à 50 km de profondeur à partir des données de gravimétrie de MGS (résolution 90 km/pixel) et de la topographie MOLA (463 m/pixel). La topographie MOLA est superposée au fond de carte de contraintes. Les contraintes compressives correspondent aux valeurs négatives (en violet-bleu-vert-jaune pour la carte de gauche et violet-bleu-vert pour la carte de droite) et les contraintes extensionnelles correspondent aux valeurs positives (en orange-rouge sur la carte de gauche et vert-jaune-orange-rouge pour la carte de droite). InSight est représenté par les triangles jaunes, les épicentres de marsquakes LF/BB, localisés par Drilleau et al. (under reviews), sont identifiés avec des étoiles et les points roses localisent les images de la Figure V.5.

plumes mantelliques), qui aurait engendré la formation de structures radiales (principalement extensives) autour des volcans. Plus précisément, autour des dômes volcaniques, la déformation compressive aurait été accommodée par l'ouverture radiale de grands réseaux de fossae, comme par exemple, les réseaux de Memnonia, Sirenum ou Cerberus Fossae (voir Section 2.3 ci-dessous). La contraction planétaire génère des contraintes compressives uniquement superficielles, formant des structures limitées aux premiers kilomètres de la croûte (par exemple, (Watters, 1993)), alors que la flexure liée à la charge des édifices volcaniques peut avoir un impact sur l'ensemble de la lithosphère. Les structures compressives observées à la surface de Mars font quelques dizaines de kilomètres en général, et elles ne sont pas prises en compte dans le calcul des contraintes avec la résolution horizontale de 90 km/pixel.

Les événements LF/BB localisés par Drilleau et al. ([under reviews](#)) (représentés par les étoiles sur la Figure V.3) sont situés sur les terrains avec des contraintes extensives. Ceci appuie nos conclusions du Chapitre IV, où nos résultats montraient que ces événements étaient générés effectivement par une source extensive, également en accord avec nos observations de failles normales au niveau de Cerberus Fossae du Chapitre III. À l'opposé, nous avons obtenu des mécanismes au foyer "inverses" pour deux marsquakes localisés au sud de Cerberus Fossae (Chapitre IV), et avons proposé que ces deux événements sismiques ont peut-être été déclenchés par les failles inverses enfouies, sans expression de surface, et réactivées par la contraction planétaire.

L'ensemble de ces résultats, couplés aux contraintes régionales (Gudkova et al., 2017; Batov et al., 2019), suggèrent que la contraction planétaire n'est pas le processus dominant à l'origine de la sismicité enregistrée autour d'Elysium Planitia.

2.2 Activité sismique d'Elysium Planitia : Cerberus Fossae

D'après nos observations dans les Chapitres précédents, le mécanisme principal à l'origine de la sismicité de Cerberus Fossae est supposé être de nature volcano-tectonique, relié aux dikes situés sous les failles. Nous essayons de comprendre ci-dessous si les dikes sont à l'origine directe des déformations et mouvements crustaux, si les séismes seraient plutôt déclenchés par des fractures et failles profondes, adjacentes aux dikes, et comment ils pourraient effectivement déclencher les séismes.

Les longueurs des segments secondaires (36 km en moyenne) et tertiaires (15 km en moyenne) que nous avons mesurées le long de Cerberus Fossae sont comparables aux profondeurs de la discontinuité crustale à ~ 10 km (Lognonné et al., 2020; Knapmeyer-Endrun et al., 2021) et du Moho, comprise entre 24 et 72 km (Knapmeyer-Endrun et al., 2021, voir Chapitre III). Ces valeurs sont très similaires aux profondeurs calculées à partir des mécanismes au foyer des marsquakes à ~ 15 et ~ 30 km (Chapitre IV). Une sismicité intraplaque à des profondeurs proches ou sous le Moho est possible bien que plus rare sur Terre (par exemple, Molnar et Chen, 1983; Foster et Jackson, 1998; Teng et al., 2014). Par contre, nous avons suggéré que les profondeurs des failles sont faibles, enracinées sur les dikes (Chapitre III), une sismicité générée par les failles sous Cerberus Fossae ne semblerait pas envisageable.

Par ailleurs, les réseaux de dikes sous Cerberus Fossae s'étendent sur des distances de plus de 1000 km (*e.g.*, Ernst et al., 2001), et leurs largeurs que nous avons estimées sont comprises entre 8 et 375 m le long du fossé G1 (le fossé le plus au nord, voir Chapitre III). Les taux de refroidissement et de solidification du magma pour des dikes avec ces dimensions sont de l'ordre de 0.1-1 Ma (par exemple, Nimmo, 2000; Fialko et Rubin, 1999). Avec une activité volcanique aussi jeune que 2 Ma (Berman et Hartmann, 2002; Vaucher et al., 2009; Hauber et al., 2011; Golder et al., 2020; Rivas-Dorado et al., 2021) voire quelques centaines de ka dans la partie centrale de G5 (fossé au centre du système, Figure II.21, Horvath et al., 2021), il est possible que les dikes puissent s'être encore propagés et/ou cristallisés très récemment, jusqu'à aujourd'hui. Aso et Tsai (2014) ont montré que le refroidissement du magma peut produire

des taux de déformation importants supérieurs à de la tectonique, et déclencher des événements sismiques. De plus, la solidification des dikes peut être discontinue (suivant les segments du dike), et être ainsi à l'origine d'épisodes intenses d'activité sismique (Taisne et Tait, 2011 ; Chanceaux et Menand, 2016). L'activité sismique au niveau de Cerberus Fossae étant assez régulière et localisée sur une petite zone, il se pourrait qu'elle soit déclenchée par une section de dikes en train de se refroidir, située au centre du système.

Nous pouvons par ailleurs décrire la décroissance de la sismicité sur Cerberus Fossae à l'aide d'un modèle simple, tel que :

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-t/\tau}, \quad (\text{V.1})$$

où N est la sismicité au temps t , N_0 est la sismicité initiale et τ un temps caractéristique de décroissance de la sismicité.

Pour obtenir une sismicité moyenne N_{moy} sur une période donnée, on l'intègre entre le début de l'activité sismique (à $t = 0$) et aujourd'hui, soit après un temps durant lequel la sismicité moyenne a été estimée (à $t = T$). Ce qui donne :

$$N_{\text{moy}} = N_0 \cdot \frac{\tau}{T} \cdot (1 - e^{-T/\tau}), \quad (\text{V.2})$$

et la sismicité actuelle est :

$$N_{\text{today}} = N_0 \cdot e^{-T/\tau}. \quad (\text{V.3})$$

Nous pouvons utiliser le début et la fin des phases d'activité sur Cerberus Fossae, où la dernière mise en place suggérée des dikes sous les fossés se situe entre 2 Ma (Berman et Hartmann, 2002 ; Vaucher et al., 2009 ; Hauber et al., 2011), et 222 ka (Horvath et al., 2021). Ensuite, l'activité n'est plus alimentée et commence à décroître. Ainsi, en prenant $\tau \simeq 2 \cdot 0.2 = 1.8$ Ma et $T \simeq 2$ Ma, et en supposant qu'il n'y a pas eu de variations de l'intensité de l'activité durant cette période, la sismicité actuelle vaudrait environ 50% de la sismicité moyenne sur cette période. Elle serait également un peu plus élevée si l'on considère que les dikes sont encore en phase de refroidissement et de solidification. Bien entendu, il s'agit d'ordres de grandeur qui se basent sur des estimations d'âges assez larges.

Il est certain qu'une sismicité indétectable a lieu durant les ~ 16 heures quotidiennes de bruit, et la sismicité extrapolée serait alors multipliée par ~ 4 , soit une quarantaine d'événements LF/BB déclenchés par an sur Cerberus Fossae. De plus, nous ne parlons ici que des événements LF/BB localisés sur Cerberus Fossae, sans pouvoir considérer les événements hautes fréquences du catalogue (non localisés), ni les LF/BB de qualité C/D, qui pourraient ajouter un nombre conséquent de séismes sur le système. En reprenant les relations précédentes, équations V.3 et V.2, et une sismicité actuelle N_{today} de ~ 40 séismes par an sur Cerberus Fossae, on peut l'extrapoler à ~ 80 séismes par an en moyenne sur les deux derniers millions d'années. Dans notre cas, les LF/BB détectés sur le système de failles sont de magnitudes 2.5-4, et avec une b-value autour de 2 (voir Chapitre II), ce qui correspond dans Taylor et al. (2013), à ~ 1 -1000 événements déclenchés par an, pour des magnitudes allant de 1 à 8 et avec une b-value de 1. L'activité sismique moyenne de Cerberus Fossae de 80 événements sismiques par an, est donc bien moins intense que ce que le modèle de Taylor et al. (2013) prédisait, d'au moins trois ordres de grandeur, particulièrement pour des événements de magnitudes supérieures à 3. Ceci appuie l'hypothèse qu'une part non négligeable de la sismicité, principalement de faibles magnitudes, n'est pas détectée par InSight, et que les estimations de magnitudes très élevées (supérieures à 5) ne correspondent pas au contexte sismo-tectonique de Cerberus Fossae.

Certains événements LF de petite amplitude, de longue durée et avec des signaux spectraux particuliers (par exemple, S0189a ou S0105a), ont été identifiés par Kedar et al. (2021) comme de potentiels séismes lents (ou "*long period*", LP). Nous avons également montré dans le Chapitre II (Figure II.10.b) que la b-value après trois ans d'enregistrements sismiques convergeait vers des valeurs de 1-2 pour les LF/BB (et 3 pour les petits séismes), impliquant des taux de déformation

faibles (Sasajima et Ito, 2016; Banerdt et al., 2020) et en accord avec une sismicité lente. Les séismes lents sont observés sur Terre dans des contextes volcaniques avec des circulations de fluides en profondeur, au-dessus et en-dessous du Moho (par exemple, Aso et al., 2013; Chouet et Matoza, 2013), et peuvent se situer à plusieurs dizaines/centaines de kilomètres de volcans dormants (Aso et al., 2013). Ils s'opposent aux séismes "rapides", déclenchés par de la tectonique dans la croûte cassante et aux frontières de plaques sur Terre. L'existence de ces marsquakes lents, si elle est avérée, pourrait impliquer qu'une source sismique par volcanisme existe, mais il faudrait que le flux de magma soit très important pour générer une telle sismicité (Kedar et al., 2021).

Il n'y a par ailleurs pas de preuve directe (à partir des données de gravimétrie) qu'un panache mantellique existe sous Elysium Mons. Mais une anomalie positive de Bouguer de ~ 100 mGal (environ -100 mGal sur les terrains autour) est visible à ~ 50 km au sud de Cerberus Fossae (Figure V.4) peut-être témoignant d'une masse de croûte moins dense, par exemple d'origine magmatique. Les observations de laves (Chapitre II, par exemple Vaucher et al., 2009; Cassanelli et Head, 2018) montrent que les fissures de Cerberus Fossae ont facilité l'écoulement du magma et de fluides vers la surface, et il est possible qu'il en soit de même en profondeur, soit sous la forme d'une chambre magmatique, soit sous la forme de dikes (Kedar et al., 2021). L'hypothèse d'une activité volcanique profonde n'est donc pas confirmée, mais il faudrait extrapoler l'activité sismique réelle des événements lents, en considérant les marges d'erreurs de localisation, de seuil de distance/magnitude, d'heures de détection, etc.

En résumé, nous supposons que l'activité sismique d'Elysium Planitia est de nature principalement volcano-tectonique et Cerberus Fossae en est la source principale. Mais les contraintes extensives régionales résultant des charges induites par les volcans sur la lithosphère jouent également un rôle, soit dans la génération de faiblesses crustales, soit dans leur réactivation. Il est difficile d'établir la contribution réelle de chaque processus, qui sont finalement interdépendants, car l'activité volcanique de la région est très récente, et a un effet direct à la fois sur les dikes (et donc sur la sismicité sous Cerberus Fossae), et sur les déformations régionales.

Par ailleurs, nous avons également évoqué d'autres mécanismes possibles sismogènes, tels que la circulation de fluides. Bien que cette hypothèse soit plausible dans un contexte volcanique, peu de preuves convergent sur l'existence d'un flux magmatique suffisamment important pour déclencher des événements sismiques. La contraction planétaire semble en tous les cas ne pas être le moteur principal de la sismicité d'Elysium Planitia, mais pourrait s'ajouter aux contraintes régionales et contribuer dans une moindre mesure à activer/réactiver des fractures.

2.3 Activité dans les autres régions

Il n'est pas surprenant que l'activité sismique enregistrée par InSight soit concentrée principalement dans Elysium Planitia compte tenu des âges très jeunes des unités géologiques de cette province formées par des processus sismogènes. Ainsi, en 2018 pendant mon stage de M2, avant l'arrivée d'InSight, nous avons identifié Cerberus Fossae comme candidat principal à l'origine de l'activité sismique car, en plus de sa taille et du fait que le système recoupe des laves très jeunes, ses traces en surface sont bien marquées, peu érodées, très peu cratérisées (voir Chapitre III, Figure III.2). Il était ainsi très probable qu'il s'agisse d'une des structures les plus récentes de Mars, et qu'elle soit encore en activité. En observant le reste de la surface de la planète, très peu de structures comparables sont identifiées, avec des traces aussi fraîches.

Il existe quelques régions qui possèdent des terrains amazoniens (1 Ga à quelques centaines de Ma, Tanaka et al., 2014), telles qu'Arcadia et Amazonis Planitia, mais celles-ci ne présentent aucune structure ou fossae remarquables. Les régions autour d'Olympus Mons et Alba Patera dans Tharsis (datés de moins de 600 Ma, Anderson et al., 2001; Tanaka et al., 2014; Bouley et al., 2018, et voir Figure V.3 pour les localisations) comportent une grande densité de fissures et failles. Les systèmes de fossae qui recouper ces terrains seraient donc plus jeunes, formés et/ou

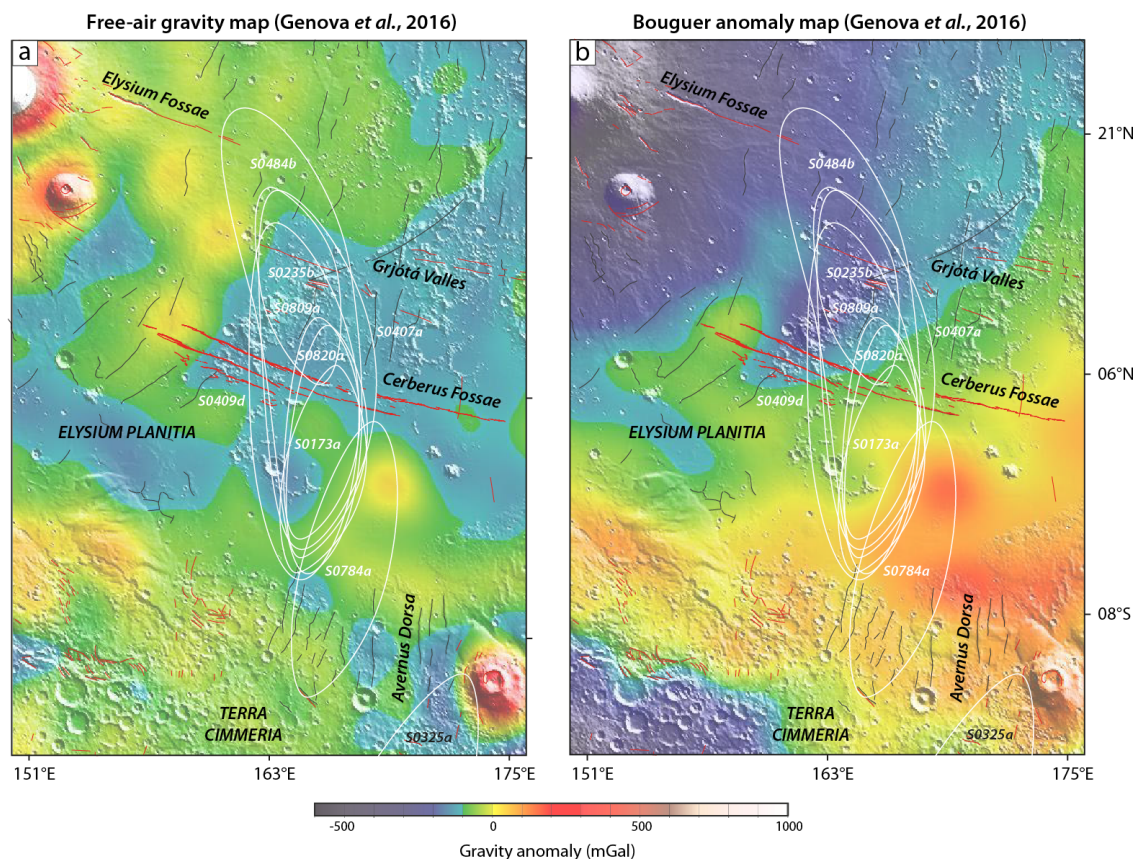


FIGURE V.4. Cartes des données gravimétriques d'Elysium Planitia, d'après Genova et al. (2016). a) Carte de l'anomalie à l'air libre, b) carte de l'anomalie de Bouguer, les deux sont superposées à la topographie MOLA. Les valeurs vont de -500 mGal (bleu foncé) à 1000 mGal (blanc). Les ellipsoïdes des événements du Chapitre IV sont en blanc (d'après Clinton et al., 2021; Drilleau et al., [under reviews](#)), les structures compressives en noir et extensives en rouge (d'après Knappmeyer et al., 2006). Cette Figure est également disponible en Annexes 2.3, et dans Jacob et al. ([under reviews](#)).

actifs il y a moins de 600 Ma. Cette chronologie relative place une limite temporelle supérieure peu précise de l'activité dans ces régions. Mais, sur toute la surface de Mars, en plus d'Elysium Planitia, il est plus probable que les terrains autour de Tharsis puissent englober des structures potentiellement plus récentes.

Trois exemples de fossae d'Elysium Planitia et de la province de Tharsis montrant des traces en surface assez similaires à ce que l'on peut observer le long de Cerberus Fossae, sont représentés sur la Figure V.5 (et voir Figure V.3 pour leur localisation).

Parmi eux, le système de Grjotá Valles (Figure V.5.a), que nous avons déjà présenté dans les chapitres précédents, est très certainement le plus jeune car contemporain à la formation de Cerberus Fossae (Vaucher et al., 2009; Brown et Roberts, 2019). Les traces de Grjotá Valles sont peu érodées et recoupent toutes les unités géologiques voisines, sont composées de nombreux segments de failles, et des traces de chutes de blocs ont été identifiées sur les pentes des fossés (Brown et Roberts, 2019).

Memnonia Fossae (Figure V.5.b) recoupe des terrains très anciens, datés du Noachien au centre et à l'ouest (~ 4 Ga, Tanaka et al., 2014; Bouley et al., 2018), et quelques terrains amazoniens (3-1 Ga) à son extrémité nord-est (Wilson et Head, 2002; Tanaka et al., 2014; Bouley et al., 2018; Anderson et al., 2019). Plus précisément, au niveau de la Figure V.5.b, l'âge le plus récent des terrains est supposé de ~ 1 Ga (milieu de l'Amazonien, Anderson et al.,

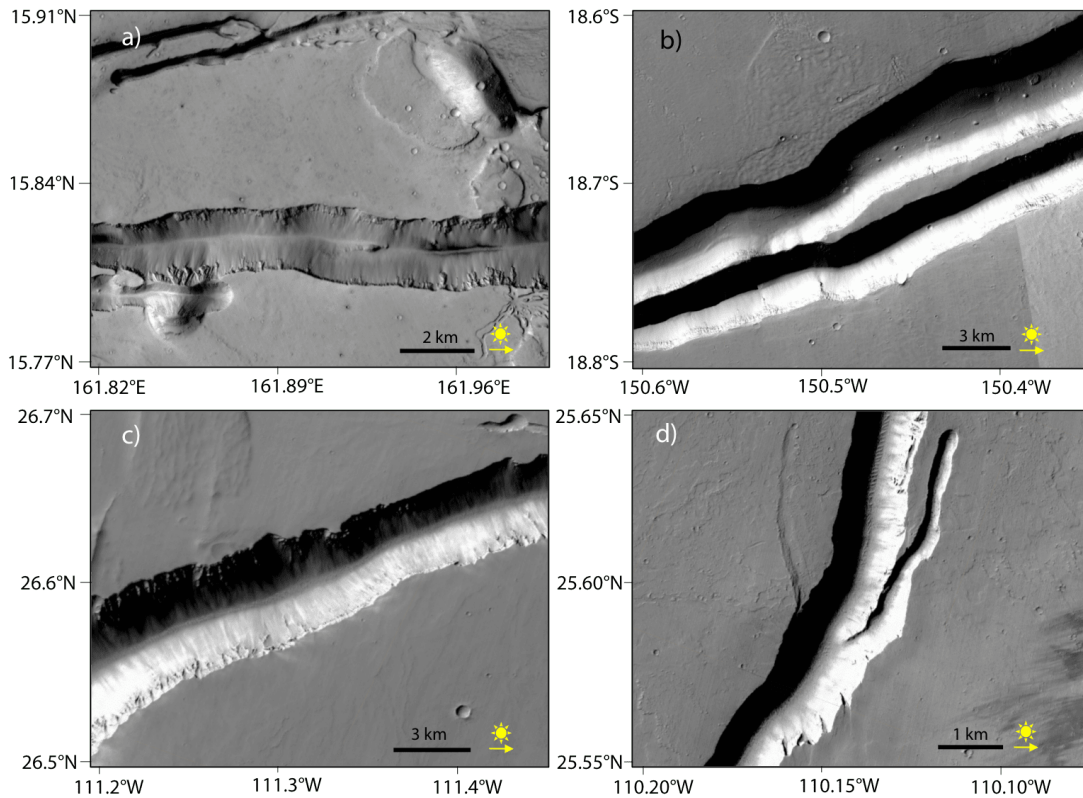


FIGURE V.5. Images CTX (Malin et al., 2007) de différentes sections de fossae. a) Partie occidentale du système de Grjotá Valles (à l'est d'Elysium Mons), b) fossés est de Memnonia Fossae (au sud-est d'Olympus Mons et de Tharsis), c) fossés ouest et d) est d'Olympica Fossae (au sud d'Alba Patera). Les localisations de chaque image sont représentées par des points roses sur la Figure V.3.

2019) ce qui ne permet pas de décrire une activité suffisamment récente des fossés. Cependant, ceux-ci sont constitués par plusieurs fractures sub-parallèles de tailles importantes (plus de 1000 km de long chacune, parallèles au système de Sirenum), présentant de la segmentation, et la morphologie générale du système ressemble à celle de Cerberus Fossae.

Les fractures d'Olympica Fossae (Figure V.5.c et d) sont datées à l'Amazonien supérieur, de moins de 600 Ma (Tanaka et al., 2014 ; Bouley et al., 2018), et d'autres estimations de datation de cratères placent un âge plus récent, entre 90 et 200 Ma (Hargitai et Gulick, 2018). Olympica recoupe en outre toutes les structures géologiques de la zone et aurait été formée par une combinaison de processus tectoniques et volcaniques (Hargitai et Gulick, 2018). Ses traces sont cependant petites (300-500 km) et très sinueuses, avec des changements d'azimut très marqués de plus de 60°, interprétés comme des canaux tressés/anastomosés témoignant de la succession de processus de drainage et de débordement de laves sur le système (Hargitai et Gulick, 2018).

Il existe d'autres fossae sur Mars qui pourraient être présentés et avec quelques caractéristiques similaires à Cerberus Fossae. Nous pouvons par exemple, citer Sirenum Fossae (au sud-ouest de Tharsis), ou Tantalus (au nord-est de Tharsis), ou encore Hyblaeus (à l'ouest d'Elysium dans Utopia Planitia), etc. En revanche, mis à part les systèmes situés dans Elysium Planitia tels que Grjotá Valles, aucune structure recoupant à la fois des terrains jeunes et présentant des traces aussi fraîches que celles de Cerberus Fossae n'est visible. Ceci n'implique pas nécessairement qu'il n'existe aucune autre structure active, mais une étude morphologique et géologique plus poussée est nécessaire pour analyser d'autres candidats.

Enfin, deux événements supposés LF/BB, S0976a et S1000a de M_w supérieures à 4 ont été localisés dans la région de Tharsis et Valles Marineris (voir Chapitre II). L'observation de chutes

de blocs et glissements de terrain récents dans Valles Marineris, identifiés par Kumar et al. (2019) pourrait confirmer une activité sismique récente. Néanmoins, il n’y a pas de fossae ou structures particulières qui paraissent suffisamment récentes dans la vallée, et les terrains datent principalement de l’Hespérien (Anderson et al., 2001 ; Andrews-Hanna, 2012 ; Bouley et al., 2018). À l’heure actuelle, nous ne pouvons décrire l’origine de cette sismicité, s’il s’agit bien d’une activité sismique tectonique, ou d’où elle provient précisément. Nous ne pouvons en outre définir si elle est similaire à l’activité volcano-tectonique déduite dans Elysium Planitia, et si elle n’est pas dominée par la contraction planétaire, par exemple. Quoiqu’il en soit, ces dernières observations sont encourageantes pour appuyer le fait que l’hémisphère de Tharsis pourrait effectivement être le lieu d’une activité récente.

Pour terminer, il est délicat de proposer avec certitude une interprétation de l’activité martienne à l’échelle globale, car son existence même n’est pas confirmée par les observations d’InSight en l’état, et est limitée par la configuration actuelle d’une unique station sismique. On peut cela dit, supposer qu’une activité sismique distante existerait, et qu’une part importante de petits séismes, détectés ou non, seraient générés ailleurs que dans les environs de Cerberus Fossae.

En dehors d’Elysium Planitia dont l’activité est confirmée et caractérisée, les observations suggèrent qu’il est probable que Mars soit effectivement active du point de vue sismique, et que l’activité tectonique résulterait de processus volcaniques et thermiques principalement. Il n’y a pas de preuves d’une activité volcanique actuelle sur la surface de Mars, mais il est très probable qu’il y ait des déformations liées à la propagation ou à la solidification de dikes à quelques kilomètres de profondeur, à plusieurs milliers de kilomètres autour des volcans majeurs. Qu’ils soient solidifiés depuis des millions d’années ou en cours de refroidissement, les dikes sont associés à des fractures et donc des faiblesses mécaniques. En outre, bien que la contraction planétaire ne semble pas jouer un rôle majeur dans la sismicité, elle contribue en surface aux contraintes régionales et globales, plus profondes. Elle pourrait ainsi aider à déclencher une sismicité sur les failles déjà existantes, en compression au niveau des volcans, et en extension dans les régions voisines.

Conclusion

La mission InSight a apporté de nouvelles clés dans la compréhension de Mars et de son activité actuelle et passée. Grâce à l'effort des scientifiques, des découvertes majeures ont été faites et des perspectives intéressantes se profilent.

À partir de l'analyse des signaux sismiques d'InSight, l'intérieur martien a été sondé depuis sa croûte jusqu'à son noyau pour la première fois. Plus de 1000 marsquakes et des milliers d'événements non sismiques (chutes de pression et dust devils, artéfacts instrumentaux, etc.) ont été détectés par SEIS en trois ans. Auparavant, la contraction planétaire était désignée comme le moteur principal de l'activité de Mars, alors que l'hypothèse d'une tectonique des plaques n'a jamais été confirmée. Pourtant, les analyses des caractéristiques de certains événements sismiques et la compréhension des mécanismes à leur origine indiquent qu'il existe un autre type d'activité, qui n'est peut-être pas ou peu gouvernée par le refroidissement global planétaire.

Dans ce travail de thèse nous nous sommes ainsi intéressés à l'étude des sources sismiques proches du site d'atterrissage d'InSight dans la région d'Elysium Planitia. Nous avons pu détailler certains aspects des processus que nous pensons être à l'origine de cette sismicité régionale.

La majorité des grands séismes enregistrés par InSight ont été localisés sur le système de Cerberus Fossae. Dans Perrin, Jacob et al., 2022 (Chapitre III), nous avons décrit la segmentation des fossés, présenté les structures particulières, et avons mesuré les largeurs et rejets tout le long du système de Cerberus Fossae. Ces observations nous ont permis de le définir comme un système de grabens se développant à l'aplomb de dikes volcaniques situés en profondeur. Nous avons en outre proposé une direction de propagation du système sur le long-terme (d'ouest en est) et identifié des zones qui concentreraient préférentiellement les contraintes, c'est-à-dire dans les zones entre les segments et au niveau des terminaisons est (*i.e.* les plus récentes) des fossés principaux.

Nous avons ensuite développé une méthode d'inversion des tenseurs de moments sismiques pour neuf événements sismiques tectoniques d'Elysium Planitia, dans Jacob et al. ([under reviews](#)) (Chapitre IV). Nos solutions pour sept marsquakes parmi les neufs analysés, montrent des géométries compatibles avec celles des fossés de Cerberus Fossae, à une quinzaine et trentaine de kilomètres de profondeur. Ils présentent un mouvement extensif, en accord avec les failles normales du système. Deux événements plus lointains sont peut-être reliés à des processus compressifs et à des failles enfouies proches de la dichotomie martienne. Nous avons conclu que la majorité des marsquakes ont été certainement déclenchés par une activité volcano-tectonique sur Cerberus Fossae, et que les mouvements sismiques seraient reliés à la propagation et la solidification des dikes volcaniques depuis Elysium Mons.

À partir du catalogue d'événements sismiques d'InSight, nous avons établi que l'activité sismique est d'intensité modérée, et correspond à une activité d'intraplaque, comparable à des contextes terrestres de tectonique lente ou de volcanisme et de circulation de fluides en profondeur. Les résultats montrés dans cette thèse, ainsi que ceux obtenus par la communauté, suggèrent qu'une activité volcano-tectonique est dominante dans Elysium Planitia (et peut-être plus loin) et Cerberus Fossae serait la source sismique principale de la région et de la mission. Nous supposons que la tectonique martienne, en l'absence de tectonique des plaques, s'apparente alors à une activité mécanique, activée ou réactivée par des mouvements profonds au niveau des grands systèmes tels que Cerberus Fossae. Il n'y a pas de preuves d'une activité volcanique plus

récente que plusieurs centaines de milliers d'années en surface, mais il est très probable qu'il y ait des déformations liées à la propagation ou à la solidification de dikes sous la surface. Enfin, en s'appuyant également sur les cartes de contraintes globales, nous avons observé que les contraintes compressives étaient concentrées sur les dômes volcaniques et que les contraintes extensives sont réparties dans les plaines distantes des volcans. La charge conséquente résultant de l'édification des volcans, jusqu'à leur mise en place définitive, aurait alors engendré une flexure lithosphérique, à l'origine d'une accommodation de la déformation par de l'extension lointaine, et de l'ouverture des fossae. Ainsi, deux processus coexistent à la surface de Mars, combinant l'action de la contraction planétaire par refroidissement, et la flexure, compressive-extensive, reliée au poids des volcans. Mais nous n'avons pas d'informations supplémentaires pour décrire la contribution de chaque processus, ni s'il y a un mécanisme dominant.

Il reste cependant beaucoup d'incertitudes à lever et des connaissances à établir. Une première interrogation demeure sur le fait que la sismicité est très localisée, sur Cerberus Fossae, alors qu'un très grand nombre de structures sont visibles partout à la surface de Mars. Deux événements récents ont tout de même été détectés dans la région de Valles Marineris mais aucune analyse sismo-tectonique n'a été faite et des analyses sont en cours pour valider une origine tectonique plutôt qu'une origine météoritique. Cette absence de séismes lointains ne peut pas uniquement être expliquée par les seuils de détection de SEIS, par la zone d'ombre sismique due au noyau martien, ou par les incertitudes de localisation des épicesentres. Mais nous n'avons pour l'instant pas suffisamment de recul pour interpréter ce phénomène. Une autre problématique se pose avec les séismes plus petits, de hautes fréquences, HF, VF et 2.4 Hz (et SF, très peu contraints). Ceux-ci représentent plus de 90% des événements détectés, mais ils ne sont pas localisés, et par conséquent leur origine exacte n'est pas connue. De plus, nous n'avons jamais pu clairement observer des ondes de surface dans l'ensemble du catalogue sismique qui complexifient l'évaluation de la profondeur des marsquakes. Il s'agit d'ailleurs d'un paramètre assez peu contraint, et seule une dizaine de séismes LF/BB ont été estimés entre 20 et 40 km de profondeur, c'est-à-dire à des profondeurs élevées proches du Moho.

Comme la mission InSight devrait s'arrêter définitivement durant l'année 2022, il est incertain que de nouvelles détectations puissent être faites d'ici là, et si par chance il y en aurait, il serait peu probable qu'elles puissent résoudre ces problématiques. Mais quoiqu'il en soit, des perspectives ont émergé à l'issue de ces trois ans de mission qui seraient à considérer pour investiguer plus loin, et/ou dans le cas où de nouveaux projets sismologiques martiens voient le jour.

En effet, la plupart des difficultés d'analyse et d'interprétation des enregistrements sismiques sont liées au fait qu'il n'y a qu'un seul sismomètre sur Mars. L'ajout d'une ou de plusieurs stations sismiques à la surface de la planète permettrait de lever un grand nombre de ces interrogations. Tout d'abord un modèle interne serait contraint pour chaque station sismique à plusieurs localisations, notamment la structure de la croûte qui est un paramètre clé dans l'analyse sismologique. En plus, avec une triangulation de plusieurs stations sismiques, les incertitudes de localisations des épicesentres seraient bien plus réduites. En connaissant mieux le profil de vitesses sismiques et la localisation, les estimations de profondeurs hypocentrales seraient aussi plus précises.

Il serait intéressant de choisir un site d'atterrissage vers l'hémisphère de Tharsis, afin non seulement de contourner la zone d'ombre sismique liée à la taille conséquente du noyau martien (voir la zone d'ombre grisée sur la Figure V.6), mais également pour enregistrer l'activité sismique plus lointaine, notamment celle récemment identifiée dans Valles Marineris ou peut-être même ailleurs. Mais les contraintes techniques et d'ingénierie sont multiples car les terrains martiens sont difficiles d'accès, pentus, cratérisés, avec une altitude élevée, et il faut également prendre en compte la latitude, afin de garder une température plus stable et un ensoleillement constant des panneaux solaires. La plupart des missions martiennes qui ont réussi à atterrir à la surface de la planète sont ainsi principalement situées dans l'hémisphère nord, sur des terrains lisses et à de faibles latitudes (voir les triangles roses sur la Figure V.6). Une localisation envisageable

pour une future mission sismologique devrait donc se situer au niveau de l'Équateur martien, dans la région d'Amazonis Planitia par exemple, ou proche des sites d'atterrissage de Viking 1, Pathfinder ou Opportunity afin de s'approcher de Valles Marineris.

Cela dit, même sans mission sismologique de remplacement, il n'est pas exclu que de nouveaux résultats soient mis en avant dans les prochaines années, à l'instar de la Lune, dont l'étude géophysique a débuté dans les années 1960-70 et a continué jusqu'à aujourd'hui. Ceci a entre autres été rendu possible grâce au développement des méthodes d'analyse et à la mise à disposition des données dans le domaine public.

Outre le déploiement de nouveaux sismomètres sur Mars, un suivi temporel plus fin à partir de l'imagerie satellitaire (par exemple CTX ou HiRISE) serait particulièrement pertinent pour identifier des chutes de blocs ou glissements de terrain, entre autres, en surface, qui témoignent des vibrations internes. Des données gravimétriques avec une résolution plus fine seraient également très appréciables pour sonder la subsurface et les contraintes plus localement.

Enfin, les analyses morphologiques que nous avons faites sur Cerberus Fossae pourraient être étendues à d'autres structures géologiques d'intérêt (par exemple Grjotá Valles ou Elysium Fossae). De même, les mécanismes au foyer que nous avons inversés pour neuf marsquakes pourraient être calculés pour l'ensemble des séismes tectoniques d'InSight localisés. En outre, si les paramètres d'atténuation sismique, de localisations, de profondeurs, de modèles de vitesses, etc., sont mieux contraints dans le futur, il sera possible de réactualiser nos résultats. Ceci serait dans le but final d'avoir une analyse systématique sismo-tectonique complète d'Elysium Planitia.

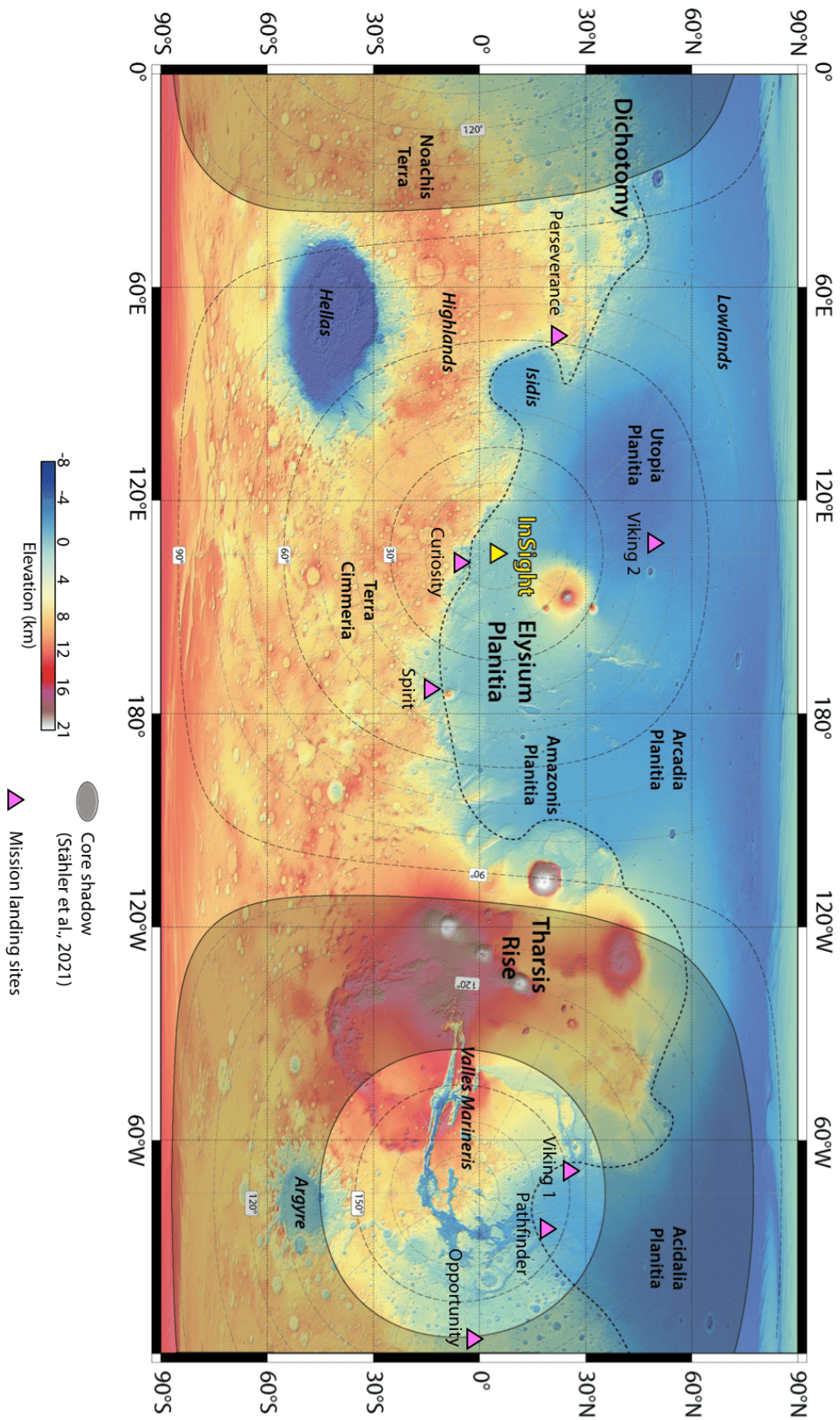


FIGURE V.6. Carte des localisations des missions martiennes. Le fond de carte est réalisé à partir des données d'élévation MOLA (Smith et al., 2001). La zone grisée correspond à la zone d'ombre sismique du noyau calculée dans Stähler et al. (2021). Les missions martiennes qui ont réussi à atterrir sont représentées par les triangles roses et Insight par le triangle jaune.

Annexe A

Annexes Chapitre III

1	Cerberus Fossae segmentation	137
1.1	Fossa G1	137
1.2	Fossa G2	139
1.3	Fossa G3	141
1.4	Fossa G4	143
1.5	Fossa G5	144
2	Topographic profiles	145
2.1	Fossa G1	145
2.2	Fossa G2	146
2.3	Fossae G3 and G5	147
2.4	Fossa G4	148

Ces Annexes sont un complément au Chapitre III. Dans la Section 1, nous détaillons la segmentation des fossés G1 à G5. Puis les Figures supplémentaires de profils topographiques pour les fossés G1 à G5 (en complément de la Figure III.5) sont représentés dans la Section 2.

1 Cerberus Fossae segmentation

1.1 Fossa G1

G1 is about 520 km long and divided into six major colinear segments of 75 to 120 km in length. Major segment 1 is a short segment which corresponds to the NW tip of the Cerberus Fossae system. It is divided into four secondary segments (1a to 1d) of ~ 20 km long on average, separated by right-stepping jogs < 3 km wide. Major segment 2 is isolated from segment 1 by a > 4 km wide step-over. Major segments 1 and 2 are connected through an oblique fault section that we consider as a splay fault of major segment 2 (secondary segment 2a). This section is oblique by $\sim 10^\circ$ compared to the main direction of major segments 1 and 2.

Major segment 2 is thus divided into three secondary segments (2a, 2b and 2c) of 37 km long on average. Secondary segments 2a and 2b are connected through a small jog where the azimuth changes ($\sim 10^\circ$). Secondary segments 2b and 2c are well connected and are overlapping through a left-stepping jog. It is possible to observe tertiary segments in segment 2a (*i.e.*, 2a₁, 2a₂ and 2a₃). They are 10 km long and separated by < 1 km right-stepping jogs.

Segment 3 is connected to segment 2 through a complex 10 km wide zone where sub-parallel secondary faults are observed, associated with a local change in the azimuth ($\sim 9^\circ$). Both segments are overlapping over a distance of 25 km. Four secondary segments are visible along major segment 3 (*i.e.*, 3a to 3d), but the location of their tips is uncertain since they are well connected

G1 fault segmentation

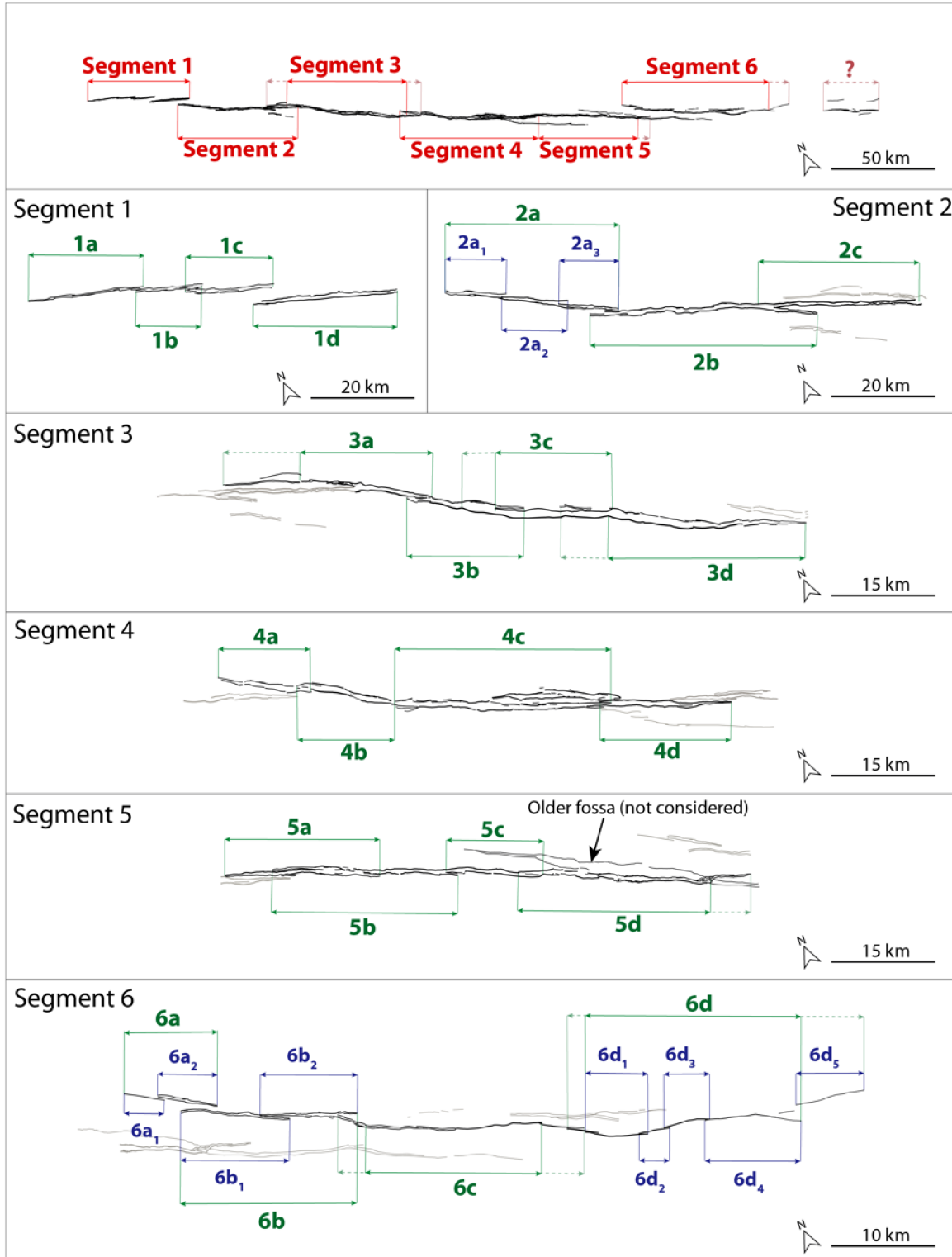
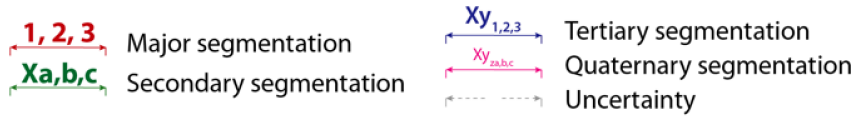


FIGURE A.1. Fault traces of G1 of Cerberus Fossae and its associated segmentation (see G4 in Figure III.3). The trace lines thickness is related to its surface expression : the thicker is the line, the more evolved and well-established is the scarp. A closer view of the sub-segments in each major segment is shown. Grey traces depict the neighbor major segments, or unconsidered fossa parts. Up to four orders of segmentation have been identified. The major segments are indicated in red, the secondary segments in green, the tertiary segments in blue and the quaternary segments in magenta, and uncertainties are in dotted arrows. The detailed description of the segmentation is in Supplementary Text A.

to each other. Still, it is possible to highlight trends inside the widened fossa. Thus, as for major segments 1 and 2, secondary segment 3a makes the connection between major segments 2 and 3 and is slightly oblique to the main fossa trend. Secondary segments 3a and 3b are well connected through a right-lateral jog and segment 3b is slightly oblique compared to the main fossa strike ($\sim 7^\circ$). This obliquity allows its eastern boundary with secondary segment 3c to be highlighted. A change of azimuth ($\sim 10^\circ$) and possibly a small, well connected, jog are then observed between secondary segments 3c and 3d. A small change in the azimuth is observed at the eastern tip of secondary segment 3d, possibly due to the connection with major segment 4.

Major segments 3 and 4 are separated by a left-stepping jog of 3 km wide and an 8° change in the fossa strike. Four secondary segments (4a to 4d) are identified into major segment 4. They are ~ 26 km long on average. Secondary segments 4a and 4b are separated by a left-stepping jog; 4b and 4c are well connected but a slight bend of $\sim 10^\circ$ is observed. Secondary segment 4c could be considered to be two secondary segments but it is hard to distinguish them since the fossa morphology does not show discontinuities, with the exception of a sub-parallel fossa in the north. This secondary structure seems to connect at the eastern tip of secondary segment 4c, where a small jog is also observed in the main fossa trace. This zone corresponds to the transition between secondary segments 4c and 4d.

The transition between major segments 4 and 5 is formed by a series of sub-parallel narrow fossae that are overlapping in a 12 km long and 3 km wide (total) zone. Secondary segment 5a marks this transition and overlaps with secondary segment 5b over almost half of its length. They are < 1 km apart before merging in a wider fossa toward the East. Still the eastern tip of secondary segment 5a is distinguishable when both segments separate. A small change in the fossa strike ($\sim 13^\circ$) is observed between secondary segments 5b and 5c, associated with a small (< 1 km) left stepping jog. We consider the rest of the major segment as part of secondary segment 5d, since the fossa is so wide that is hard to distinguish clear structural discontinuities. The eastern tip of segment 5c shows a left-stepping jog of 1 km wide, which seems to have reactivated an older fossa structure. This wide shallow fossa, labeled segment 9.1 in Vetterlein et Roberts (2010), is not considered in this study since its trace is less clear in the ground surface (older?) and cross-cut by the current fossa (segment 5d and see Figure III.2.a in the main text).

A large step-over of 5 to 8.5 km wide is separating major segments 5 and 6. Major segment 6 is ~ 125 km long, and its width is much narrower than the other major segments (*i.e.*, segment 6 would correspond to a less evolved fossa). Thus, it is possible to distinguish up to three scales of segmentation. Secondary segments 6a and 6b are separated by a 1.5 km wide right-stepping jog associated with a change in the fossa strike (10°). Secondary segment 6a might correspond to a splay fault of major segment 6. Two tertiary segments are observed along secondary segments 6a and 6b, both separated by small left-stepping jogs. Secondary segments 6b and 6c are well connected through a two successive bends of 20° . A similar structure, associated with smaller scale fault segments, is observed between secondary segments 6c and 6d. Small left- and right-stepping jogs of < 300 m wide separate tertiary segments of secondary segment 6d (*i.e.*, 6d₁ to 6d₅). The eastern tip of major segment 6 bends and is associated with secondary splay faults that form a fan shape toward the east (20°).

A small segment is situated in the eastern continuity of fossa G1, but 25 km away (labeled ‘?’ on top panel of Figure A.1). We do not consider this segment as part of G1, but it might correspond to a new fault segment of G1 (*i.e.* recent volcanic activity, Horvath et al., 2021; Moitra et al., 2021), indicating the eastward direction of long-term propagation of the deformation.

1.2 Fossa G2

G2 is ~ 610 km long, divided into four or five major segments. The uncertainty concerns major segment 1, which we consider as part of the fossa system, even if it is a short segment (~ 60 km) isolated from major segment 2 (underlap of 12 km long and 12 km wide). Its narrow

G2 fault segmentation

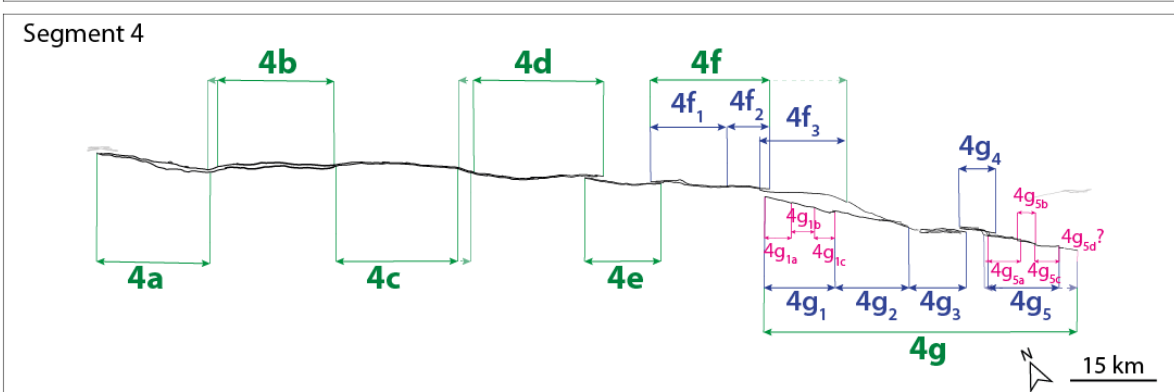
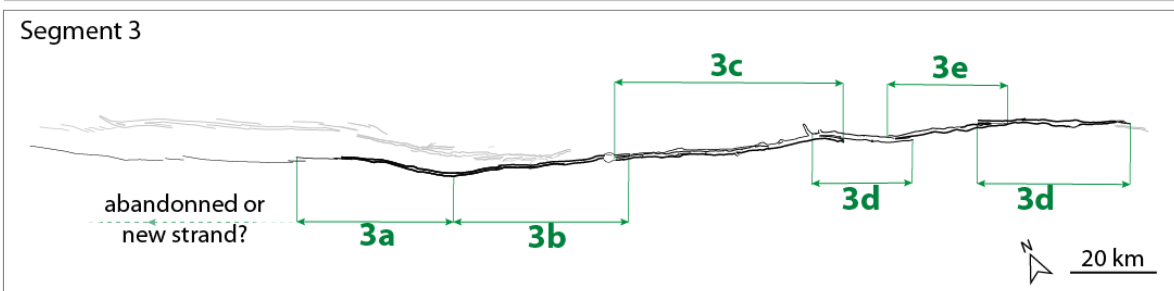
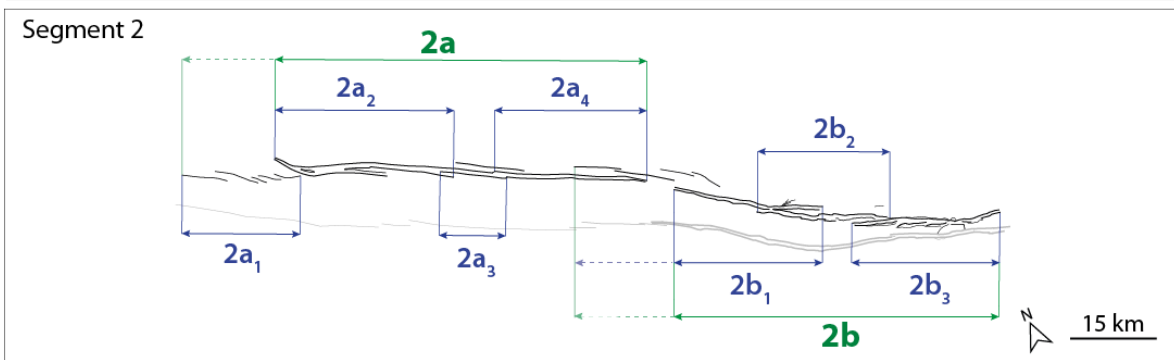
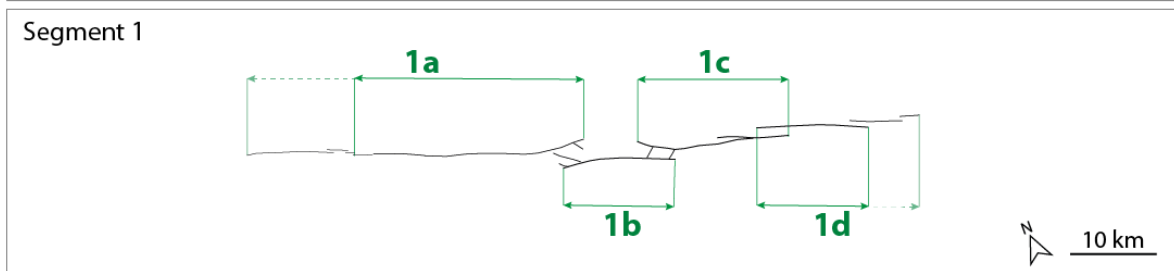
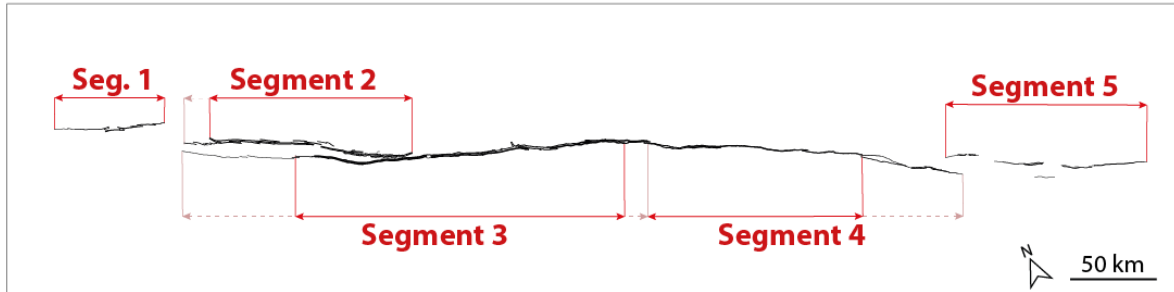
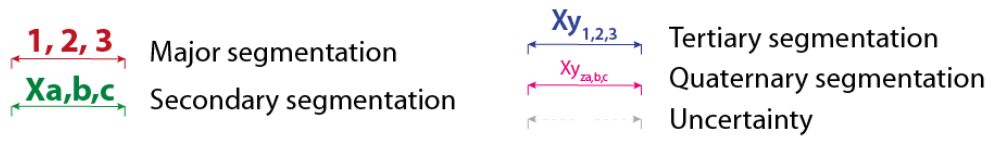


FIGURE A.2. Fault traces of G2 of Cerberus Fossae and its associated segmentation (see G4 in Figure III.3). The legend and colors used are the same as for Figure A.1. The detailed description of the segmentation is in Supplementary Text A.

trace is segmented into four secondary segments (1a to 1d), separated by right- and left-stepping jogs of ~ 1 km wide.

Major segment 2 is the main northern branch of fossa G2. Major segment 2 is ~ 125 km long and composed of two secondary segments (2a and 2b), separated by a small gap in the main fossa trace (4 km) where small secondary faults associated with a small bend of the fossa trace (10°) are observed. Secondary segments 2a and 2b are divided into four and three tertiary segments, respectively. Tertiary segment 2a₁ corresponds to the western tip of major segment 2 and is formed by small left-stepping en-*é*chelon fractures. Tertiary segments 2a₂, 2a₃ and 2a₄ are fairly well connected via left-stepping jogs, that are distinguishable on each of the fossa shoulders. Tertiary segments 2b₁, 2b₂ and 2b₃ are overlapping and have begun to connect each other through right-stepping jogs. Major segment 2 is oblique to major segment 3 and to the main fossa G2 trace (15°). They are separated by a small step-over of 1.5 km wide.

Major segment 3 is 160 to 200 km long. Its trace could be longer since a shallow discontinuous trace is sub-parallel to major segment 2 and is continuing to the West. This strand might correspond either to an ancient structure that was active before the main activity ‘jumped’ and concentrated on major segment 2, or it shows the southern migration of the deformation from major segment 2. In either case, we do not consider this minor strand in the segmentation, since it is sub-parallel to major segment 2 (not colinear) and its trace is difficult to analyze. The main trace of major segment 3 is divided into six secondary segments (3a to 3f) separated either by bends of $15\text{-}20^\circ$ or by small well-connected step-overs.

The boundary between major segment 3 and major segment 4 cannot be clearly delineated. We based our choices on two main observations : i) the average strike of the fossa, since major segment 3 strikes $N105^\circ E$ over 150 km before slightly changing to $N115^\circ E$ along major segment 4 and the eastern part of the fossa (>200 km long) ; ii) the width of the fossa decreases significantly along major segment 4 and the eastern part of the fossa. Also, a small step over of 1.5 km wide is observed at the transition between both major segments. Major segment 4 is 135 to 180 km long. Its width decreases progressively toward the East, allowing small scale segmentation in the less evolved part of the fossa to be observed. It is divided into 7 secondary segments which are connected through bends (4a-4b, 4b-4c, 4c-4d ; $5\text{-}10^\circ$) or separated by small jogs (4d-4e, 4e-4f, 4f-4g ; <1 km wide). Also, the azimuth changes between secondary segments 4f and 4g (10°). Secondary segments 4e and 4f are possibly one single secondary segment, but we separated them based the definition of other secondary segments (step-over width between 4d-4e has a similar dimension to the step-over between 4e-4f). Secondary segment 4f is sub-divided into three tertiary segments of 7-15 km long (4f₁, 4f₂ and 4f₃). They are connected through small bends and jogs (<500 m). Secondary segment 4g is sub-divided into five tertiary segments of 12 km long on average (4g₁ to 4g₅), separated by small right- and left-stepping jogs of ~ 500 m and small bends ($<10^\circ$). At both tips, tertiary segments 4g₁ and 4g₅ are divided into three and three to four quaternary segments, respectively (*i.e.*, 4g_{1a} to 4g_{1c} and 4g_{5a} to 4g_{5d}). They are separated by 100-200 m wide jogs and local bends in the fossa trace ($10\text{-}12^\circ$). An 8 to 10 km wide step-over separates major segments 4 and 5.

Major segment 5 is ~ 110 km long. Its surface trace is tenuous and discontinuous, thus we did not analyze its sub-segmentation.

1.3 Fossa G3

G3 is ~ 260 km long and is divided into three isolated major segments, separated by large step-overs (5 to 10 km wide). The inter-segment zone between major segments 1 and 2 is 6 to 10 km wide and 18 km long, where shallow surface traces are present. These traces might correspond to secondary splay faults at the eastern and western tips of major segments 1 and 2 respectively. However, these strands were not taken into account because they are discontinuous and uncertain.

G3 fault segmentation

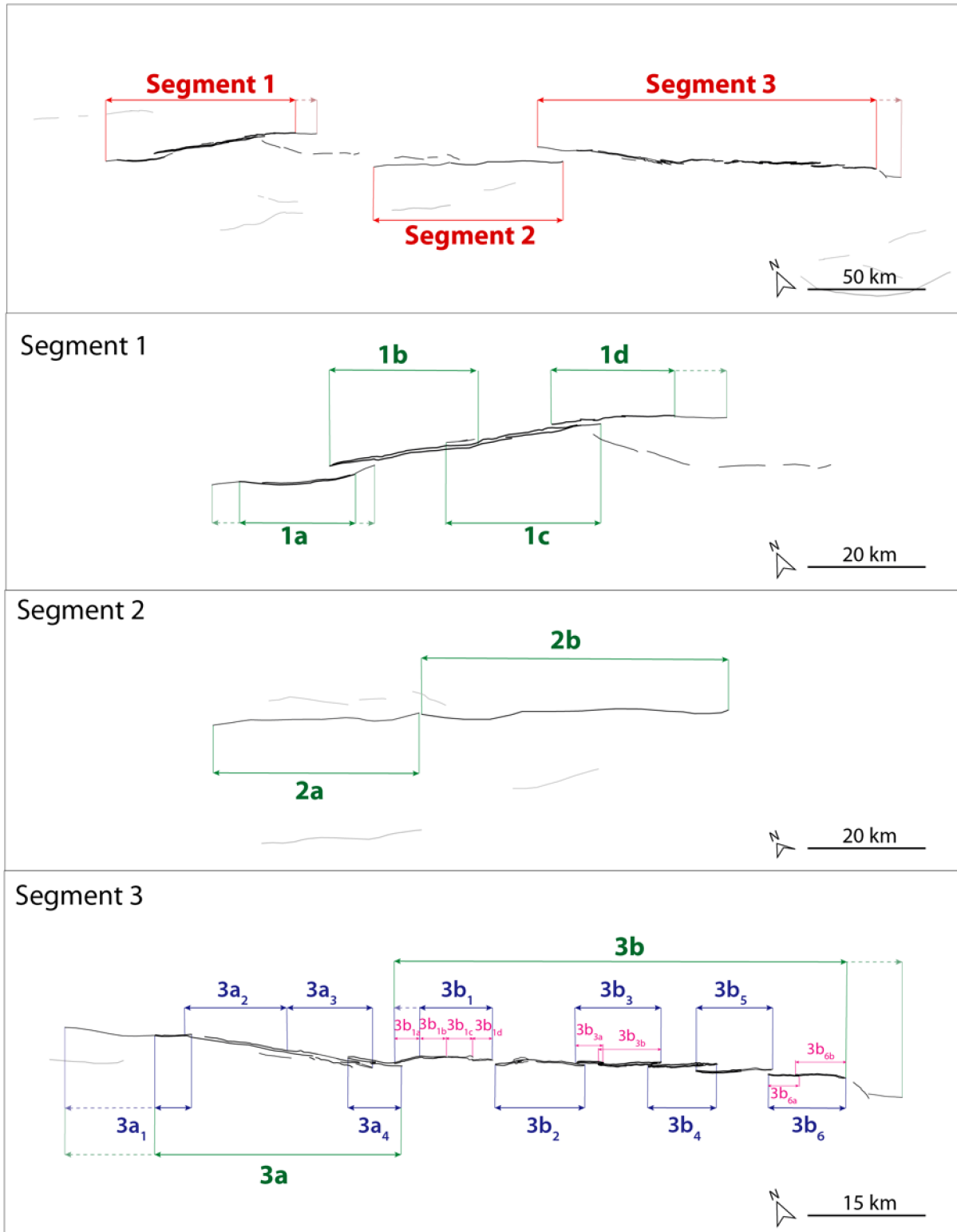
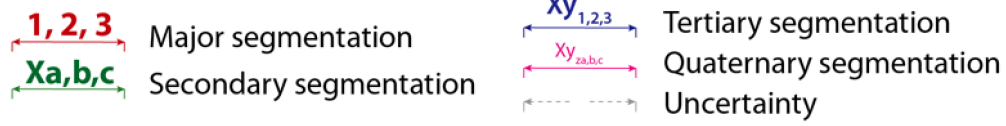


FIGURE A.3. Fault traces of G3 of Cerberus Fossae and its associated segmentation (see G4 in Figure III.3). The legend and colors used are the same as for Figure A.1. The detailed description of the segmentation is in Supplementary Text A.

Major segment 1 is ~ 70 km long, sub-divided into four secondary segments of 21 km long on average (1a to 1c). They are separated by 1-2 km left-stepping wide more or less connected jog.

Major segment 2 is ~ 60 km long, and its trace is very shallow. It is possibly divided into two secondary segments 2a and 2b, that are defined based on their trace : secondary segment 2a is discontinuous, associated with an aligned pit chain, while secondary segment 2b is a more evolved fossa.

Major segment 3 is ~ 110 km long, and is sub-divided into two secondary segments that are striking N120°E (3a) and N110°E (3b), connected through two successive bends in the fossa trace ($\sim 20^\circ$). Secondary segment 3a is sub-divided into five tertiary segments (3a₁ to 3a₅) connected through a small bend (10° ; 3a₁-3a₂) associated with a structural discontinuity in the fault trace (hill), a well-connected jog (3a₂-3a₃) and a not well-connected jog of 300 m wide (3a₃-3a₄). Secondary segment 3b is sub-divided into six tertiary segments of 12 km long (3b₁ to 3b₆), separated by < 700 m wide step-overs. It is possible to identify four quaternary segments in tertiary segment 3b₁ (*i.e.*, 3b_{1a} to 3b_{1d}), and two quaternary segments in both tertiary segments 3b₃ (3b_{3a} and 3b_{3b}) and 3b₆ (3b_{6a} and 3b_{6b}). They are separated by ~ 100 m wide step-over and a small bend (10°). Minor oblique splay faults are observed at the eastern tip of major segment 3 and G3.

1.4 Fossa G4

G4 is ~ 435 km long and is divided into three main segments of 100 to 180 km long, separated by step overs > 3 km wide.

Major segment 1 is ~ 100 km long, and is divided into three secondary segments, connected by major bends in the fossa trace (20° 1a-1b ; 15° 1b-1c). Secondary segment 1a is subdivided into four tertiary segments (1a₁ to 1a₄), which have slightly different fault strikes (5 to 10°), and are linked by fairly well-connected jogs with local bends up to 20° . Secondary segment 1b is divided into three tertiary segments (1b₁, 1b₂ and 1b₃), connected similarly to secondary segment 1a (bends and well-connected jogs). The trace of secondary segment 1c is less pronounced toward the East. It is divided into three tertiary segments separated by small jog (1c₁- 1c₂ ; 200 m wide) and a change in the azimuth (1c₂-1c₃ ; $\sim 10^\circ$). Tertiary segment 1c₃ might correspond to a minor splay of secondary segment 1c.

Major segment 2 is ~ 135 km long and is divided into two isolated secondary segments 2a and 2b, separated by a left-stepping jog of 2 km wide. Tertiary segments 2a₁, 2a₂, 2a₃ and 2a₄ are well connected along secondary segment 2a (slight bends up to 10° and < 500 m wide relay zones), while tertiary segments 2b₁, 2b₂, 2b₃ and 2b₄ are not well connected along secondary segment 2b (step-overs of 500 m to 1 km wide). Quaternary segments are thus observed along tertiary segments 2b₁ (2b_{1a} and 2b_{1b}), 2b₂ (2b_{2a}, 2b_{2b} and 2b_{2c}), 2b₃ (2b_{3a}, 2b_{3b} and 2b_{3c}) and 2b₄ (2b_{4a}, 2b_{4b} and 2b_{4c}). They are 7 km long on average, and separated by small < 300 m wide step-overs and slight azimuth changes $< 10^\circ$.

Major segment 3 is about 180 km long, but its total length is uncertain. Indeed, its trace is mainly formed by right-stepping jogs, while its eastern tip is formed by left-stepping en échelon fractures with an average azimuth slightly oblique compared to major segment 3. We consider this section as part of major segment 3 (secondary segment 3e), but it might correspond to a future new major segment. Major segment 3 is thus divided into five secondary segments 3a to 3e, separated by step-overs of < 3 km wide, except between 3d-3e (~ 4 km wide). Tertiary segments are observed along all secondary segments (four along 3a, three along 3b, 3c and 3e, two along 3d). They are all separated by small step-over of < 1 km wide or connected through slight bends ($< 10^\circ$). Quaternary segments are observed in most parts of major segment 3, especially in the eastern and less evolved part of the fossa (*i.e.*, in secondary segments 3c, 3d and 3e). They are separated by small step overs < 300 m wide and azimuth changes $< 10^\circ$.

1.5 Fossa G5

G5 is at least 200 km long and is situated about 20 and 35 km away from G2 and G1, respectively. Its trace is very discontinuous. Thus, we did not analyze its segmentation.

2 Topographic profiles

2.1 Fossa G1

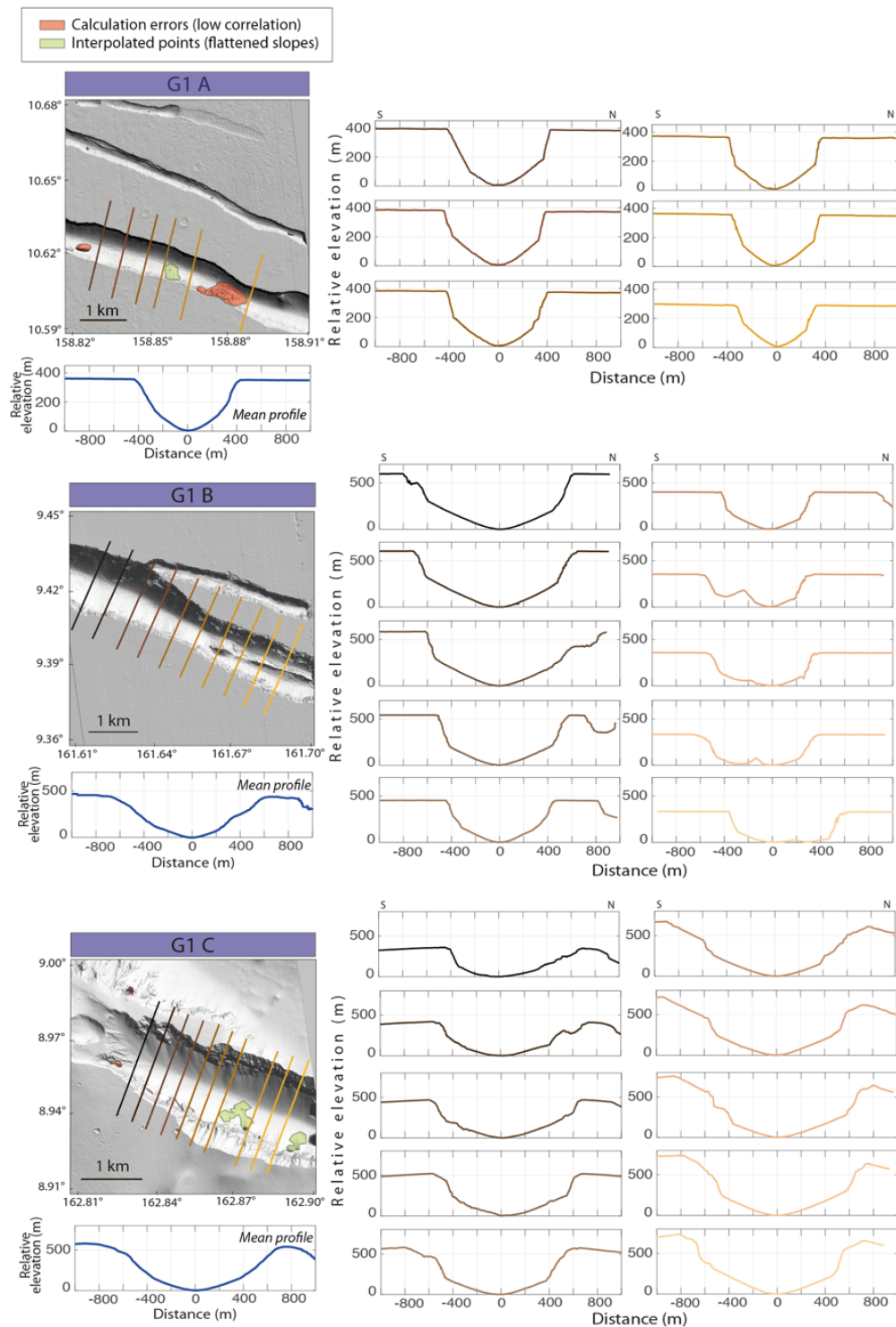


FIGURE A.4. Digital Elevation Models (1 m/pixel) built from HiRISE stereo pairs along the G1 fossa of Cerberus Fossae (see locations on Figure III.1). Associated mean across strike topographic profiles are shown below each DEM. To the right of each image, successive topographic profiles are shown from West (black) to East (orange), showing the local lateral variation of throw and width of the fossae.

2.2 Fossa G2

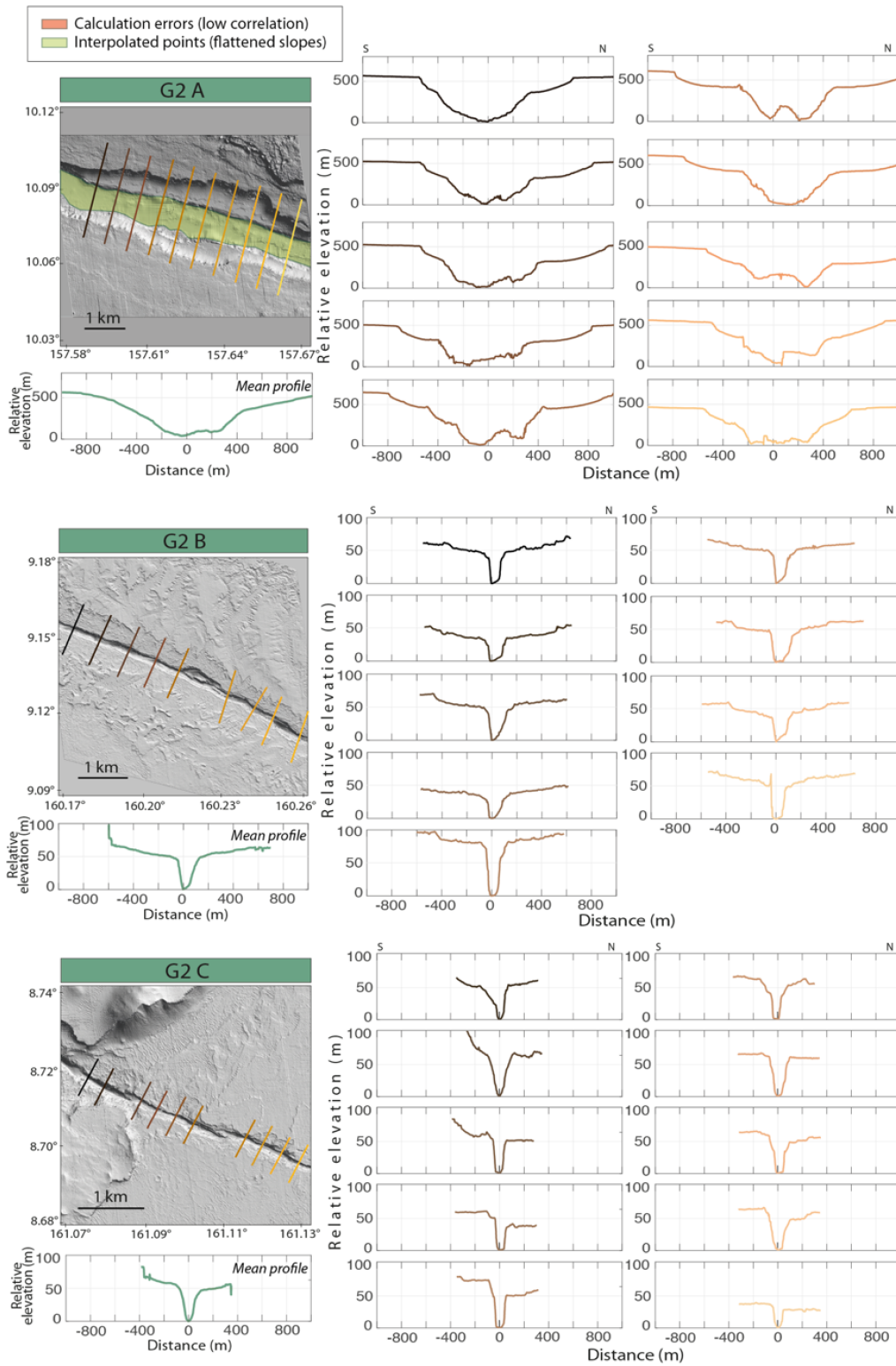


FIGURE A.5. Digital Elevation Models (1 m/pixel) built from HiRISE stereo pairs along the G2 fossa of Cerberus Fossae (see locations on Figure III.1). See Figure A.4 for color code and legends.

2.3 Fossae G3 and G5

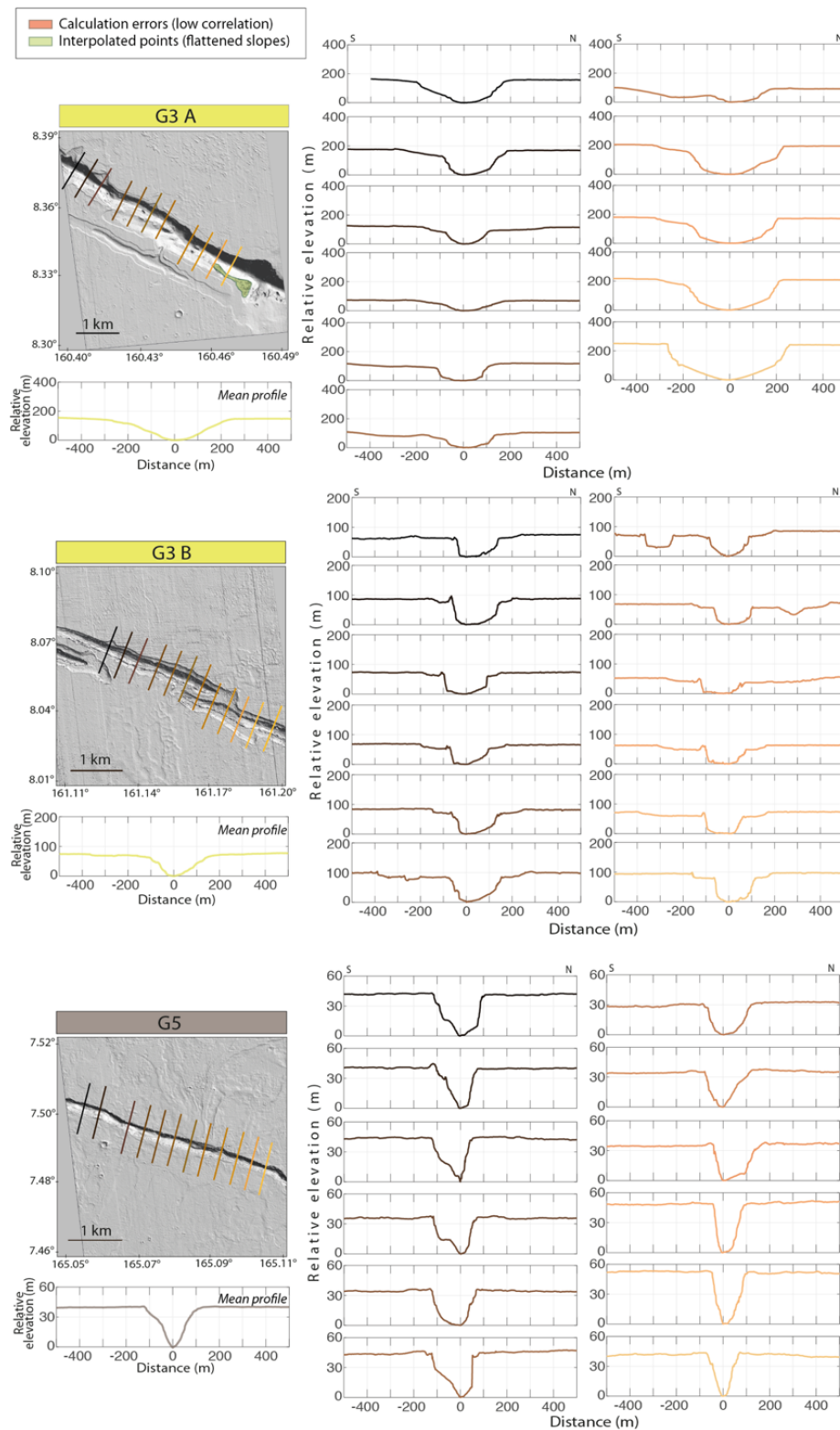


FIGURE A.6. Digital Elevation Models (1 m/pixel) built from HiRISE stereo pairs along the G3 (top, yellow) and G5 (bottom, brown) fossae of Cerberus Fossae (see locations on Figure III.1). See Figure A.4 for color code and legends.

2.4 Fossa G4

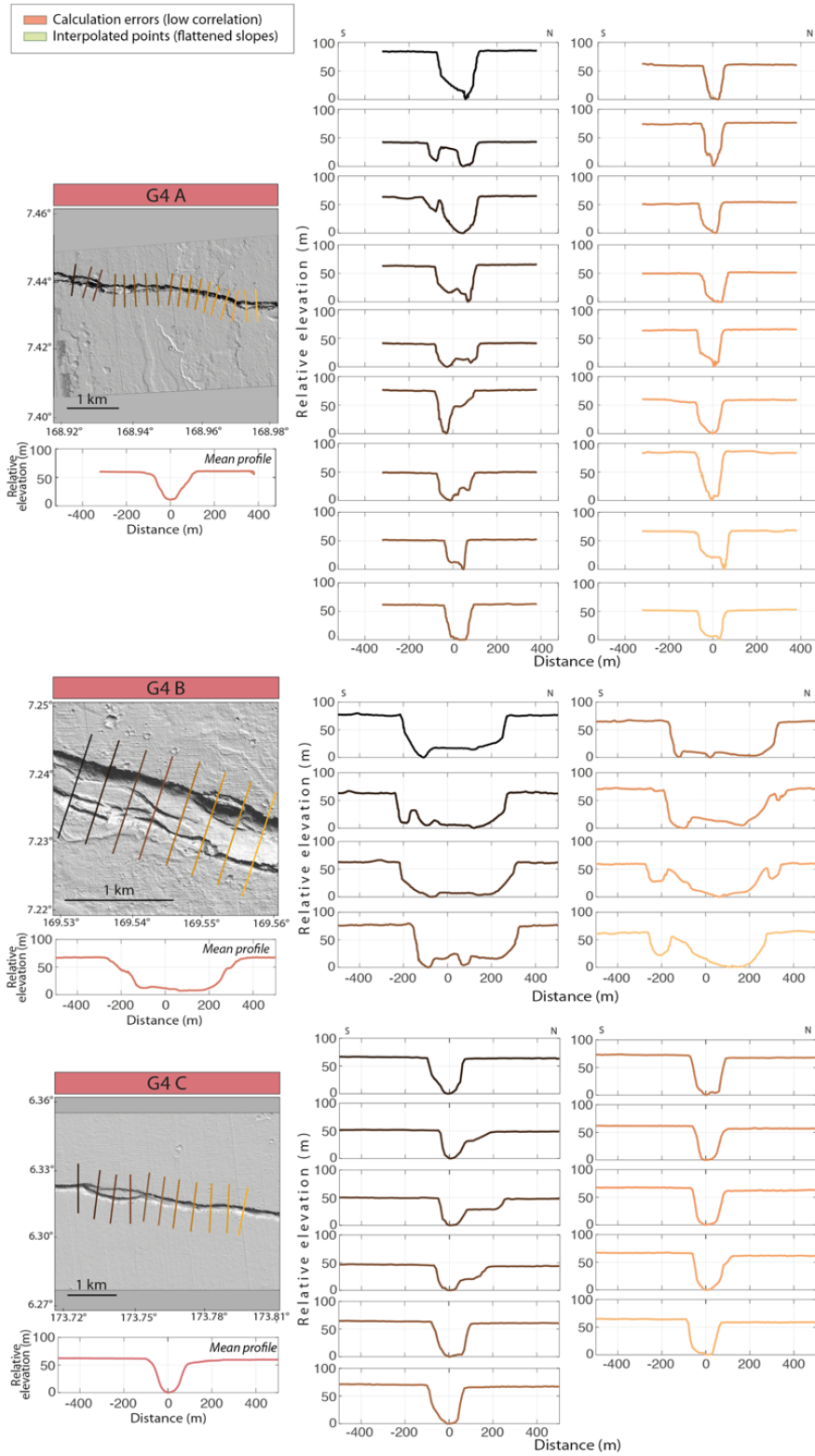


FIGURE A.7. Digital Elevation Models (1 m/pixel) built from HiRISE stereo pairs along the G4 fossa of Cerberus Fossae (see locations on Figure III.1). See Figure A.4 for color code and legends.

Annexe B

Annexes Chapitre IV

1	Additional results	149
1.1	S0173a (LF, quality A)	149
1.2	S0325a (LF, quality B)	154
1.3	S0407a (LF, quality B)	158
1.4	S0409d (LF, quality B)	162
1.5	S0484b (BB, quality B)	166
1.6	S0784a (BB, quality B)	170
1.7	S0809a (LF, quality A)	174
1.8	S0820a (LF, quality A)	178
1.9	Earthquake inversion	182
	1.9.1 Earthquake description and inversion setup	182
	1.9.2 Earthquake inversion results	183
2	S0235b sensivity tests	187
2.1	S0235b BAZ test	187
2.2	Velocity model	191
3	Gravimetric map	196

Dans ces Annexes, nous décrivons l'ensemble des résultats d'inversion des tenseurs de moments sismiques pour les huit marsquakes S0173a à S0820a (Section 1.1 à la Section 1.8), dans le même formalisme que celui de S0235b (Chapitre IV, Section 5.2). Puis nous présentons les résultats pour deux tests de sensibilité sur l'événement S0235b, en faisant varier son BAZ (Section 2.1) et le modèle de vitesse (Section 2.2). Enfin, la carte gravimétrique de la région est représentée en Section 3. Ces Annexes sont directement celles de l'article soumis à *Tectonophysics*.

1 Additional results

1.1 S0173a (LF, quality A)

S0173a result (Figures B.1, B.2 and B.3) are compiled in supplementary 1.1 in the same formalism as S0235b in the Section 5.2, Chapter IV of the main text. The results of Φ_1 and Φ_2 are similar to each other. The following observations can be extended to both Φ_1 and Φ_2 cost functions.

The body wave fits and polarities are very well defined on the first 7 seconds of the four components. The P-wave components are associated to the smallest misfit values. The ST is the less well estimated component, the main peak is weak, and the first oscillations are not resolved. Still, the misfit and the solutions are very stable.

On the body wave spectra (Figures B.1 and B.3.b we can see that the amplitudes are close to the data, but the low frequencies part and the general shape of the synthetics are underestimated by about one order of magnitude. The surface wave spectra on figure B.1.c are below the Martian noise by about one order of magnitude in the 0.01-0.1 Hz frequency range.

The amplitudes of the secondary phases on Figures B.1.d and B.3.d are underestimated on PP and PPP phases. The SS and SSS amplitudes are well constrained at all depths.

The magnitude on Fig. B.3.e is stable in the crust and up to 33 km, with a value of 3.4 on average. It reaches a peak at 36 km at 3.2, then stabilizes between 2.9 and 3.1, close to Brinkman et al. (2021) estimation. On the other hand, Q is not very well constrained, where it converges often towards the upper boundary domain (27 to 39 km depth), and then towards the minimum (45 to 90 km depth). It is unstable in the crust with a minimum converging towards domain boundaries at 15 km.

The general misfit shapes of Φ_1 and Φ_2 (Figure B.2) have the global same shape, even if misfit for case 1 are slightly smaller. The misfit values of Φ_2 inversions do not vary much below the crust. We observe instabilities at 15, 30 and 33 km depths, where the associated tensors are tilted and singularly different from other mechanisms at other depths, while having similar misfit values. For the remaining solutions, from 12 to 90 km depth, the moment tensors are fairly constant for each set of 20 best solutions and indicate a clear normal faulting mechanism. The values of strike ($\sim 70^\circ$) and dip ($\sim 65^\circ$) are stable and in agreement with our observations on the remarkable stability of waveform fits at depth (Figures B.1 and B.3).

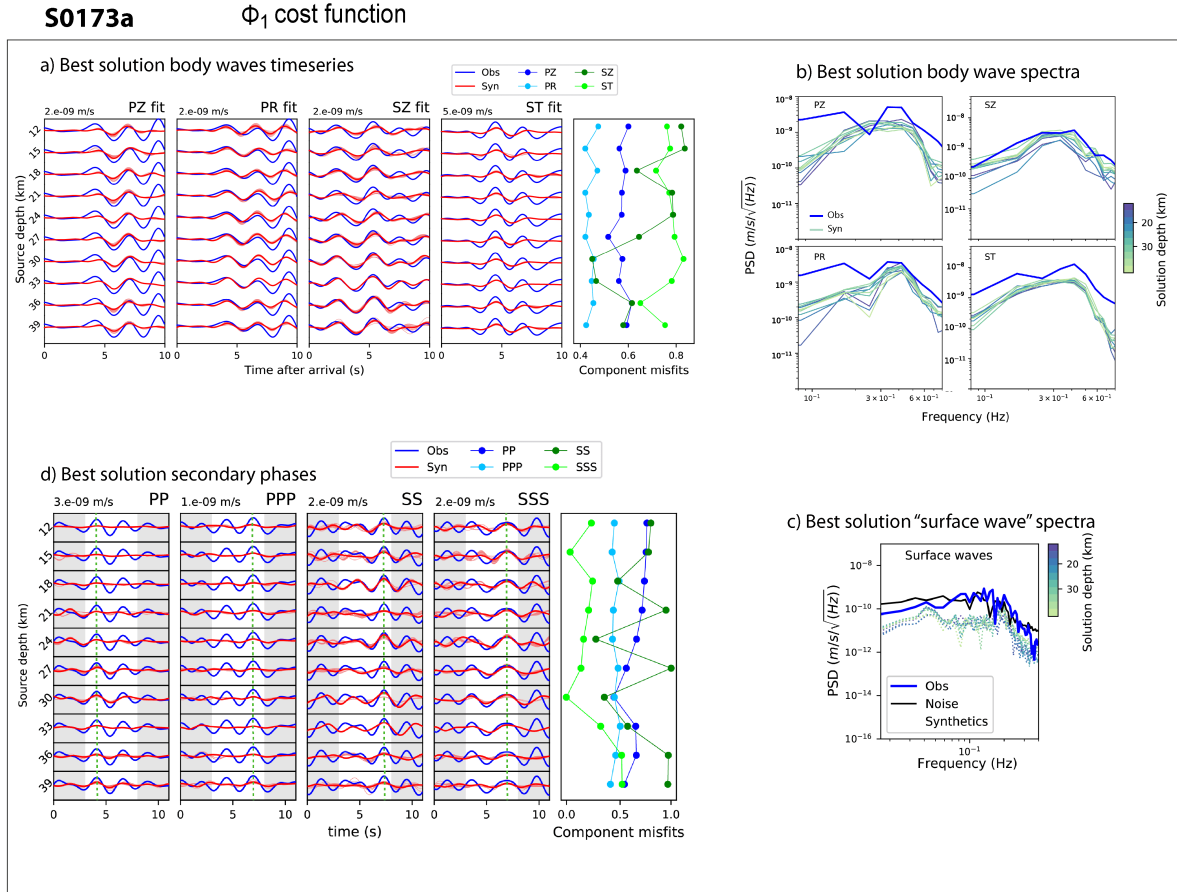


FIGURE B.1. Complete results for S0173a event for Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (39 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

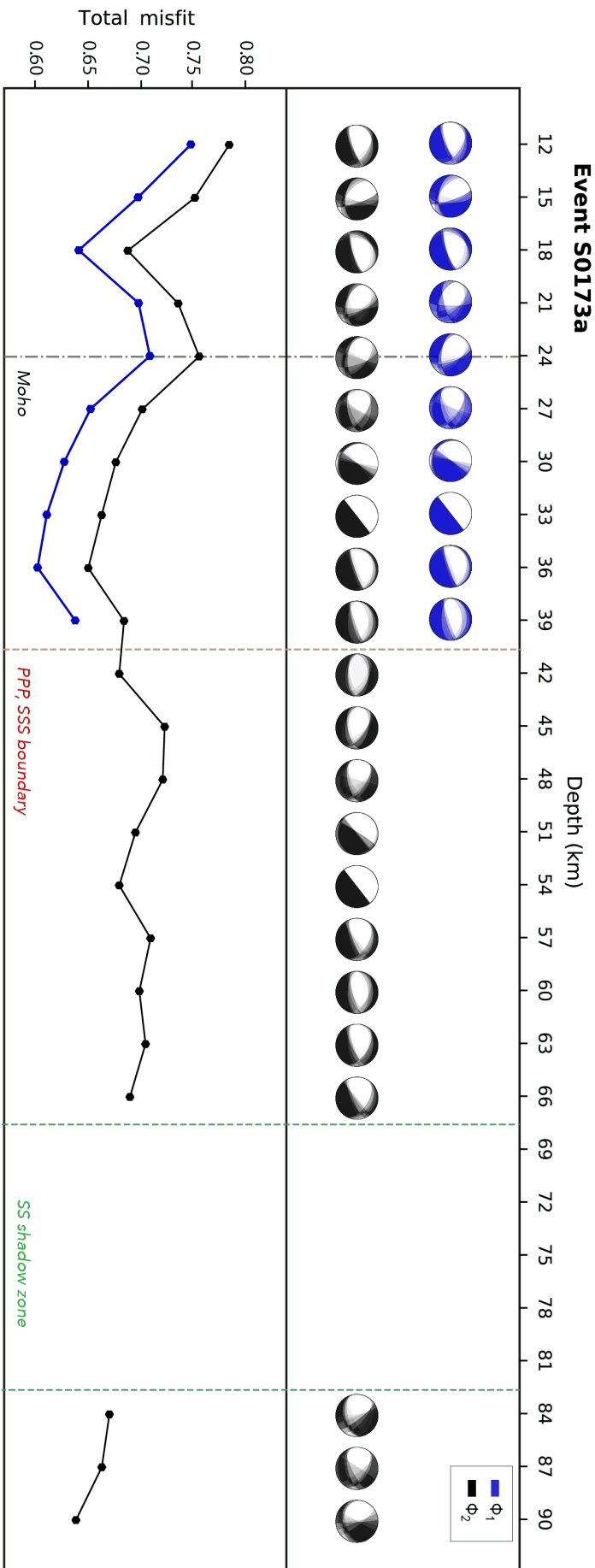


FIGURE B.2. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of event S0173a. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line, the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line and the SS shadow zone is limited by green dashed lines.

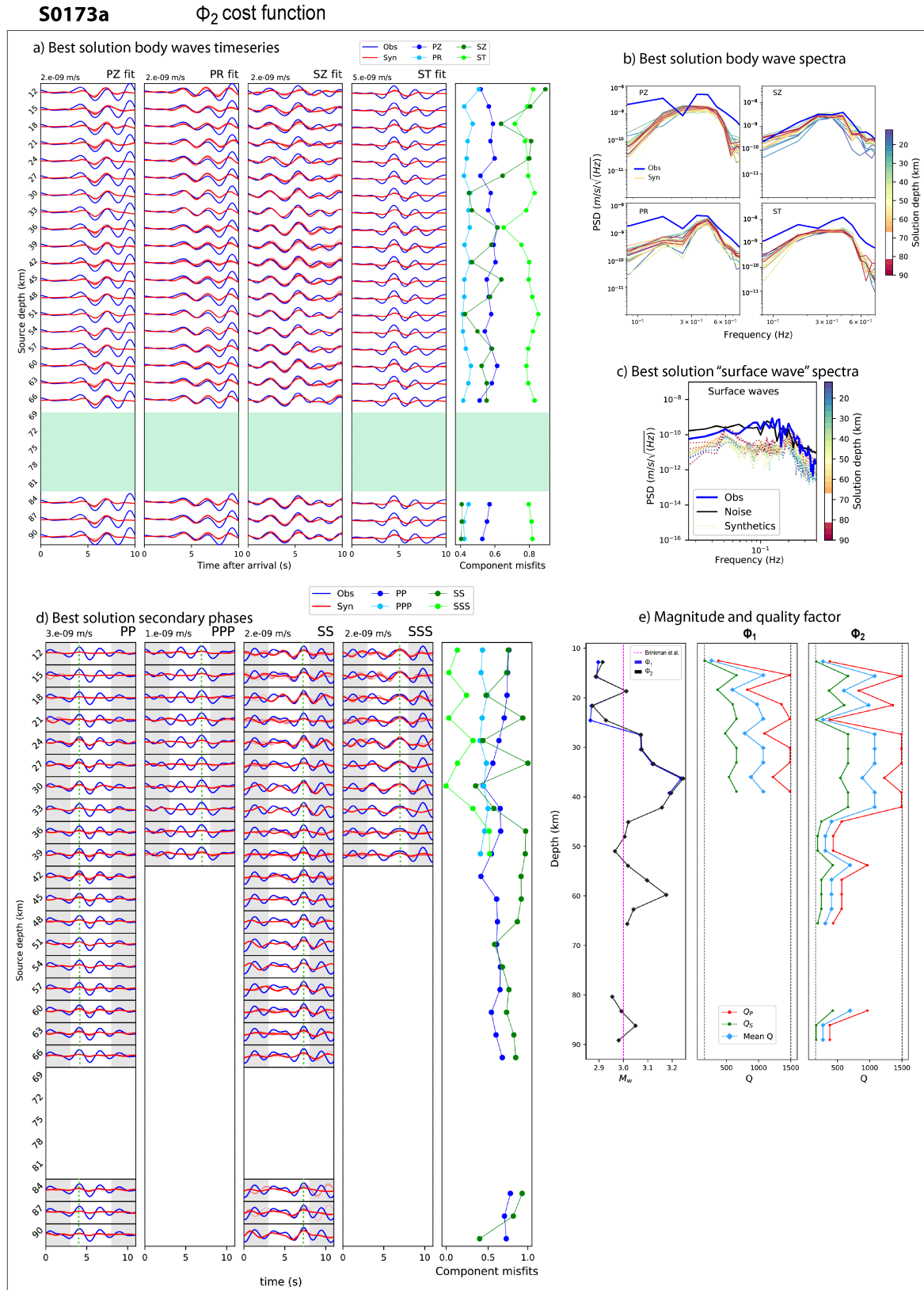


FIGURE B.3. Complete results for S0173a event for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.1. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). The green areas of figure d) correspond to the SS shadow zone. On left plot of figure e), Φ_1 M_w is in blue, Φ_2 M_w is in black, and the value found in Brinkman et al. (2021) is in pink dashed line. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

1.2 S0325a (LF, quality B)

S0325a results are displayed on Figures B.4, B.5 and B.6. The body wave fits are fairly stable over the full depth range. The PZ and SZ components are slightly underestimated but remain stable. PR is overall good in terms of amplitude whereas its phase is not perfectly aligned with the observed data and between 63 and 66 km depths the PR solutions are very poor with high misfit values. ST is the least well estimated waveform, where the general amplitude of the synthetics are much below the observed signals, although they are stable.

These observations can also be made on the body waves spectra (Figures B.4.b and B.5.b), which are underestimated for PZ, SZ and ST, by up to two orders of magnitude. PR is the best retrieved component as observed on the time series. On figures B.4.c and B.5.c we observe the synthetic surface wave spectra being about one order of magnitude smaller than the data in the full frequency range.

Secondary amplitudes are underestimated for PP and PPP between 12 and 24 km, between 36 and 39 km and between 54 and 57 km (Figures B.4.d and B.6.d). They are at the same time well estimated between 27-33 km, 42-51 km and 63-90 km in the case of PP and PPP. SS is underestimated between 12 and 27 km, and then is better retrieved until 90 km, but has the highest misfit values. The SSS is well calculated at all depths.

The behaviours of the magnitude and the quality factor are similar between the two cost functions (Figure B.6.e). M_w is stable in the crust, with low values of about 2.8 and then oscillates between 2.9 and 3.5 below the Moho with a mean of 3.1. The M_w is very small compared to the MQS estimation of 3.8. Concerning Q , the Q_P tends to the upper boundary of 1500 between 12 and 42 km depth. The fact that M_w is too small and Q is not resolved denotes a lack of resolution. This could be related to the weak amplitude over PZ and ST, which have the highest weight in the cost functions. The fact that S0325a is located on the dichotomy has certainly an impact on the Q factor, the internal velocity model being very different, it is not impossible that the Q is also higher than for the other quakes located further north.

The moment tensors on Figure B.5 are clearly converging towards a reverse motion and are stable between 12-24 km, 42-51 km and 69-90 km depths. We denote instabilities at 27-36 km, and 57-60 km depths, associated to small misfits, where the strike and the dip angles are very unstable.

To summarize, based on these observations, S0325a is not completely constrained. The body waveforms are stable but lack amplitude. Indeed, the magnitude estimation is much below the estimation of the MQS, and we do not resolve the Q at all for this marsquake. The secondary phases are unstable at several depths. The moment tensor solutions agree on the rake, but the strike and the dip angles are varying at multiple depths. The difficulties in the interpretation of the results are most likely due to our velocity model because S0325a is located on the dichotomy. The solutions presented here are however interesting, despite the large assumptions made, we observe consistency in the fits and viable solutions at several depths.

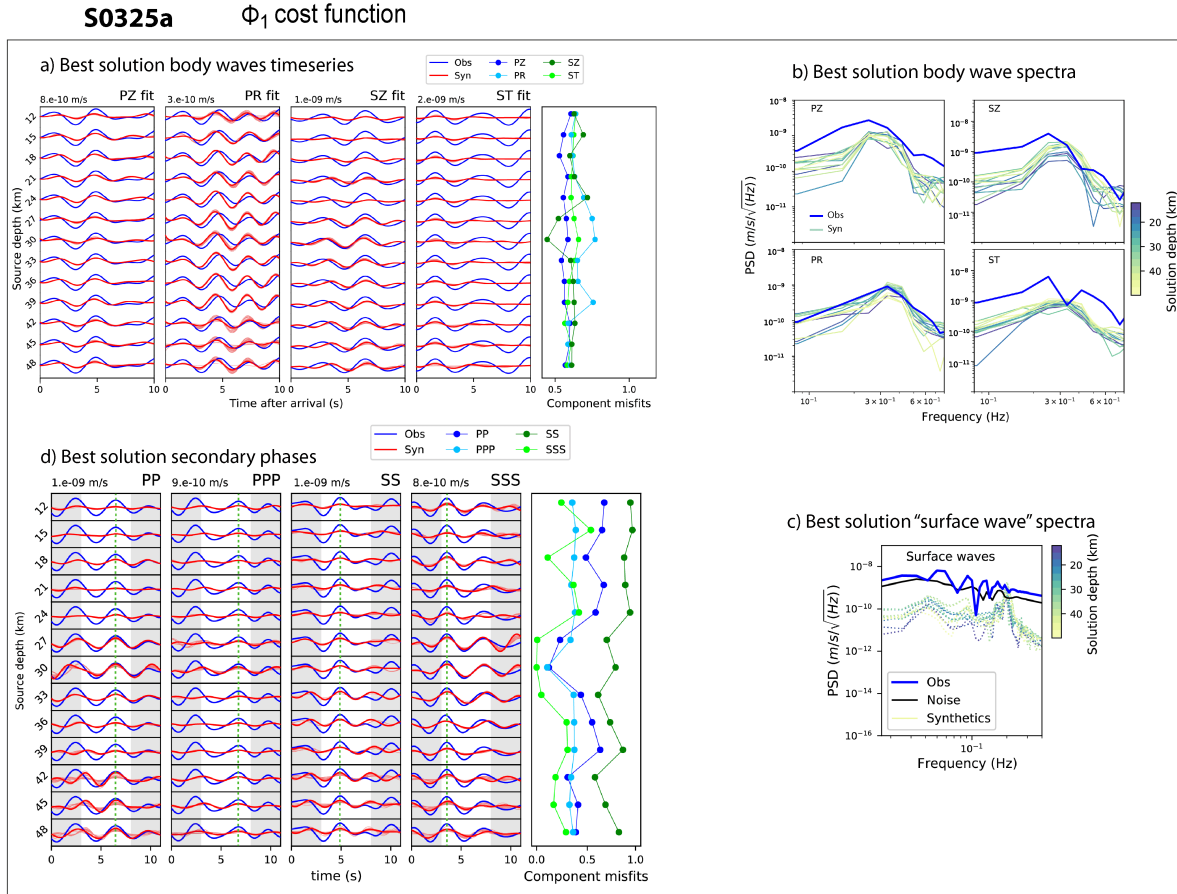


FIGURE B.4. Complete results for S0325a event for Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (48 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

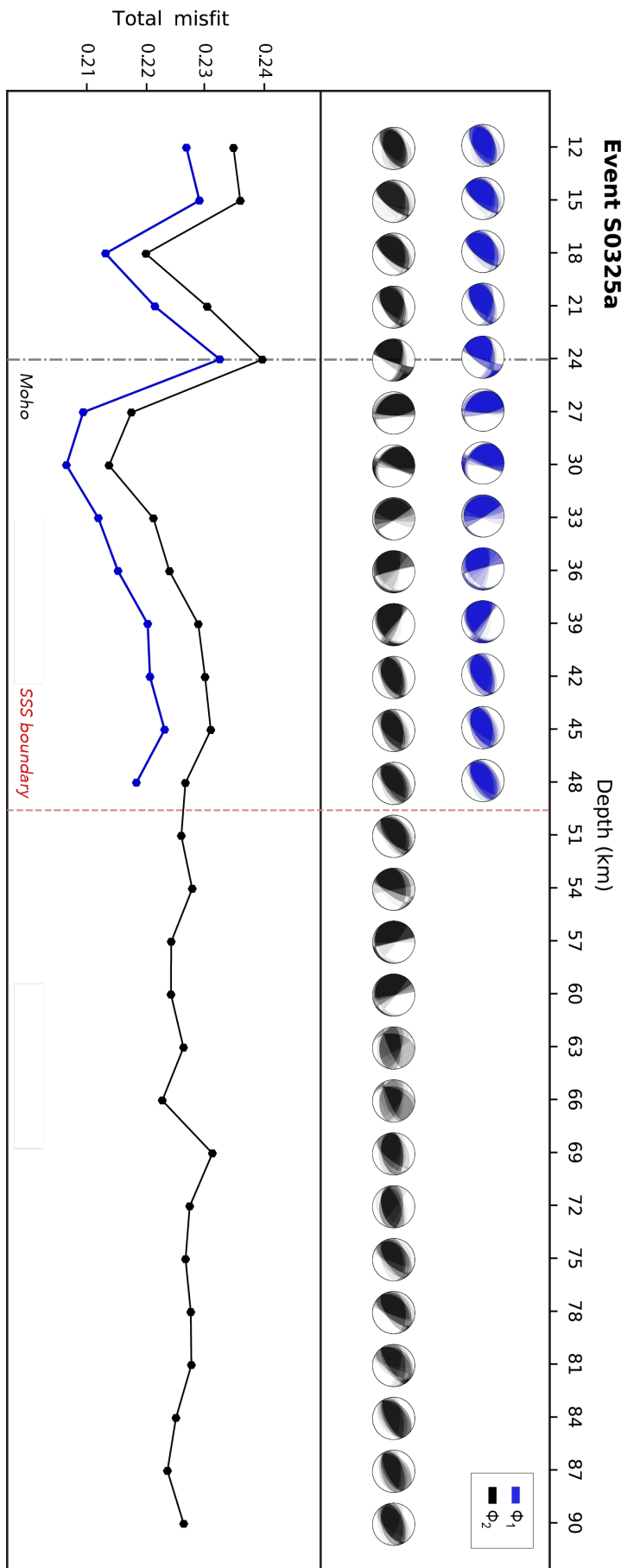


FIGURE B.5. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of event S0325a. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line and the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line.

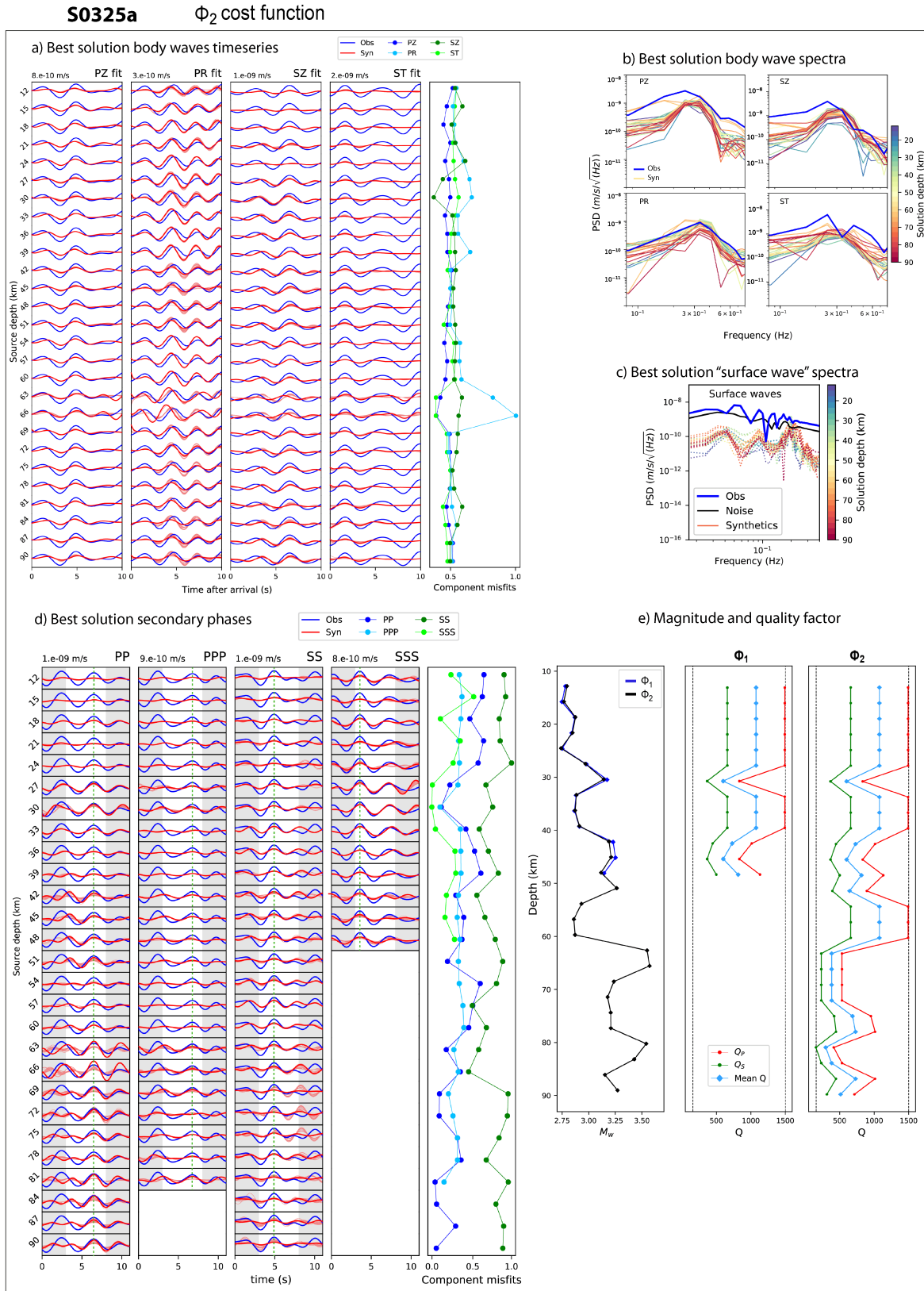


FIGURE B.6. Complete results for S0325a event for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.4. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). On left plot of figure e), Φ_1 M_w is in blue and Φ_2 M_w is in black. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

1.3 S0407a (LF, quality B)

Event S0407a results are regrouped in Figures B.7, B.8 and B.9. The results are similar for both cases Φ_1 and Φ_2 .

The body wave fits are very good on the first half of the signal for PR, SZ and ST components at all depths. PZ is the least constrained component with the highest misfit values, and the data are not retrieved after 5 seconds. The four misfits are very stable from 12 to 90 km depth.

On Figures B.7.b and B.9.b, the PR and SZ spectral shapes are well constrained, while PZ and ST are overall different and underevaluated compared to the observed data. PZ spectra are underestimated at 0.1 Hz in agreement with the weak main peak amplitude on time series. PR component is the most resolved component, but with a general larger slope and underestimated amplitudes below 0.1 Hz. The spectra of SZ are consistent with the fits of body waves and are overall fitting well. ST is moderately recovered, the general amplitude is a bit weak, and the spectral shape is not accurately constrained especially it is underestimated below 0.2 Hz and above 0.4 Hz and overestimated at 0.3 Hz. The synthetic surface waves spectra on figures B.7.c and B.9.c are one order of magnitude smaller than the observed signals on the 0.01-0.1 Hz range.

Regarding the secondary phases on Figures B.7.d and B.9.d, PP is well resolved at all depths. PPP is stable but of insufficient amplitude. SS and SSS are well constrained at all depths, especially in the crust.

The magnitude and attenuation calculations are quite stable from 12 to 90 km on Figure B.9.e. M_w tends to a value of 2.3 on average. The M_w increases to 2.4 below the crust, below 27 km depth. Q is well constrained, with stable values, tending to a mean of ~ 500 . In the case of Φ_1 , a larger Q value is observed at 30 km, associated to a slight drop in magnitude. In the case of Φ_2 , we observe a minimum of 300 at 24 km depth, and then a slowly increase at depths, up to ~ 700 at 51 km depth.

The focal mechanisms of this event (Figure B.8) are reverse from 12 to 90 km depth, and thus this event is the only clear reverse marsquake from our dataset in the Cerberus Fossae area. We also observe a good stability of the solutions with small variations in the misfit (the minimum misfits at 18 and 36 km depths are not so marked).

Globally, the results for this event are stable and the fits are good. Still, we have some underestimations on the M_w and the fits on PZ, ST and PPP are a bit weak on the amplitudes.

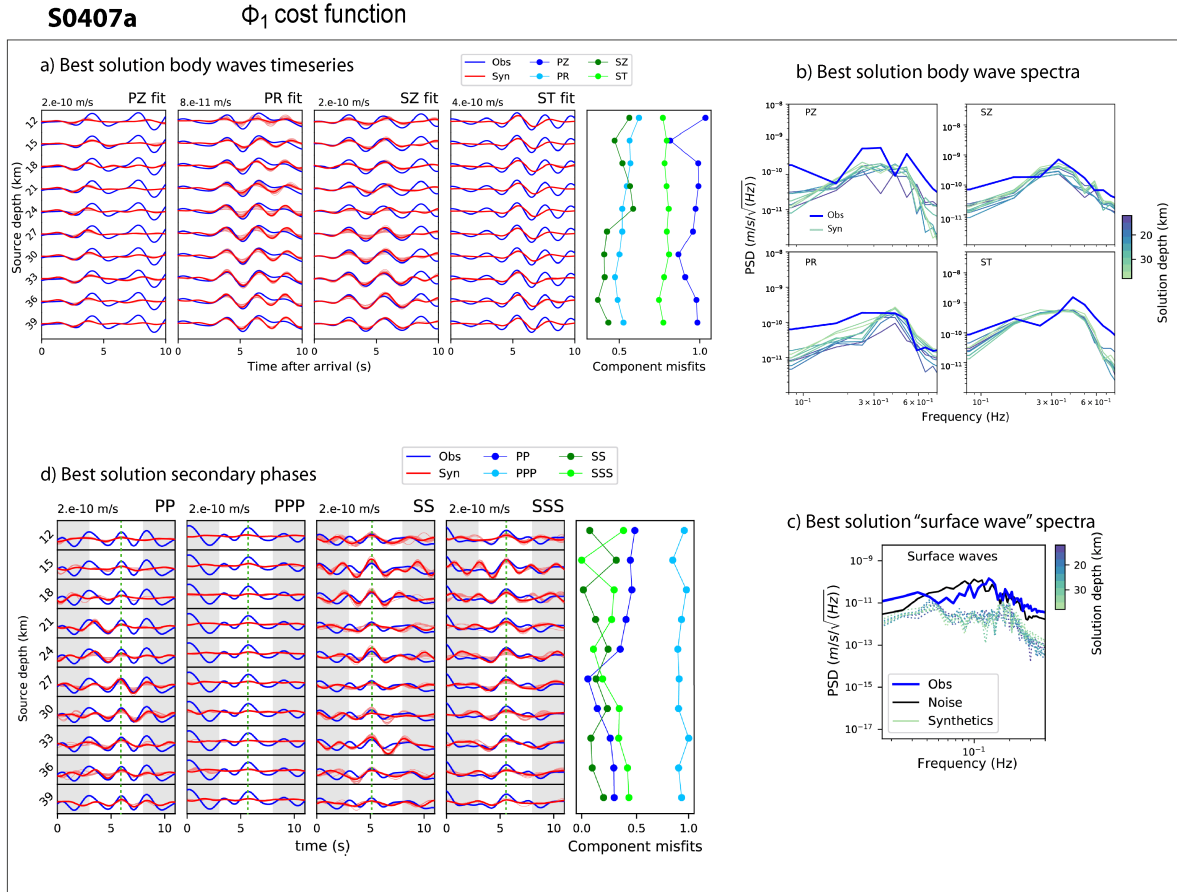


FIGURE B.7. Φ_1 Complete results for S0407a event for Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (39 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

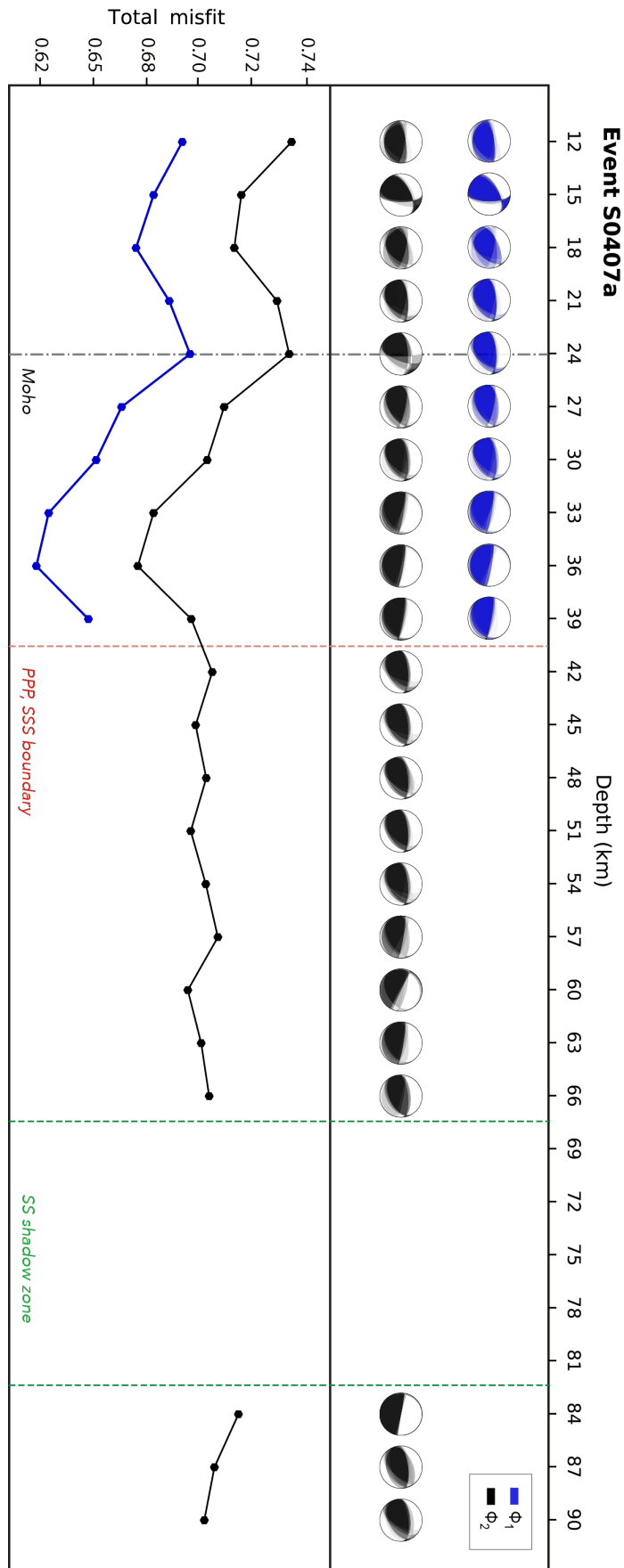


FIGURE B.8. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of event S0407a. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line, the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line and the SS shadow zone is limited by green dashed lines.

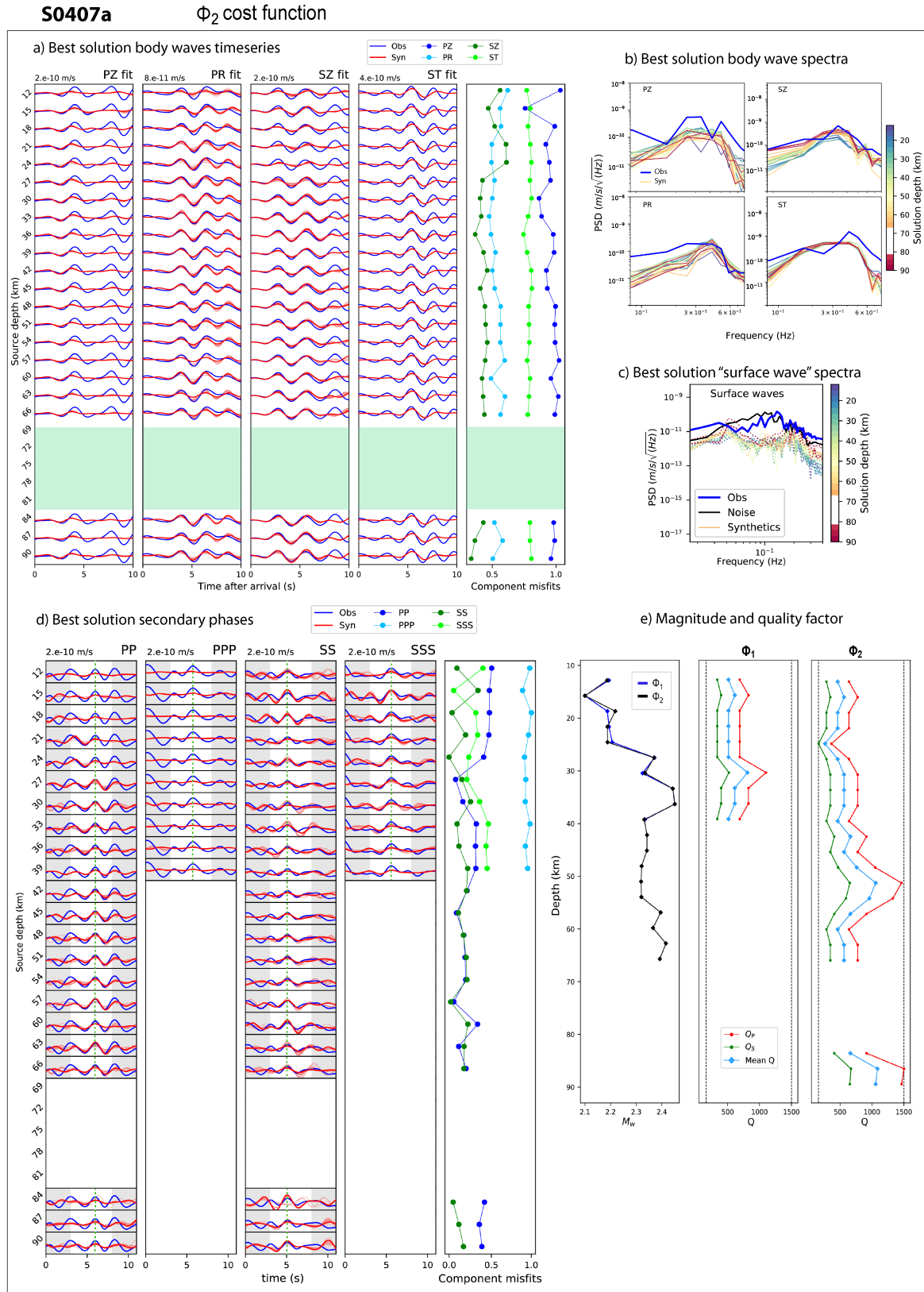


FIGURE B.9. Complete results for S0407a event for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.7. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). The green areas of figure d) correspond to the SS shadow zone. On left plot of figure e), Φ_1 M_w is in blue and Φ_2 M_w is in black. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

1.4 S0409d (LF, quality B)

S0409d contains glitches, appearing on the P-wave pick, including the P, PP and PPP windows, and in the S-coda. We use the IPGP deglitched dataset for this event (Scholz et al., 2020), where the most disturbing glitch on the P-wave has been corrected. The results for this event are regrouped in Figures B.10, B.11 and B.12.

The Φ_1 and Φ_2 fits on the body wave time series on Figures B.10.a and B.12.a are stable at almost all depths. The SZ and ST fits resolve the two peaks of the signal, especially below 30 km depth. The first positive waveforms on PZ and PR are not constrained on all depths, and the waveforms seem shifted to the right. PZ is poorly retrieved at 18 km deep, and the SZ signals are almost flat between 24 and 30 km depths.

These observations are also deduced on the spectra (Figures B.10.b and B.12.b). PR spectrum loses energy content in the low-frequency band. There are slight instabilities on the Z components in the crust (blue-green spectra). SZ crustal blue spectra are indeed of smaller amplitudes and with a general pattern different from the observed data. Globally, the S-wave spectra are satisfactory, and the P-wave are underestimated at low frequencies. The synthetic surface wave spectra on Figures B.10.c and B.12.c are about one order of amplitude smaller than observed spectra, except at 0.01 Hz, where they overestimate the signal.

In the case of the secondary wave amplitudes (Figures B.10.d and B.12.d), PP and SSS are consistent, SS is a bit underestimated at multiple depths (for instance at 27-36 km depths) and PPP is highly underestimated while having a stable misfit. At 18 km depth, SS and SSS have their best solutions, in parallel with the worst solutions of the PZ and PR components.

The estimations of the M_w (with a mean of 2.7) and Q (mean of 400) on Figure B.10.e are unstable with many oscillations. The results are different between Φ_1 and Φ_2 . In the crust, M_w converges to value of 2.4, and the Q factor is unstable and large (mean Q of ~ 700). The Q estimations are more unstable in the case of Φ_1 , with succession of maximum-minimum values. For Φ_2 estimations, it is less contrasting but Q is globally high.

On Figure B.11, the moment tensors are not stable. We note several group of solutions, for instance between 30 and 39 km, between 42 and 48 km, or between 51 and 63 km depths. In the crust, the solutions are unconstrained, there is not a single solution emerging. The misfit is also highly unstable, and the crust values are smaller than below (which is never the case for the rest of our dataset). Still, we expect to find the dominant mechanisms at 18 or 33 km depths where the misfit is minimal. They tend to normal-strike-slip but both the rake and the strike are unconstrained from a depth to another.

The instabilities in the moment tensors are not observed directly on the fits of the body waves or secondary phases, where the associated misfits are stable. On the other hand, the moment tensor solutions agree with the large oscillations of the magnitude and quality factor computations.

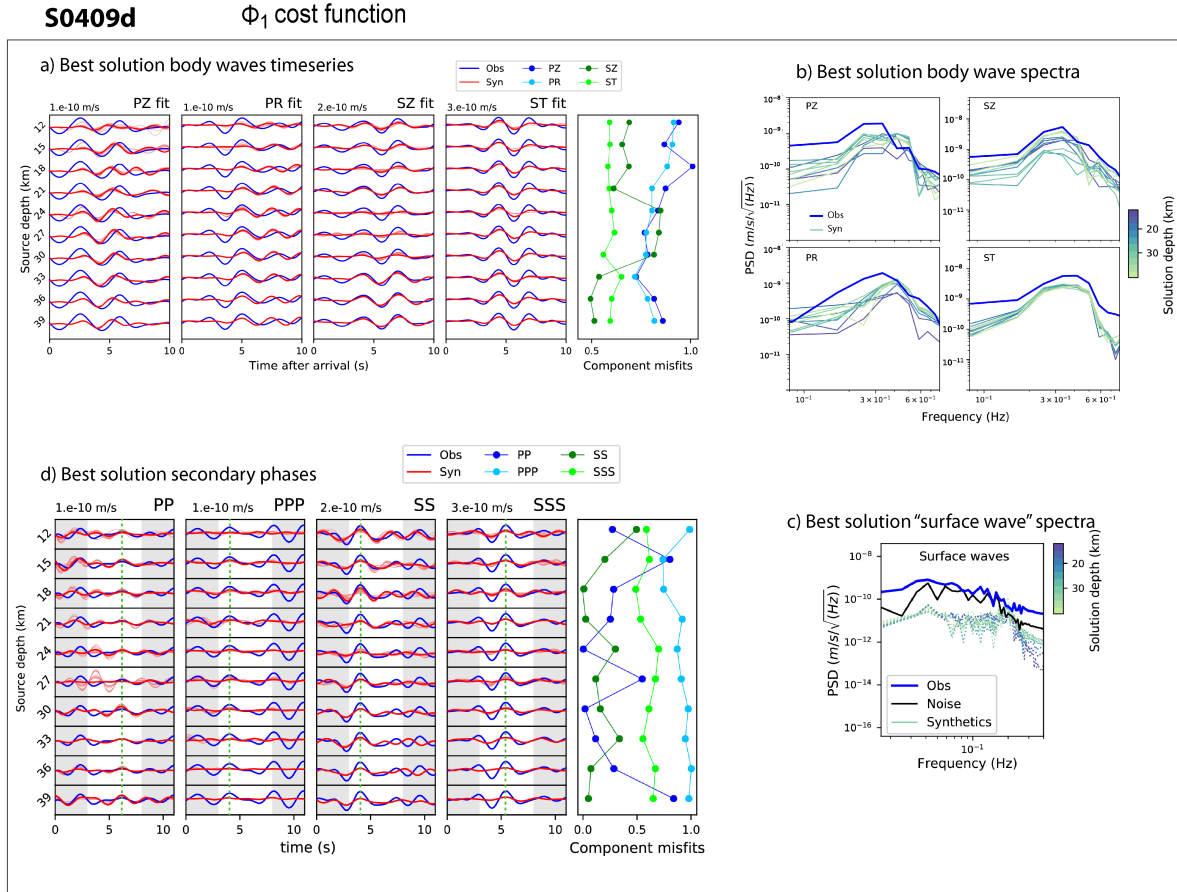


FIGURE B.10. Complete results for S0409d event for Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (39 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

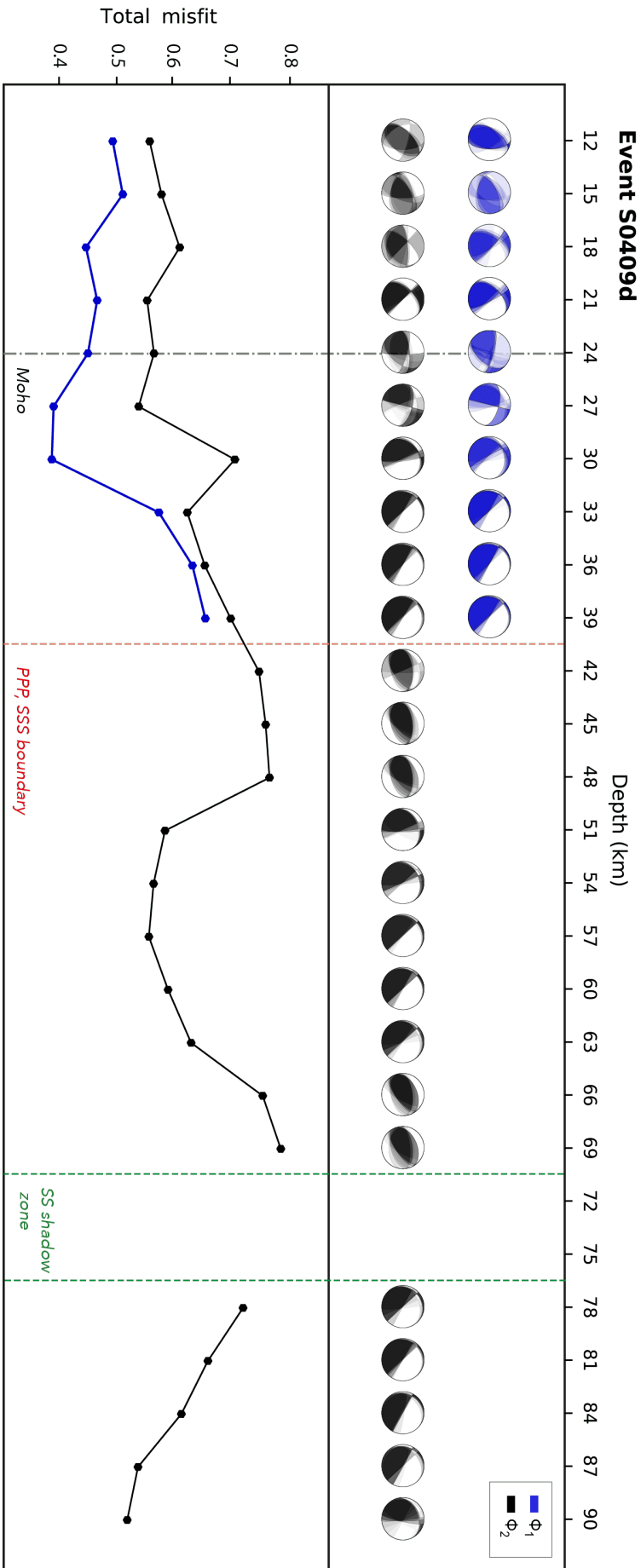


FIGURE B.11. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of event S0409d. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line, the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line and the SS shadow zone is limited by green dashed lines.

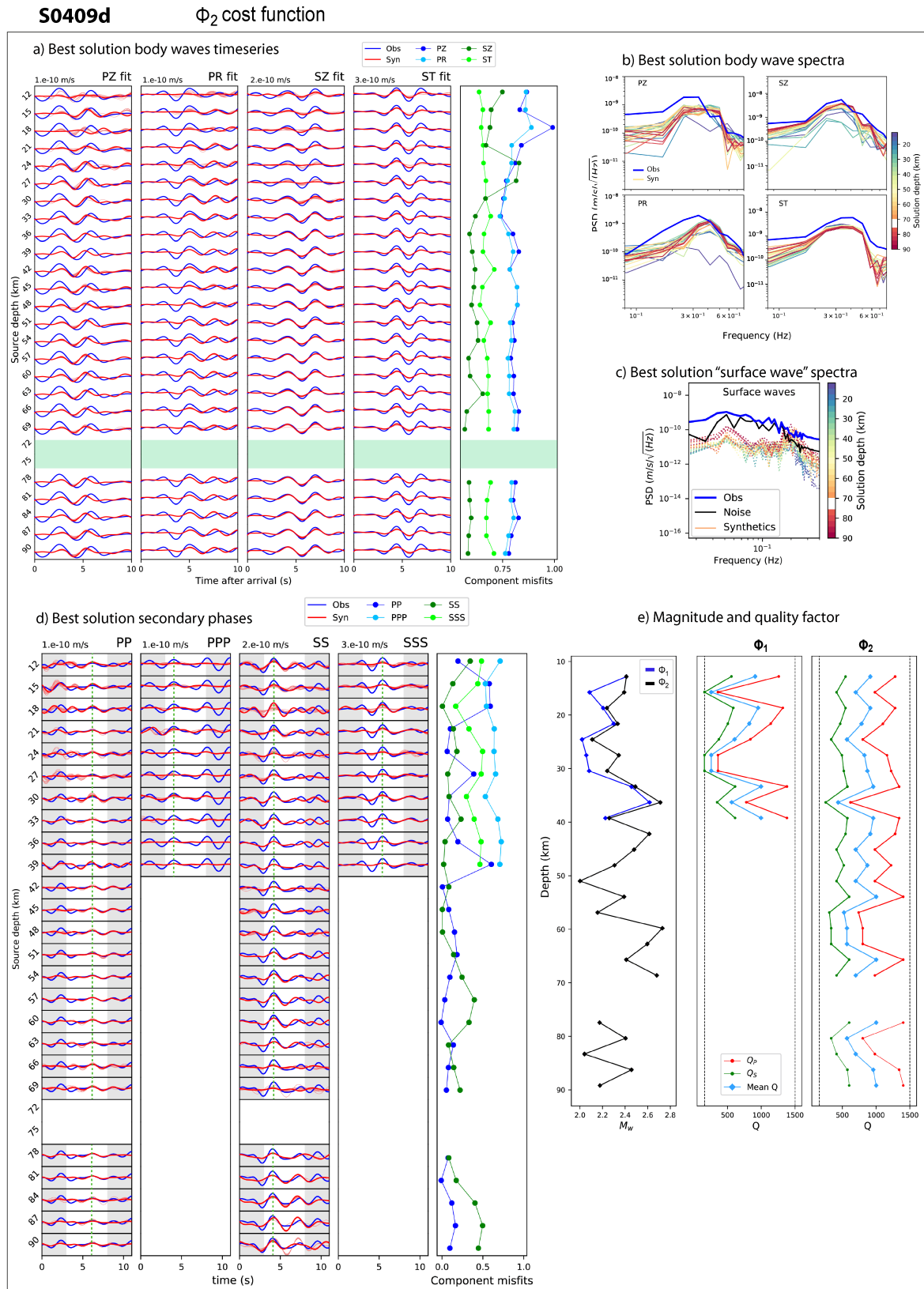


FIGURE B.12. Complete results for S0409d event for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.10. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). The green areas of figure d) correspond to the SS shadow zone. On left plot of figure e), Φ_1 M_w is in blue and Φ_2 M_w is in black. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

1.5 S0484b (BB, quality B)

The result of S0484b are displayed on Figures B.13, B.14 and B.15.

The body waves on Figures B.13.a and B.15.a, in both Φ_1 and Φ_2 cases, are better estimated for the three components PZ, PR and ST, at almost all depths and over the ten seconds of the time window. On the contrary, the fits on SZ are very poor from 12 to 90 km, with an opposition of the phase at each solution, despite a correctly estimated amplitude between 12 and 42 km. The phase shift of SZ cannot be solved simultaneously with the P-wave, *e.g.* as in the case of the 36 km Φ_2 solution where the SZ waveform is approximately found on the first 5 seconds and PZ-PR fits do not match the data at all.

The spectral amplitude of the synthetic body waves (Figures B.13.b and B.15.b) is moderately well estimated, especially for PZ and ST. The PR spectra are consistent with the data above 0.3 Hz and widely underestimated at lower frequencies by about one order of magnitude. SZ amplitudes are an order of magnitude lower on the high frequencies. On Figures B.13.c and B.15.c, the synthetic surface waves are slightly below the level of the observed spectra.

The secondary phase solutions Φ_2 on Figure B.15.d are consistent for the secondary phases of SS and SSS. PP is well estimated at 24-33 km and 39-48 km depths. PPP has the highest misfit values out of the 4 secondary phases, and is only constrained at 39 km deep. SS and SSS are pretty constant along the full depth range.

The M_w on Figure B.15.e is a bit different between Φ_1 and Φ_2 and converges to 2.6-2.8 from 21 to 39 km depth. The Φ_2 evaluation of the M_w is more unstable at 21, 30 and 36 km depth, with succession of small and large values. Then the M_w decreases slightly to 2.5 at depths. The Q factor is well constrained and stable, especially for Φ_1 . The mean value is of 600 (Q_S of 300 and Q_P of 700). Similar Q values are found for Φ_2 cost function, with larger variations, for instance at 27 km, 36 km and 51-60 km depths, where Q_P is unstable and larger with values up to 1500.

The tensors (Figure B.14) are comparable between Φ_1 and Φ_2 from 12 to 33 km, and present principally extensive and strike-slip solutions with an average E-W orientation of the strike, and large dip angles of more than 60° for one nodal plane. The solutions, especially in the crust, are not very stable and associated with rather high and unstable misfits. All of the crustal solutions have a dominant strike-slip component. The 39 km solution (reverse for Φ_1 and in strike-slip for Φ_2) is different from the others, which are mainly in extensive regime from 24 to 36 km and from 42 to 57 km.

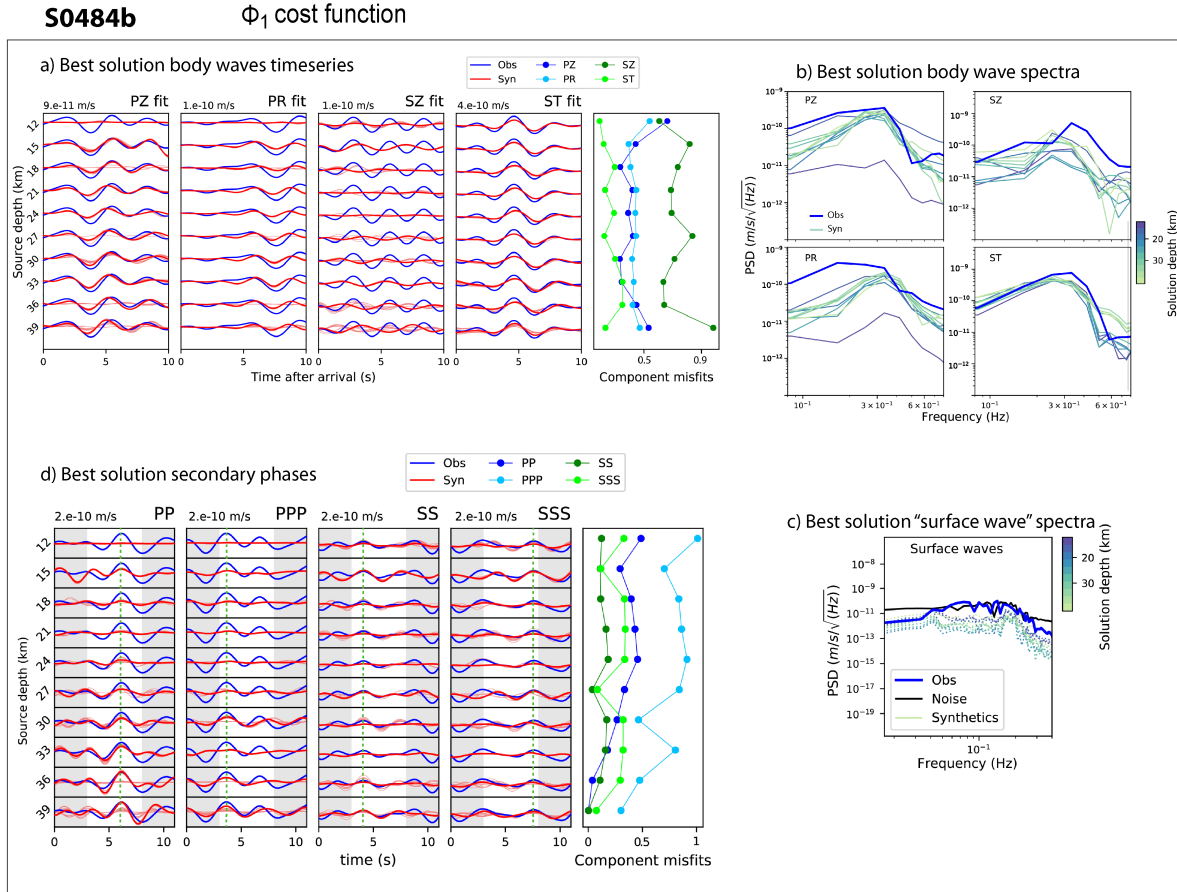


FIGURE B.13. Complete results for S0484b event for Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (39 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

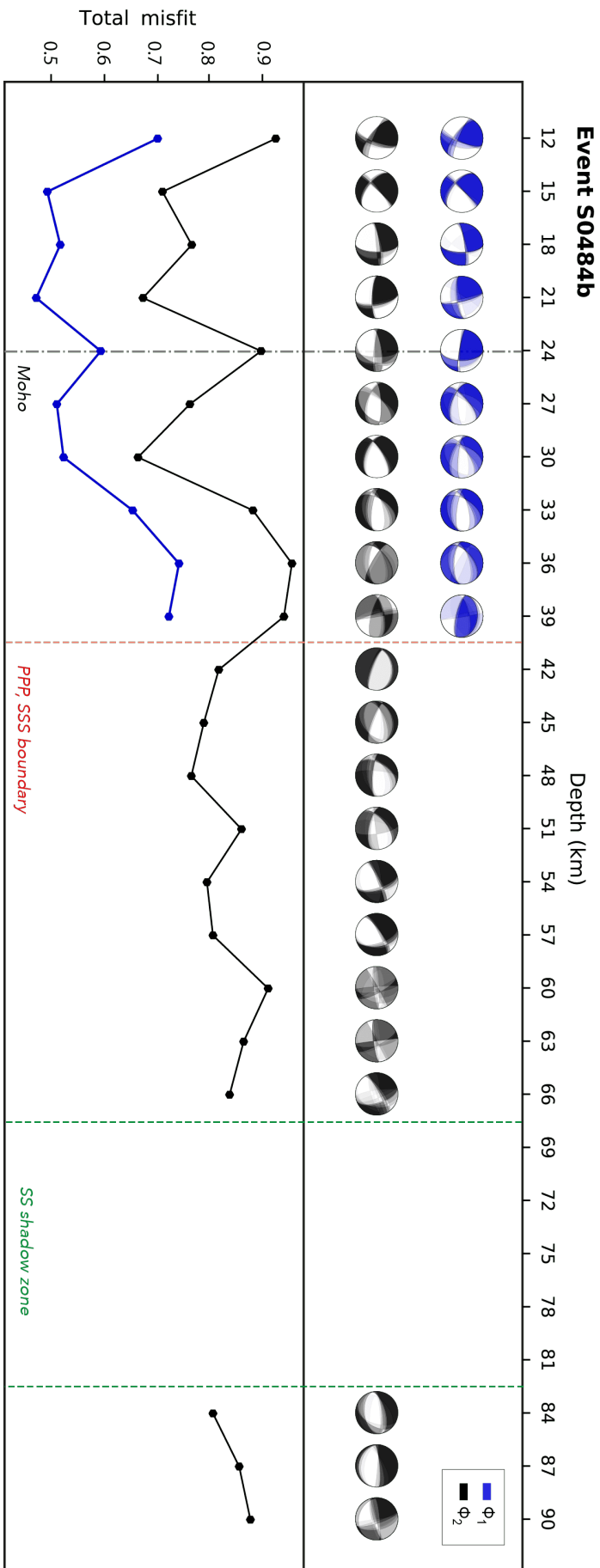


FIGURE B.14. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of event S0484b. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line, the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line and the SS shadow zone is limited by green dashed lines.

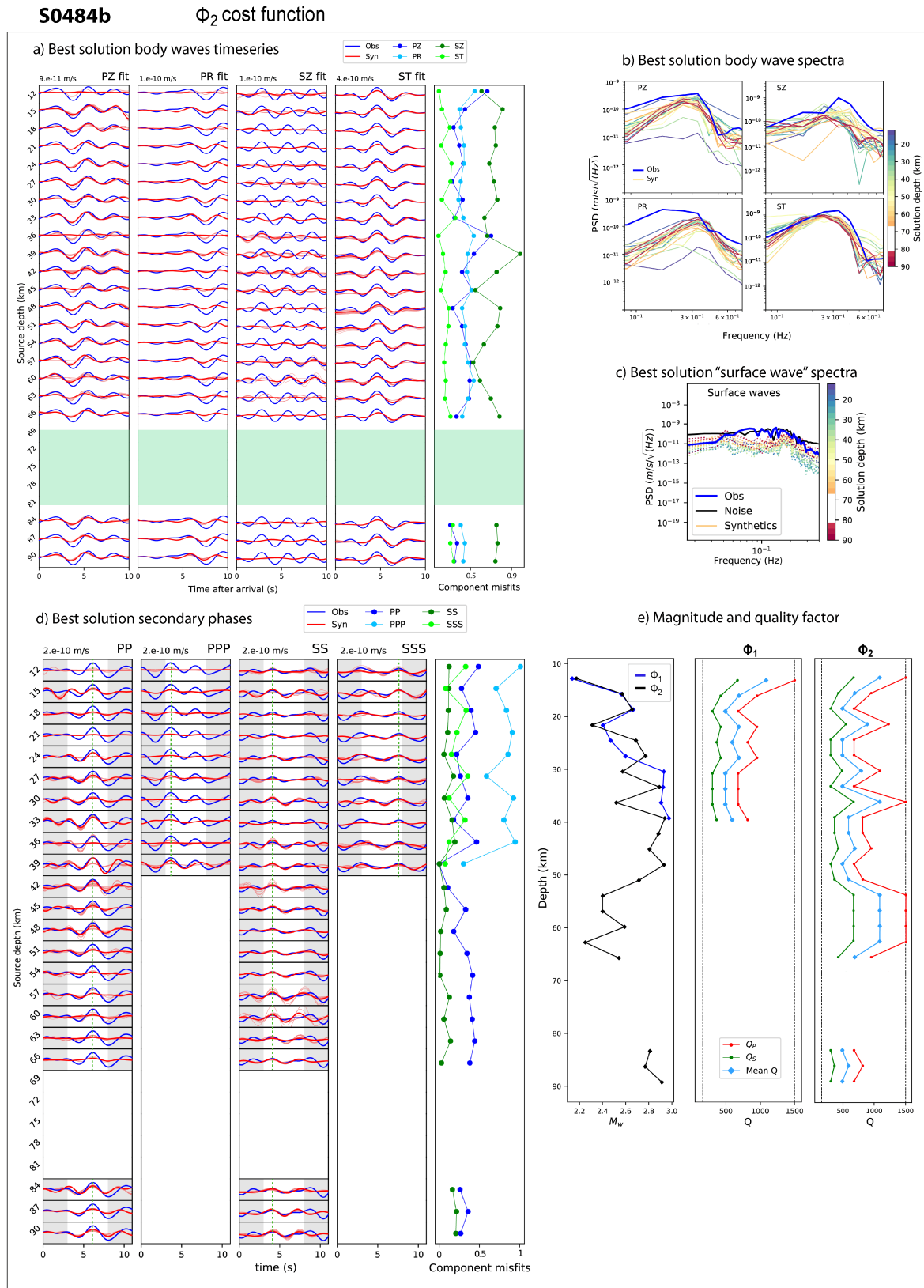


FIGURE B.15. Complete results for S0484b event for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.13. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). The green areas of figure d) correspond to the SS shadow zone. On left plot of figure e), Φ_1 M_w is in blue and Φ_2 M_w is in black. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

1.6 S0784a (BB, quality B)

The results of S0784a are shown in the Figures B.16, B.17 and B.18.

On Figures B.16.a and B.18.a the best synthetics are moderately well retrieved on the four body wave components, both for Φ_1 and Φ_2 . The observed waveform on PR is characterized by a wave superposition at 5 seconds, similarly to event S0820a (Section 1.8). The synthetics are thus not resolved for this component beyond the first wavelength. On the four components, the signal is well estimated on the first principal wavelength, the last 3 seconds are not retrieved by the synthetics, especially for ST component.

Looking at the spectra on Figures B.16.b and B.18.b, the synthetic spectral shape at higher frequencies of PR are not matching well the data. The PZ and ST components are the closest to the data in terms of shape, but are slightly underestimated. SZ is quite weak over the end of the time window and on its high frequency content. Figures B.16.c and B.18.c show clear underestimated synthetic surface wave signals which are about two orders of magnitude smaller than the observed data around 0.1 Hz.

The amplitudes of the secondary phases PP and SSS on Figures B.16.d and B.18.d are well constrained and constant at depth. PP amplitudes are well evaluated at all depths on the full time window. Still, PPP is highly underestimated at all the depths. SS solutions are weak in amplitude but constant. SSS is pretty well retrieved from 12 to 39 km depth.

The magnitude and attenuation are represented on Figure B.18.e and are almost identical between Φ_1 and Φ_2 . The M_w increases sharply from 2.5 to 2.7-2.8 between 24 and 33 km depths, then decreases again to 2.6 at 39 km depth. From 39 to 60 km, the magnitude is not stable and varies between 2.6 and 2.8. The quality factor is rather constant on both Φ_1 and Φ_2 , but presents large instabilities, where minimum Q are found at 24 km for Φ_1 and between 21 and 27 km for Φ_2 . These minimums are associated to the sharp increases in the M_w , but are not especially observed on either the body wave fits or the secondary phase amplitudes.

On Figure B.17, the solutions of Φ_1 are dominated by a reverse faulting regime, oriented \sim E-W, from 15 to 33 km, between 42 and 48 km, and between 63 and 72 km. The remaining solutions are reverse or normal, but with a different strike angle oriented \sim N-S. The misfit values of Φ_1 are highly unstable, with minimum-maximum values, for instance at 15-18 km depth, while the moment tensors are similar. In the case of Φ_2 , the misfit is more stable below the crust. We note that the solutions are weakly resolved at each depth, their PDFs are not well superimposed and several solutions explain the observations with different moment tensors.

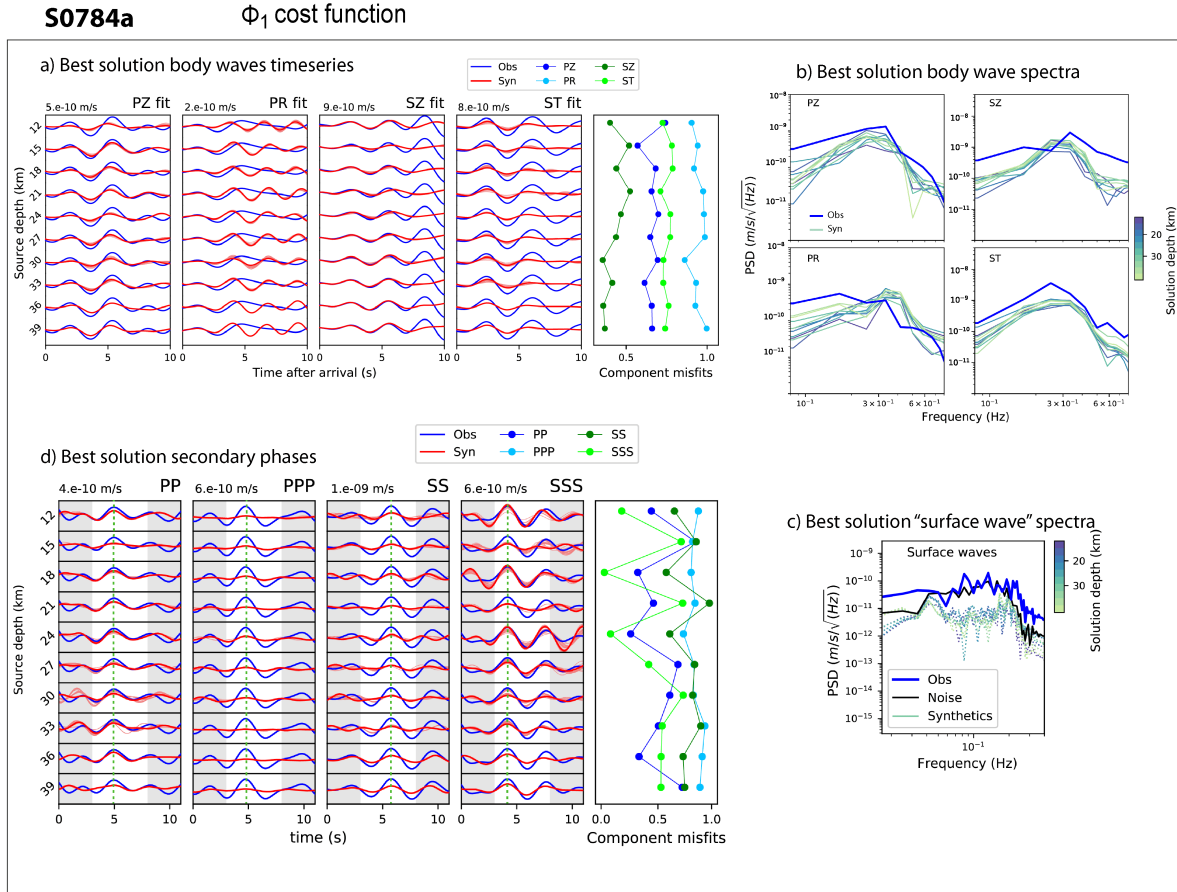


FIGURE B.16. Complete results for S0784a event for Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (39 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

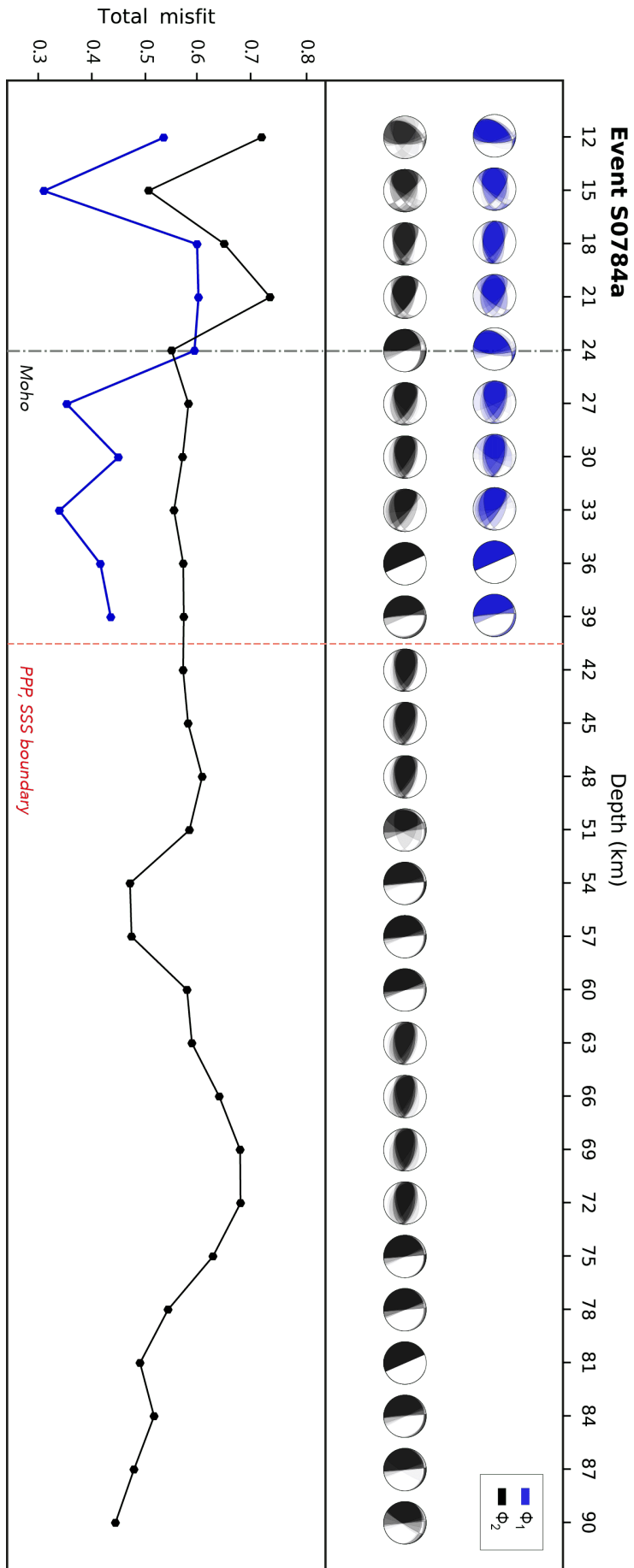


FIGURE B.17. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of event S0784a. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line and the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line.

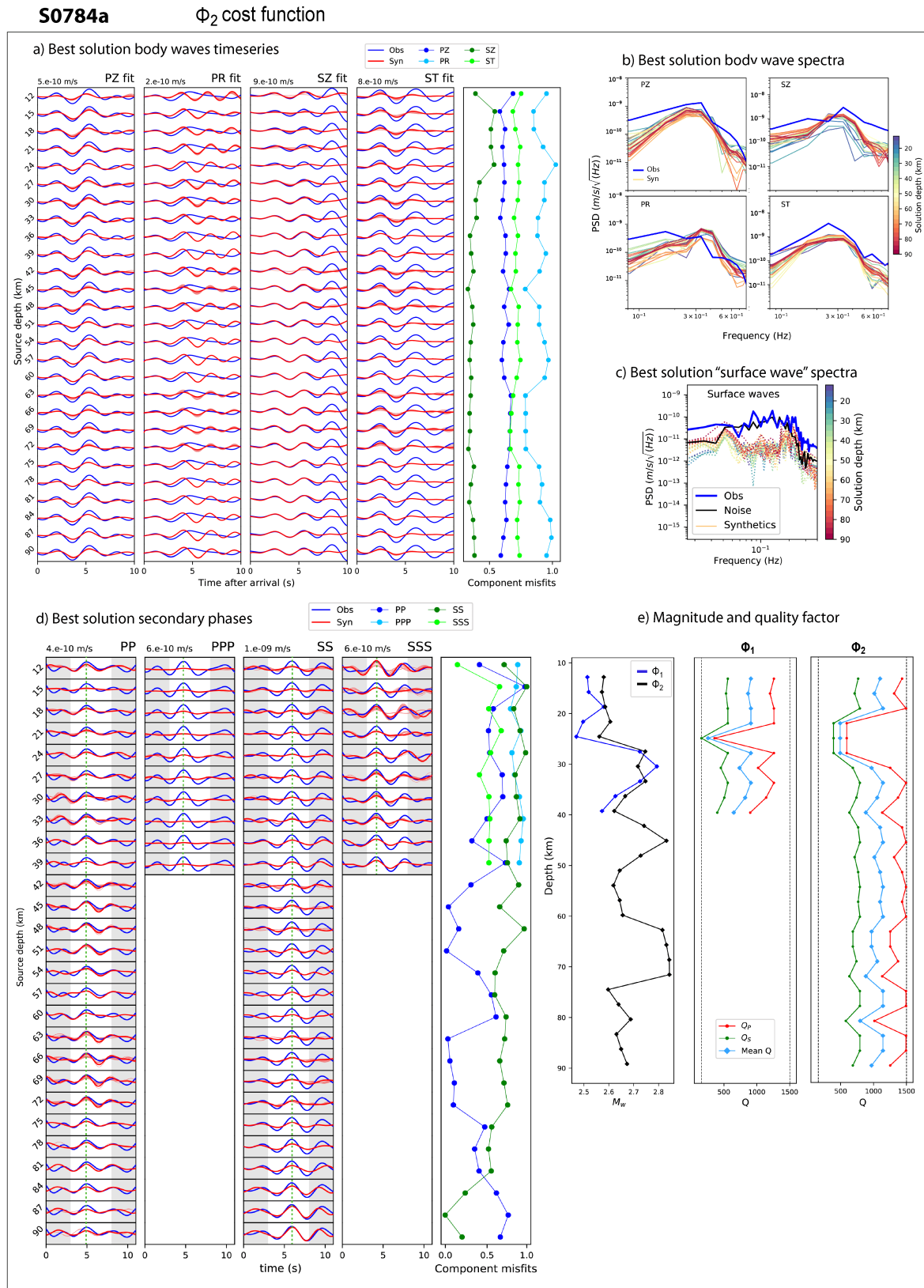


FIGURE B.18. Complete results for S0784a event for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.16. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). The green areas of figure d) correspond to the SS shadow zone. On left plot of figure e), Φ_1 M_w is in blue and Φ_2 M_w is in black. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

1.7 S0809a (LF, quality A)

S0809a results are shown in Figures B.19, B.20 and B.21.

The fits of the body waves on S0809a on Figures B.19.a and B.21.a are overall well constrained and remarkably stable along the depth. S0809a PR, SZ and ST encompass the most stable solutions of the four components on Φ_1 and Φ_2 . The PR component is well estimated on the complete time window at all depths. Similarly for ST, the main peak is rather well found, but the amplitude is underevaluated. SZ is well computed below 27 km depth, and poorly estimated in the crust. PZ is not retrieved over the first 3 seconds of the signal where the synthetics slightly resolve the first amplitude minimum at ~ 4 seconds. In the frequency domain on spectra (Figures B.19.b and B.21.b), the SZ component spectra are much weaker by almost two orders of magnitude at 0.1-0.2 Hz and at superficial depths (light blue and light green spectra for both Φ_1 and Φ_2). ST is overall well fitted in terms of spectral shape, but slightly below the observed data in amplitude. The P-wave spectra are rather well computed, especially in the case of PR component. PZ spectra do not resolve the shape of the observed signal at 0.1 Hz and above 0.3 Hz. The synthetic surface wave spectra on Figures B.19.c and B.21.c are particularly small compared to the data, from one to two orders of magnitude.

The secondary phases on Figures B.19.d and B.21.d are well estimated in the cases of PP and SSS phases at the full depth range. PPP is stable but highly underestimated. SS is associated to the highest misfit values and is globally too weak. SS solutions are better at 12, 30-42, and 54-90 km depths.

On Figures B.21.e the magnitude is comparable between Φ_1 and Φ_2 above 36 km depth. The values increase slightly with depths, from 2.4 at 12 km depth, to 2.8 at 90 km depth. In the case of Φ_1 , the magnitude increases strongly to 2.8-3.0 between 36 and 42 km depth, while it is more stable around 2.7 for Φ_2 case. Proportionally, Q decreases from upper boundary to the lower boundary in Φ_1 , while being pretty stable between 15 and 27 km depth. Q is varying more in the case of Φ_2 cost function at all depths, for example at 24, 33, 39, 54, 60, 69 and 78-81 km depths.

The moment tensor solutions on Figure B.20 are different between the crust and between 27 and 90 km depths. We observe a thrust-strike-slip motion in the crust, changing to normal mechanisms below 27 km. The strike and the dip are consistent between these two groups of solutions. Still, the reverse mechanism, for instance at 15 km depth, is similar to the solutions at 30-36 km depths in terms of geometries, even though the rake angles are opposite. Solutions on the Φ_2 cost function are slightly different, at 15 or 42 km depth but agree otherwise with Φ_1 . The misfits are also very different, and do not converge to the same solutions (15 km and 33 km depths for Φ_1 and 12 and 39 km depths for Φ_2).

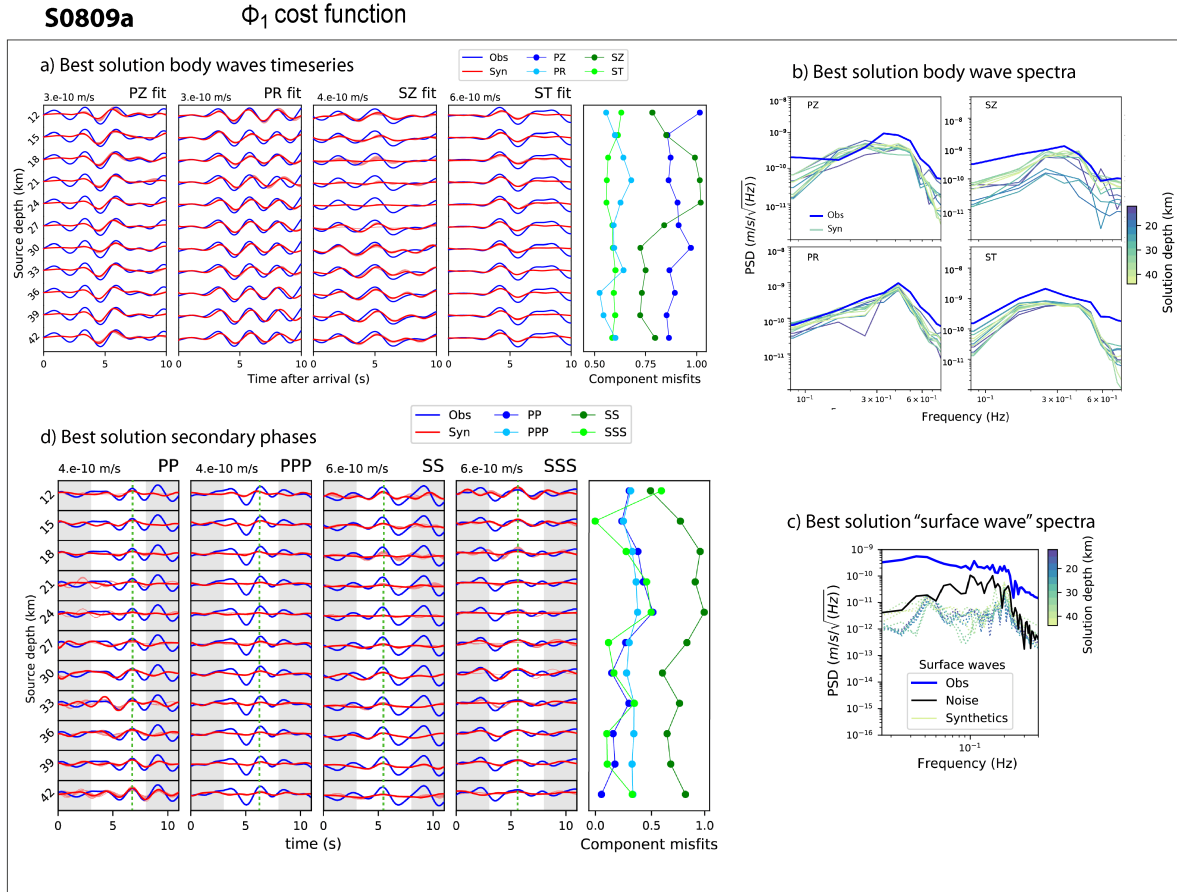


FIGURE B.19. Complete results for S0809a event for Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (42 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

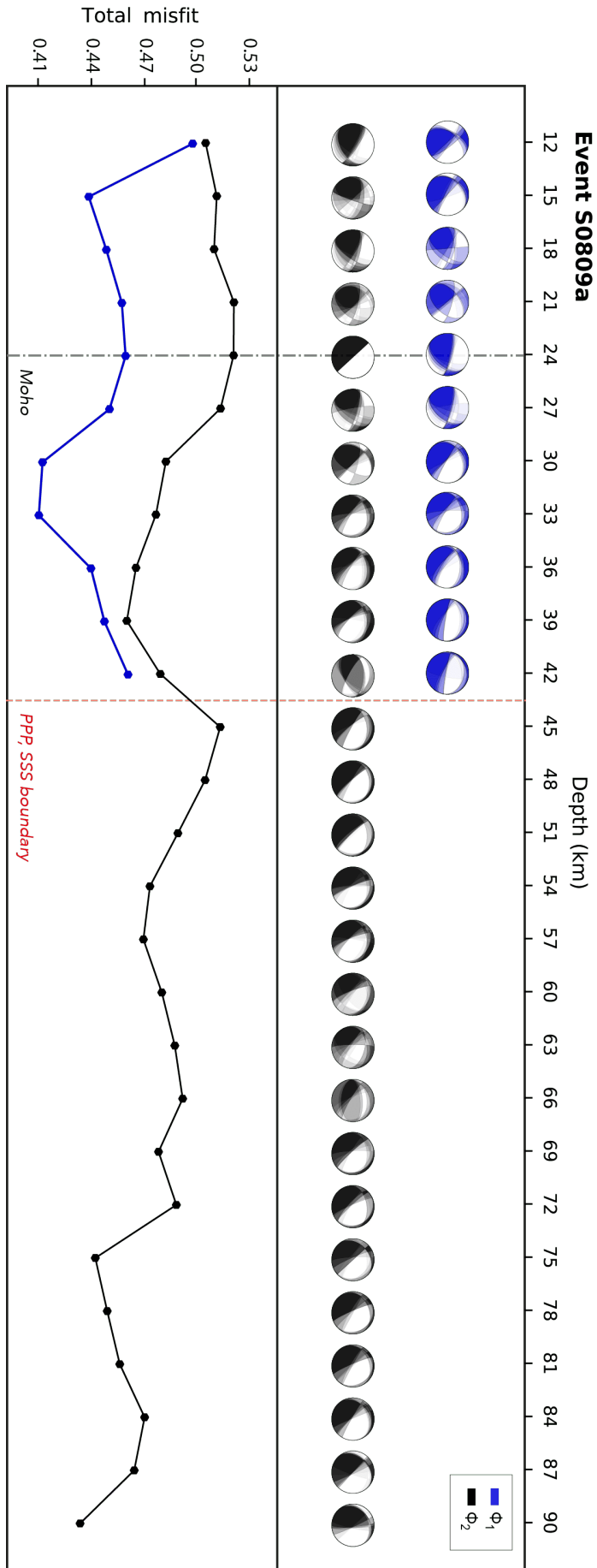


FIGURE B.20. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of event S0809a. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line and the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line.

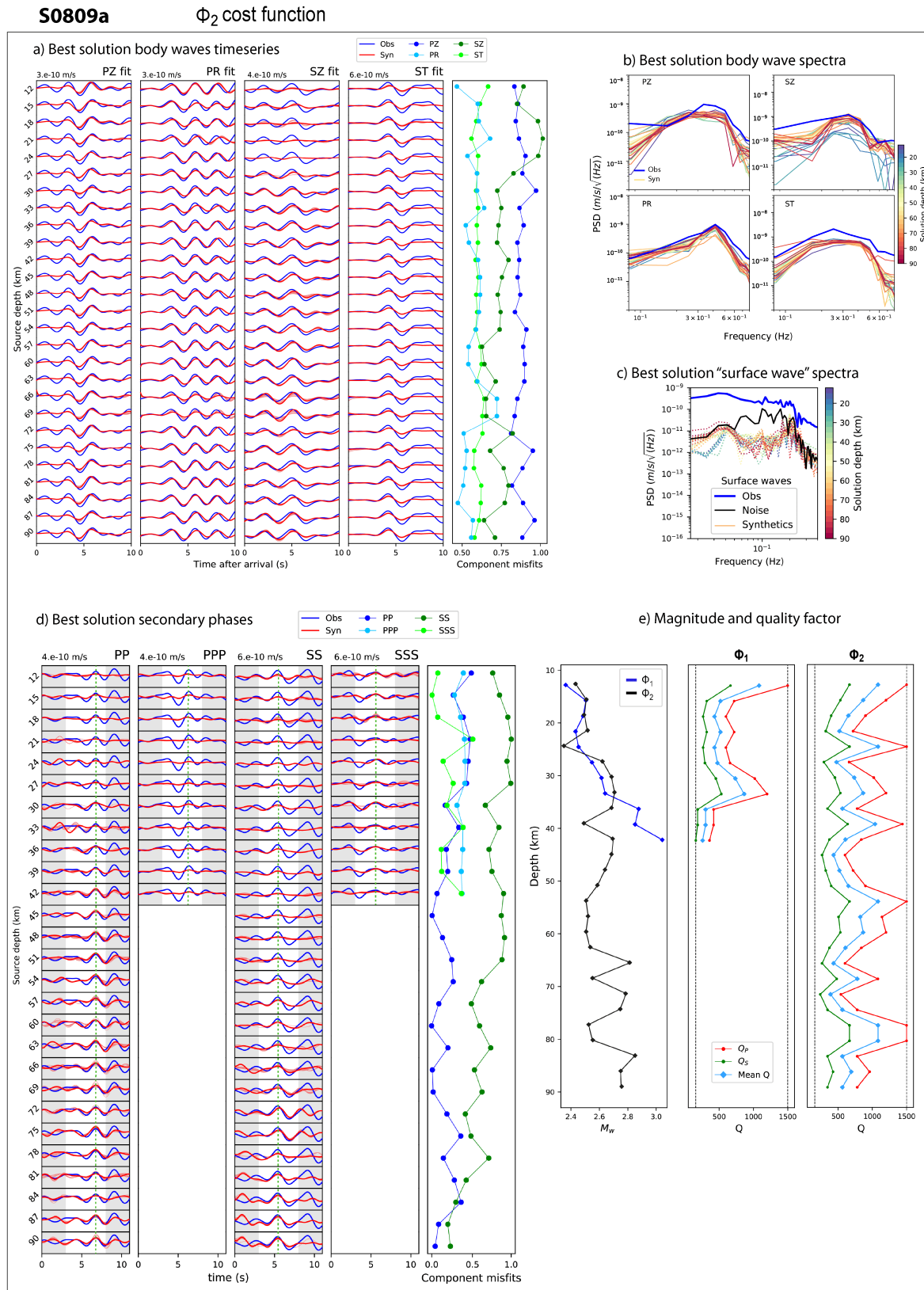


FIGURE B.21. Complete results for S0809a event for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.19. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). The green areas of figure d) correspond to the SS shadow zone. On left plot of figure e), Φ_1 M_w is in blue and Φ_2 M_w is in black. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

1.8 S0820a (LF, quality A)

Results for S0820a are displayed in Figures B.22, B.23 and B.24.

The body wave fits on Figures B.22.a and B.24.a are overall well estimated. PZ, SZ and ST are well estimated on the main peak, but are approximate on the rest of the signal. SZ is very underestimated between 12 and 27 km depths and has the highest misfit values with PZ. The PR synthetics resolve well the first arrival on the first 5 seconds, but the rest of the signal is very amplified compared to the observed data and the observed waveform shape seems superimposed to a secondary wavelet between 5 and 8 seconds (similar to the S0784a fits on Section 1.6).

Moreover on Figures B.22.b and B.24.b, the PR spectra are not very coherent between the observed data and the solutions, the general shape is not the same, the content at low and high frequencies is too low, and the local energy drop at 0.3 Hz does not exist on the synthetics. Regarding the 3 other components, as it is suggested by the fits on the time series, the spectra are consistent for the ST, and PZ is a bit underestimated. SZ is underestimated at crustal depths, and the SZ spectra are different in shape compared to the observed data. The synthetic surface waves on Figures B.22.c and B.24.c are about two orders of magnitude weaker than the data spectra at 0.1 Hz.

On Figures B.22.d and B.24.d, the secondary phase PPP depicts rather good amplitudes from 12 to 39 km. PP is too small above the Moho depth, and then is better estimated up to 90 km depths. SS is underestimated in the crust and better retrieved from 33 to 90 km depth. SSS is the worst component and is highly underevaluated, except at 24 km depth.

The magnitude curves are rather constant for both Φ_1 and Φ_2 on Figure B.24 e) with a mean value of 2.5 in the crust, and tends to 2.8-3.0 at depths. On the same figure, the Q factor is remarkably constant and similar between Φ_1 and Φ_2 . It tends to a mean value of ~ 550 (Q_P of 800 and Q_S of 350). It decreases slightly at depths for Φ_2 cost function, and there are small instabilities at 24 and 42 km depths associated with drops in the M_w . Globally, the Q is well constrained for this event.

On Figure B.23, the dominant focal mechanism is normal faulting from 12 to 90 km for both Φ_1 and Φ_2 . The solutions are especially stable, the misfits are constant on the full depth range. We note a small variation over the strike angle between the crustal solutions (tending to ~ 120) and the deeper solutions (tending to ~ 100). The moment tensors are quite close to those found for the other quality A events of S0173a and S0235b.

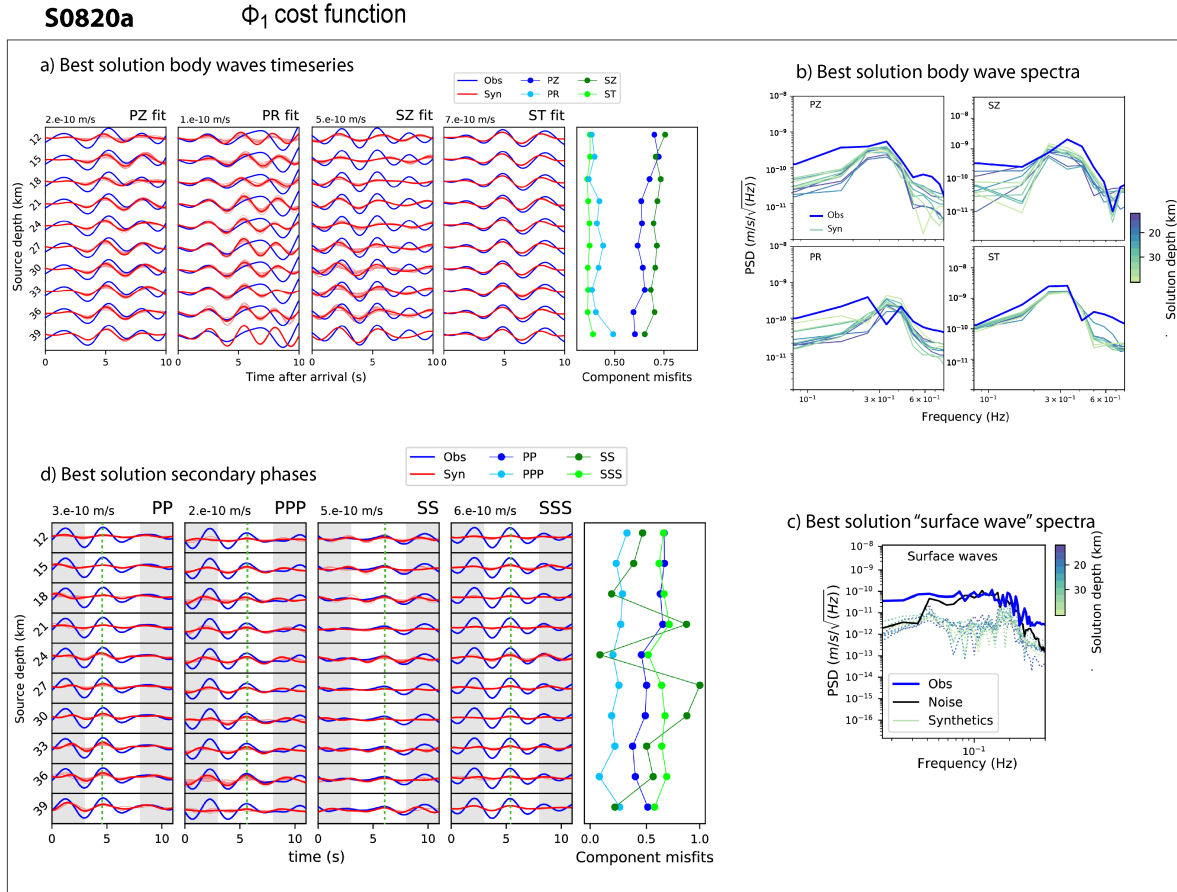


FIGURE B.22. Complete results for S0820a event for Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (39 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

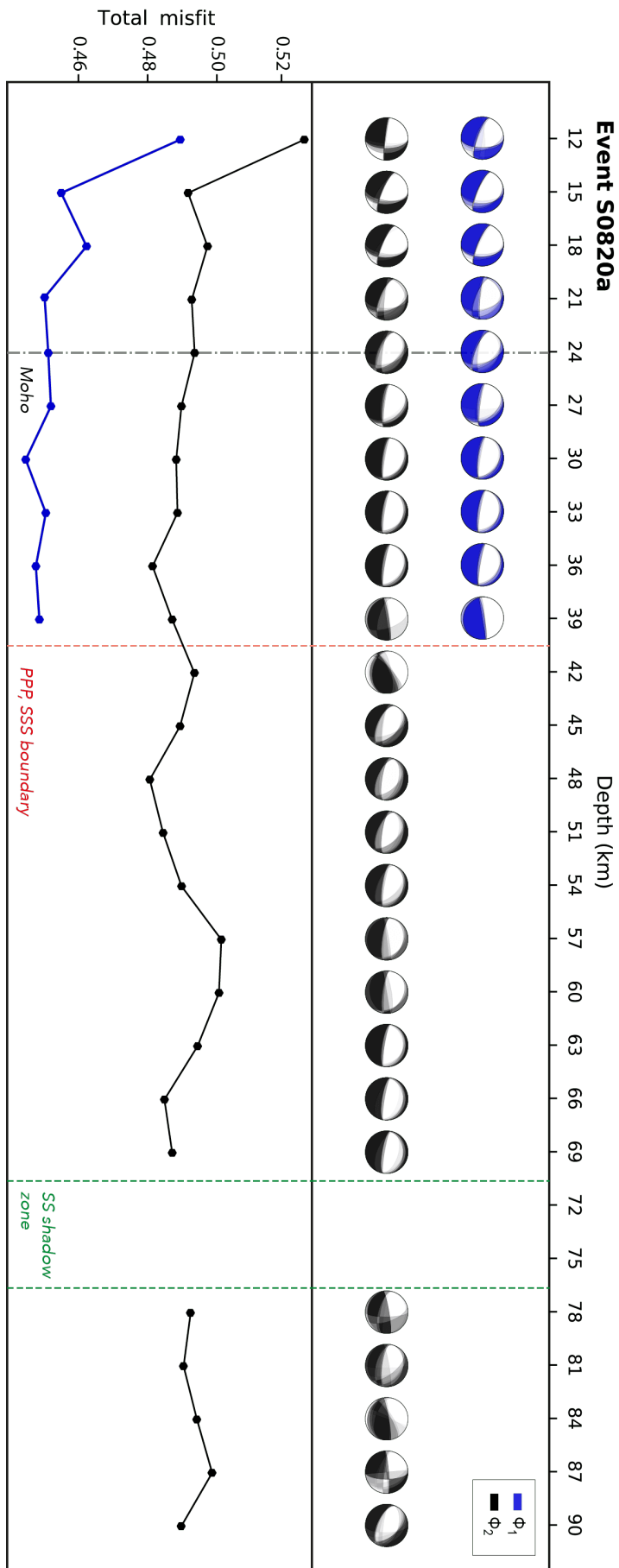


FIGURE B.23. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of event S0820a. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line, the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line and the SS shadow zone is limited by green dashed lines.

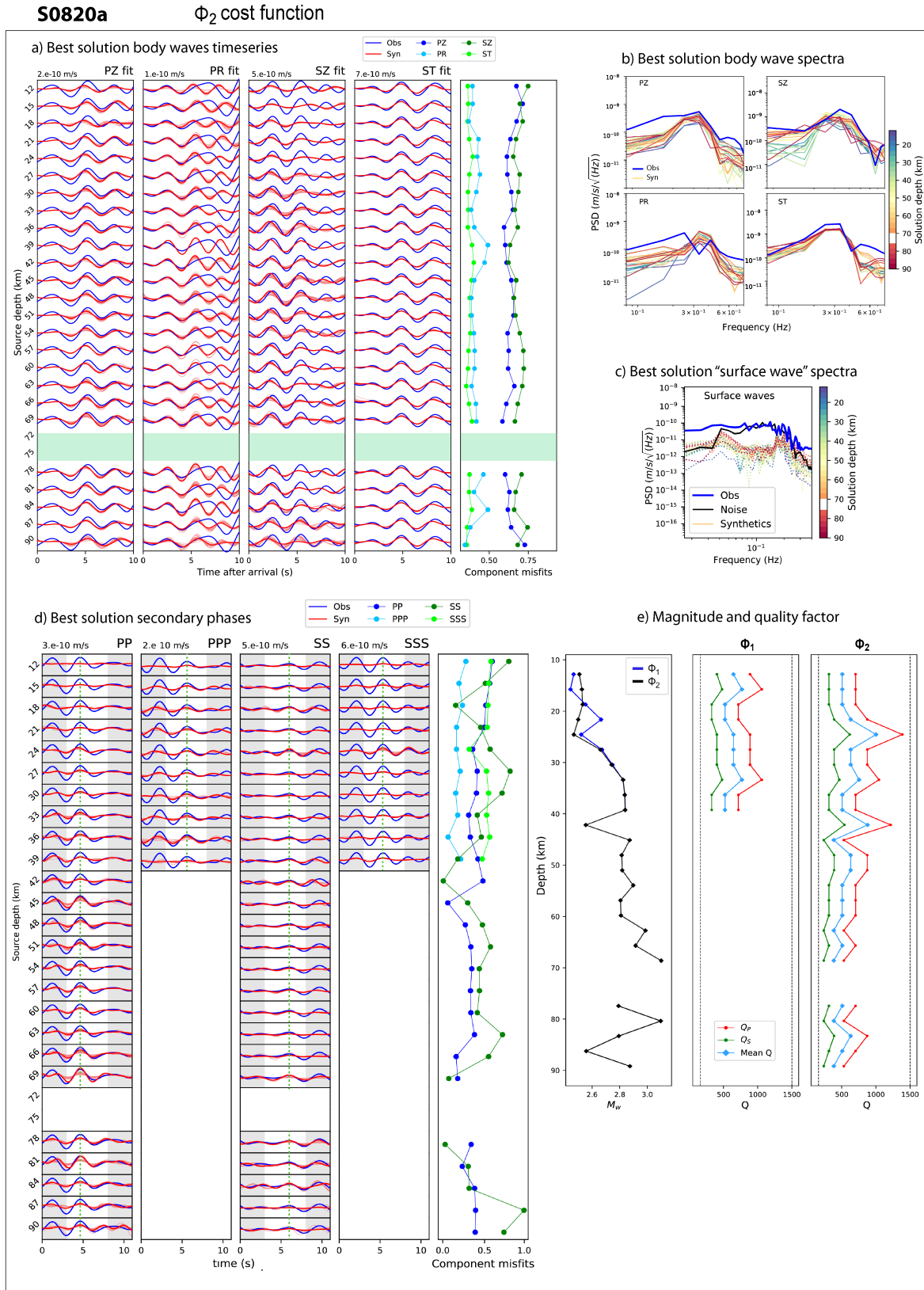


FIGURE B.24. Complete results for S0820a event for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.22. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). The green areas of figure d) correspond to the SS shadow zone. On left plot of figure e), $\Phi_1 M_w$ is in blue and $\Phi_2 M_w$ is in black. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

1.9 Earthquake inversion

1.9.1 Earthquake description and inversion setup

In this section we perform an inversion test on an earthquake, in order to evaluate our results obtained with our single-station methodology from the tensors calculated by the USGS (Guy et al., 2015) and the GFZ (Quinteros et al., 2021) from several tens of seismic stations. To match the InSight Martian context, we place ourselves in the same inversion conditions that we detail below.

The selected event is an intraplate earthquake, located in a sedimentary and cratonic basin in Australia (see Figure B.25). The earthquake was triggered by a strike-slip fault at 10-15 km depth on 2011-12-05 at 19 :10 :00 (UTC). It has a M_w of 5.2, which corresponds to an SNR of about 50, equivalent to Martian events of quality A (*i.e.*, S0173a, S0235b, S0809a or S0820a). The regional continental crust on which the earthquake is located is about 25 km thick (Clitheroe et al., 2000). The seismic station used, KNRA (Australian National Seismograph Network, ANSN, Geoscience Australia) is located at 1600 km (*i.e.* 15° terrestrial, and would correspond to 26° on Mars) with a BAZ of 244° on a crust of 30 km thickness. The arrival times and location are summarized in the table B.1.

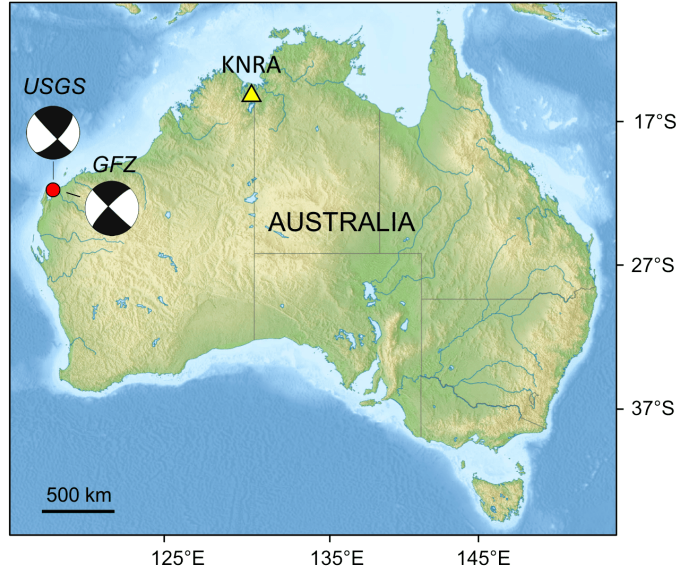


FIGURE B.25. Location of the selected terrestrial earthquake located in Australia. The relief map of Australia is built from SRTM 30 m topographic data. The red dot corresponds to the selected earthquake (2011-12-05T19 :10 :00, UTC), associated with the two seismic moment tensor solutions of USGS (Guy et al., 2015) and GFZ (Quinteros et al., 2021). The selected seismic station KNRA (Australian National Seismograph Network, ANSN, Geoscience Australia) is represented with the yellow triangle.

	Δ (km, Earth(Mars) °)	BAZ (°)	Origin time (UTC)	P-wave time (UTC)	S-wave time (UTC)	PP-P (s)	SS-S (s)	PPP-P (s)	SSS-S (s)	Frequency range (Hz)
KNRA (AU, ANSN)	1600, 15(26)	244	2011-12-05 19 :10 :00	2011-12-05 19 :13 :52	2011-12-05 19 :15 :54	22	22	40	33	0.14-0.5

TABLE B.1. Used parameters for the Australian earthquake. The epicentral distance and BAZ are given for the KNRA seismic station (Australian National Seismograph Network, ANSN, Geoscience Australia, see Figure B.25). The origin and arrival times of P- and S-waves are picked by USGS (Guy et al., 2015), and those of the secondary phases are picked with the help of TauP toolkit estimations (Crotwell et al., 1999) on PREM model (Dziewonski et Anderson, 1981).

Moreover, the main purpose of our method is to calculate the geometry of the seismic moment tensor, namely, the DC components of the strike, dip and rake mostly. In this study, we use only

the waveforms, and we do not rely on arrival times. Therefore, we can invert the earthquake with Martian synthetics, calculated with the TAYAK model with the Moho at 24 km depth (see the main text and Knapmeyer-Endrun et al., 2021). We justify doing this for the additional purpose of performing a sensitivity test on the internal model, in addition to that of Supplementary 2.2. In fact, the DC components of the seismic moment tensors are supposed to be well found because they are not too dependent on the internal model. On another side, the magnitude and attenuation depend directly of the model, and are thus expected to be poorly constrained in this case. In addition, high amplitude surface waves are observed on the earthquake seismograms, and the condition on the surface wave ratio applied for Mars is not valid in a terrestrial case. Finally, we add the observed Martian noise (from the sol 484 data, during the quiet noise period, in the evening, and without glitch) to the earthquake signal. The earthquake and synthetics are rotated in ZRT, and filtered between 2 and 7 seconds. Finally, as in the case of other Martian seismic events, we used the same weights ϵ , Φ_1 and Φ_2 . Finally, we use synthetics from 12 to 90 km depth, as synthetics at shallower depths are too contaminated by the possible superposition of secondary phases (such as pP and sS).

1.9.2 Earthquake inversion results

The results for this terrestrial test are grouped in Figures B.27 for the moment tensors, B.26 and B.28 for the full Φ_1 and Φ_2 analyses respectively.

In Figures B.26.a and B.28.a, we can see that the four components are rather well retrieved, especially ST which exhibits the lowest misfit and is the most stable with depth. PZ and PR are also well resolved, with some instabilities in the crust. SZ is constrained on the first peak, but the second peak is underestimated above 24 km depth, and is slightly better retrieved below 27 km depth. On the spectra, Figures B.26.b and B.28.b, we have the same observations, *i.e.* ST is very well constrained, PZ and PR are well estimated especially at depth, and SZ is quite underestimated at crustal depths.

The secondary phase amplitudes in Figures B.26.c and B.28.c, are quite well estimated and stable, especially those of PP and PPP. SS is properly constrained, with slight instabilities in the crust. SSS is reasonably calculated but less stable, and is generally overestimated, especially between 24 and 30 km depth.

On Figure B.28.d we observe that the magnitude and the quality factor are very little constrained. The magnitude ranges from 4.7 in the crust to more than 4.9 below 24 km depth, but remains well below the 5.2 M_w estimates made by the USGS (Guy et al., 2015) and GFZ (Quinteros et al., 2021). The quality factor is not constrained, and tends mostly towards the upper bound at all depths ($Q_P=1500$ and $Q_S=667$). The few variations of Q at ~ 30 km depth compensate for the maximum magnitude.

Regarding the moment tensors, Figure B.27, they are quite similar between Φ_1 and Φ_2 . Despite the misfit variations in the crust, the focal mechanisms clearly tend towards strike-slip/reverse, with a general NW-SE orientation. In both cases, the tensors are very stable after 30 km depth, where the misfit is remarkably low. Thus, the two tensor solutions we obtain are those at 12 and 30 km depth, which correspond to the two smallest misfit values (above and below the Moho depth). The details of the strike, dip and rake angles are shown in the table B.2. The solution at 12 km depth is remarkably similar to that of the USGS (Guy et al., 2015), both on DC components and on depth. It is also very close to the GFZ solution (Quinteros et al., 2021), but the rake is left-lateral in our case (and in the USGS case), and right-lateral in the GFZ case. The solution at 30 km depth is also in strong agreement on the DC components.

To summarize, all these results show a good stability and robustness despite our single-station framework, both on the inversion of the waveforms and on the little variability of the tensors with depth. In contrast, the magnitude and attenuation estimates are quite poor, as we suggested, and this is certainly due to the choice of the internal velocity model. But on the other

	Dominant mechanism	depth (km)	strike ($^{\circ}$)	dip ($^{\circ}$)	rake ($^{\circ}$)	M_w	Q_P	Q_S
USGS	Strike-slip	12	136 (44)	85 (64)	26 (174)	5.2	~ 225 -400	~ 100 -200
GFZ	Strike-slip	10	134 (225)	86 (76)	-13 (-175)	5.2	~ 225 -400	~ 100 -200
Solution 1	Strike-slip	12	120 (21)	77 (55)	36 (164)	4.73	1500	667
Solution 2	Strike-slip	30	130 (24)	72 (51)	41 (156)	4.92	1044	464

TABLE B.2. Best moment tensor solutions for the earthquake located in Australia. We present the solution of USGS (Guy et al., 2015), that of GFZ (Quinteros et al., 2021) and the solutions we obtain with our single station methodology (solution 1 in the crust, and solution 2 in the mantle). We display the dominant mechanism type (based on the first nodal plane rake angle value), the best solutions depths, the moment tensor strike, dip and rake angles, the magnitude M_w and the quality factors of P, Q_P , and S, Q_S . The Q values of USGS and GFZ are approximately derived from PREM model. We highlight in bold the values of Q when Q_P tends to the extremity of the exploration domain (1500).

hand, the smallest misfit in the crust is observed at 12 km depth, which corresponds to both the USGS (Guy et al., 2015) and GFZ (Quinteros et al., 2021) solutions. Finally, the geometry of the tensor we have calculated matches very closely those of the USGS (on strike, dip and rake) and GFZ (on strike and dip).

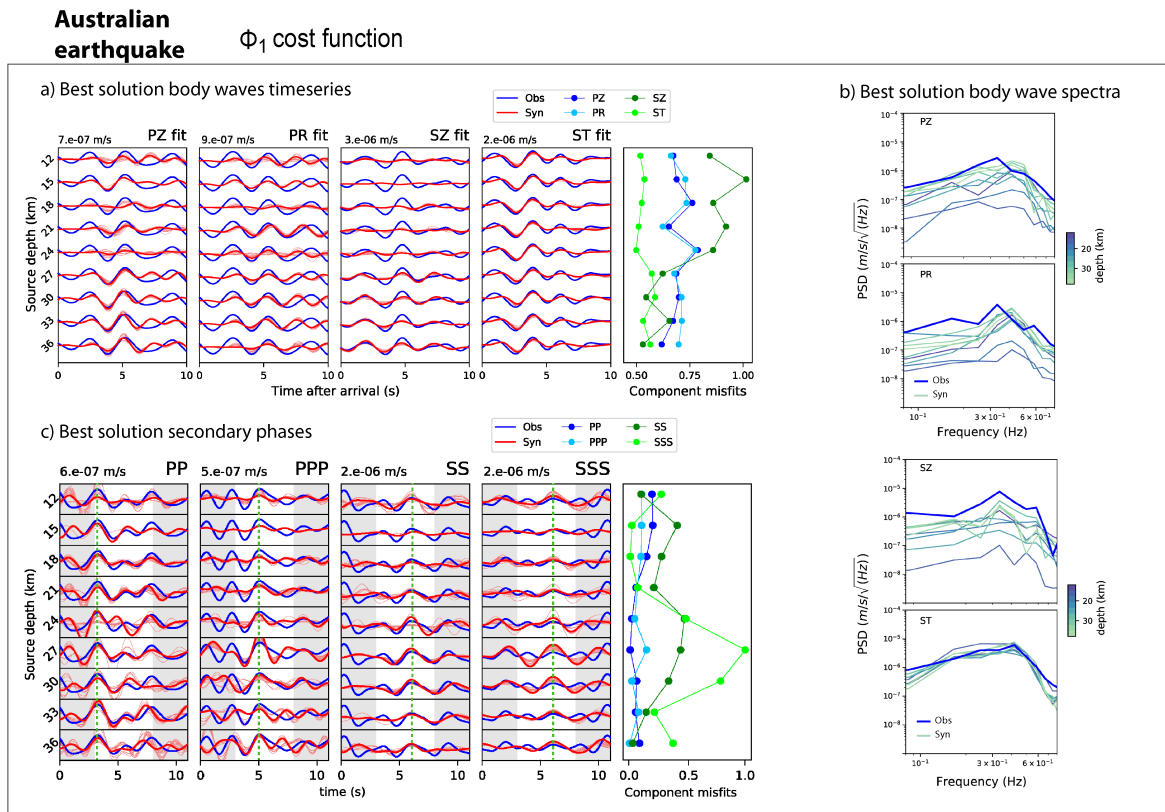


FIGURE B.26. Complete results for an earthquake located in Australia for Φ_1 cost function analysis. The Martian noise has been added to the earthquake signal. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and c) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on c) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table B.1. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figure b) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (36 km deep) and the blue spectra correspond to the earthquake data.

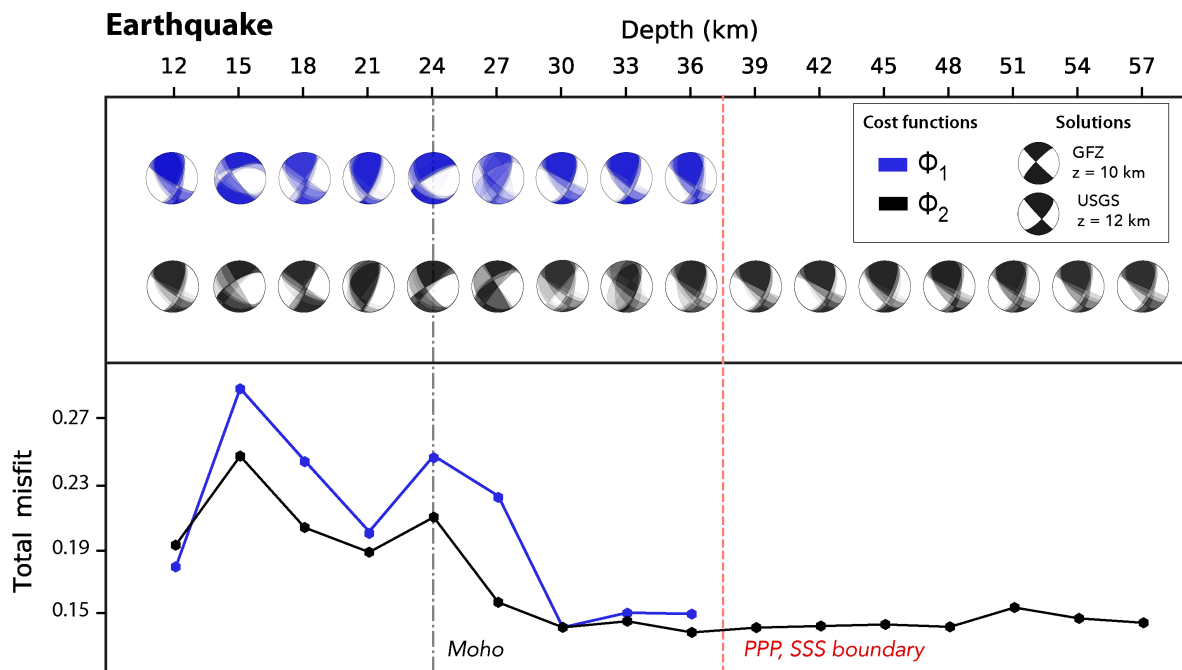


FIGURE B.27. Inversion result representations on the best moment tensor solutions of the earthquake located in Australia. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. The solutions of the GFZ (Quinteros et al., 2021) and the USGS (Guy et al., 2015) are represented on top right of the Figure for comparison. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line and the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line.

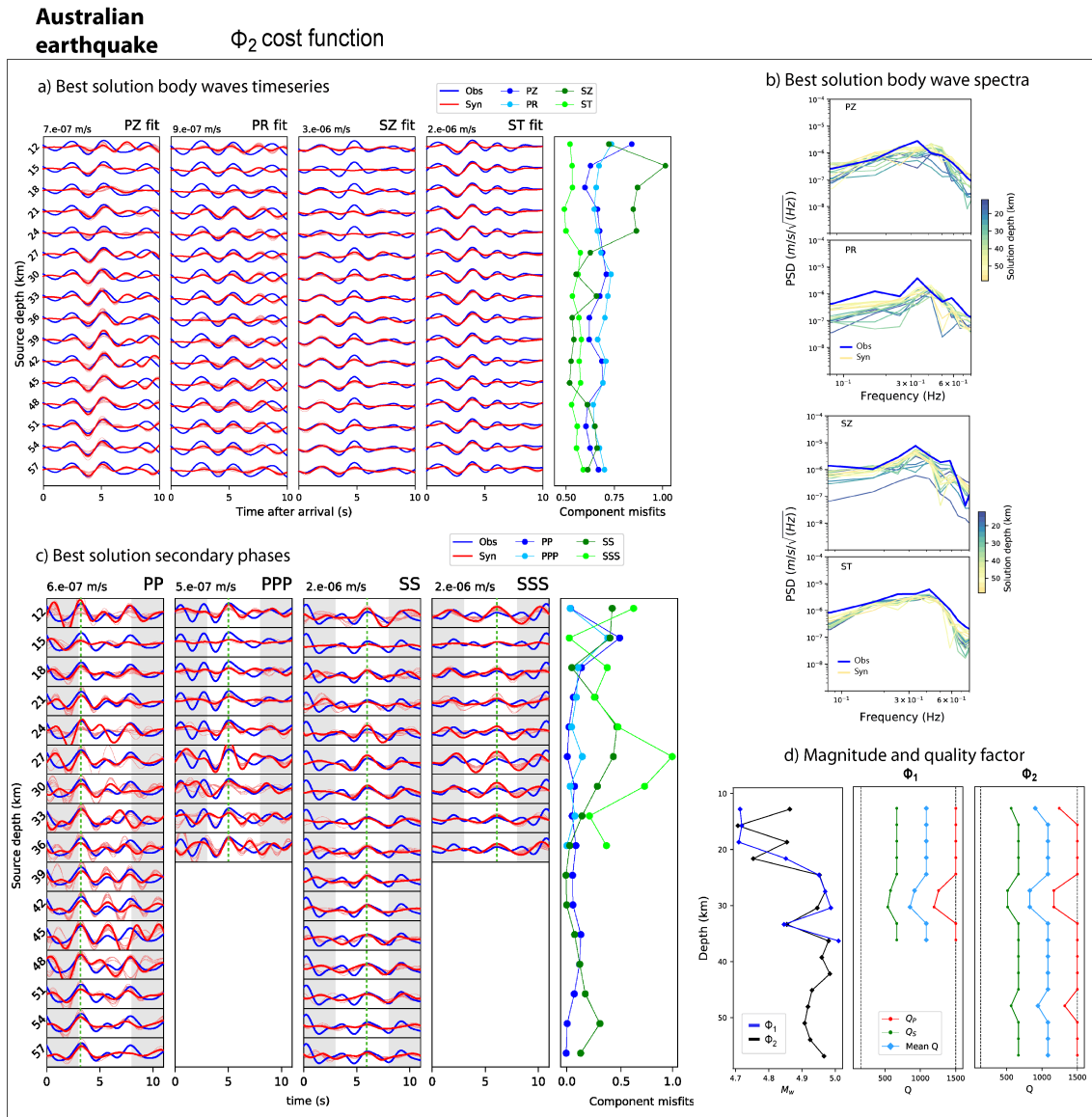


FIGURE B.28. Complete results for the earthquake located in Australia for Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.26. The Martian noise has been added to the earthquake signal. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution secondary phases and d) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On b), the spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to yellow (57 km deep). On left plot of figure d), Φ_1 M_w is in blue and Φ_2 M_w is in black. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

2 S0235b sensitivity tests

2.1 S0235b BAZ test

In this Section, we present the results of sensitivity inversions on the BAZ for event S0235b. In this case, we use the same parameterizations as those used in S0235b inversions (Section 5, Chapter IV), but amend the BAZ to 90° (instead of 74°) to rotate both synthetics and data. This angle is chosen to test our inversions and to help us to assess the biases in our results as the BAZ is estimated with large uncertainties. The Figure B.30 shows the resulting moment tensors obtained for the cost functions Φ_1 (in blue) and Φ_2 (in black). The full results are grouped in Figures B.29 and B.31.

The body wave fits on Figures B.29.a and B.31.a are otherwise well resolved on PR and ST, fairly well estimated on PZ, and poorly found on SZ, especially in the crust. The 12 and 18 km solutions are the most unstable on the P-wave. The PR component is slightly overestimated, more than in the case of the S0235b main inversion. The S-wave, especially ST, is not fitted on the first 5 seconds of the synthetic signal, similarly to the main inversion results (and due to the location at ~ 5 seconds of the maximum amplitude on the observed waveform). However, it is also the case for PZ component, which does not resolve the first maximum peak of the signal and is overall very poor compared to the S0235b main inversion.

The solutions on the spectra Figures B.29.b and B.31.b show that the general amplitudes of PZ, PR and ST components are well found for all depths despite the underestimations over the first seconds on the time series. On the contrary, SZ is too weak by about one order of magnitude at low frequencies. The surface waves in Figure B.29.c are less than an order of magnitude smaller than the observed data.

Concerning the secondary phases, Figures B.29.d and B.31.d, PP, SS, PPP and SSS are overall very similar in amplitude with the data at almost all depths. Below 42 km, the Φ_2 solutions on PP and SS are overestimated, and the misfits increase sharply up to 57 km depth, which is not observed on the main S0235b inversion results.

On Figure B.31.e, the magnitude estimate is oscillating down to 36 km, between 3.0 and 3.2. The M_w estimated with Φ_2 is increasing below 39 km depth, and tends towards higher values of 3.4 in line with the overestimations on PP and SS. The Q factor is very similar between Φ_1 and Φ_2 and quite stable in the crust, with mean values between 500 and 600. At 36 km depth, we observe a maximum value tending towards the upper boundary of the exploration domain, with a maximum mean value of ~ 1100 . This instability is also observed at 36 km depth in the main inversion but the maximum value is of ~ 950 . Below 36 km depth, the Φ_2 Q factor is stable, despite the large increase in the M_w at these depths, with a mean value of Q of 550 (Q_S of 340 and Q_P of 760) very close to Giardini et al. (2020) estimations of $Q_S \sim 320$.

Regarding the moment tensors, we find a dominant normal fault mechanism as in the case of S0235b main results in main text Section 5.2 of Chapter IV, and tend to a purely extensive regime especially below the crust. Globally, the BAZ 90° moment tensors are stable, and only small variations at depths 12 and 21-24 km are observed. The strike angle above 24 km is not oriented as clearly east-west as in the case of BAZ 74° . We observe that the general moment tensor geometry is very comparable to the main inversion results, but the BAZ 90° solutions are tilted between 12 and 39 km depths, *i.e.* the dip angles of the two nodal planes are more contrasted and asymmetrical. It is worth noting that the solutions at 45-57 km depths are on the contrary more symmetrical, and coincide with the depths where we observe the overestimations of the secondary phases, M_w and Q .

Overall, the solutions are similar to what we found for BAZ 74° both for Φ_1 and for Φ_2 : the fits of the body waves and secondary phases are rather good, the magnitude evaluation is of the same order of magnitude above 36 km depth and the quality factor is well constrained and with consistent value. However, an instability that does not exist on the main inversion is

observed on secondary phases, M_w and Q , between 36 and 57 km depths. Lastly, the resolved moment tensors (Figure B.30) are very similar between the two inversions.

To conclude, the results of this test are consistent and show that a variation of 14° of the BAZ does not change the general interpretations of the solutions. In details, the BAZ does not drastically change the values of the strike or the rake angles, but it can affect the evaluation of the dip.

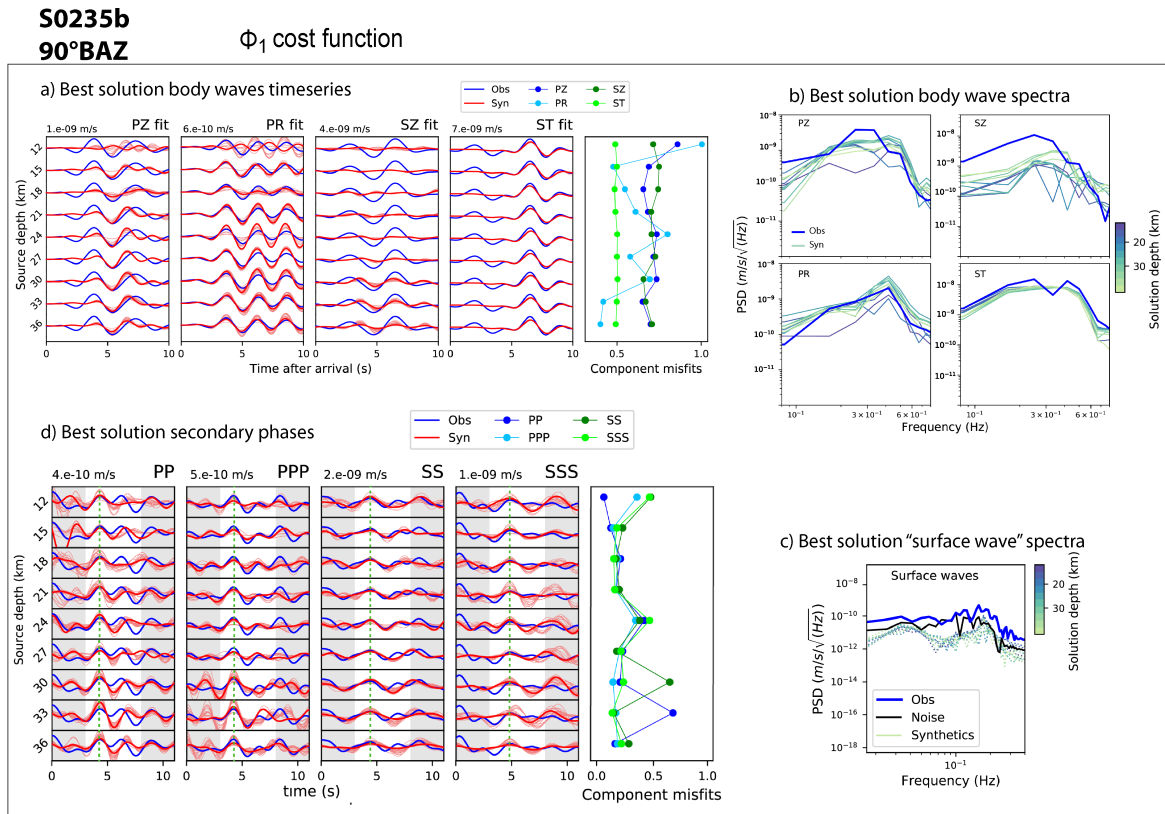


FIGURE B.29. Complete results for S0235b 90° BAZ sensitivity test, on the Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in light green (36 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

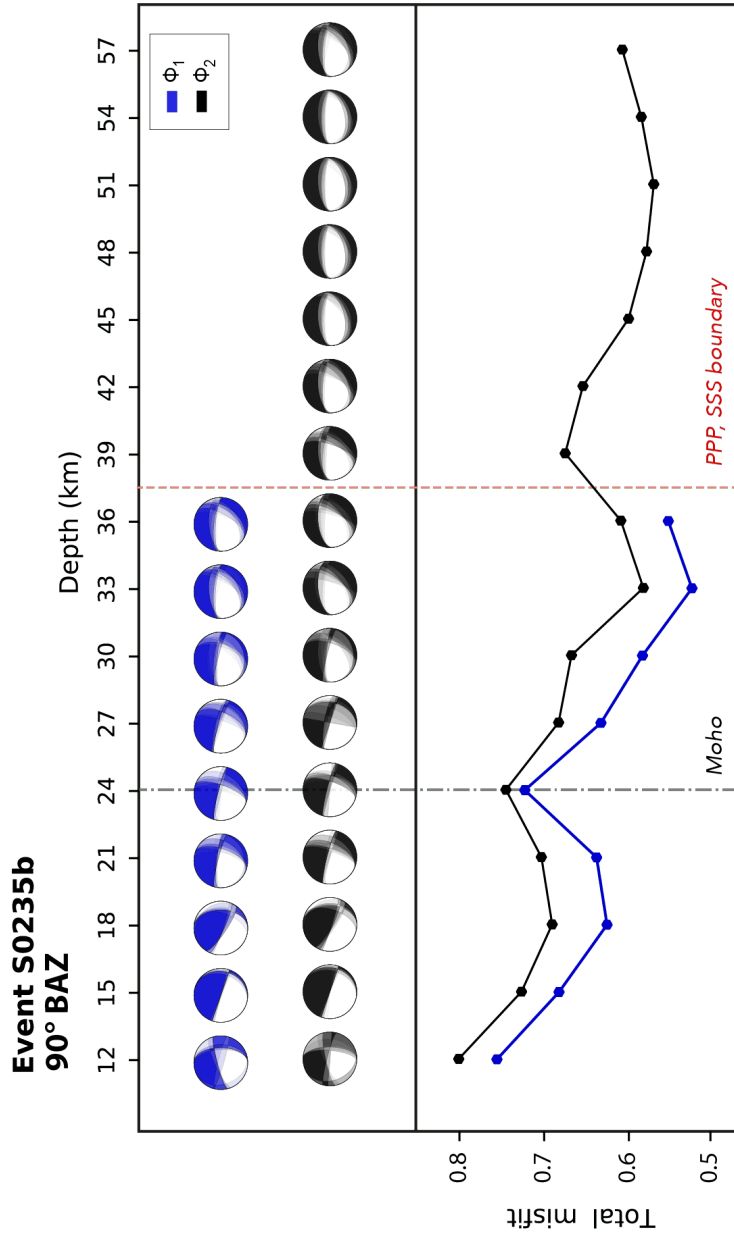


FIGURE B.30. BAZ 90° sensitivity test moment tensor results for S0235b. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line and the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line.

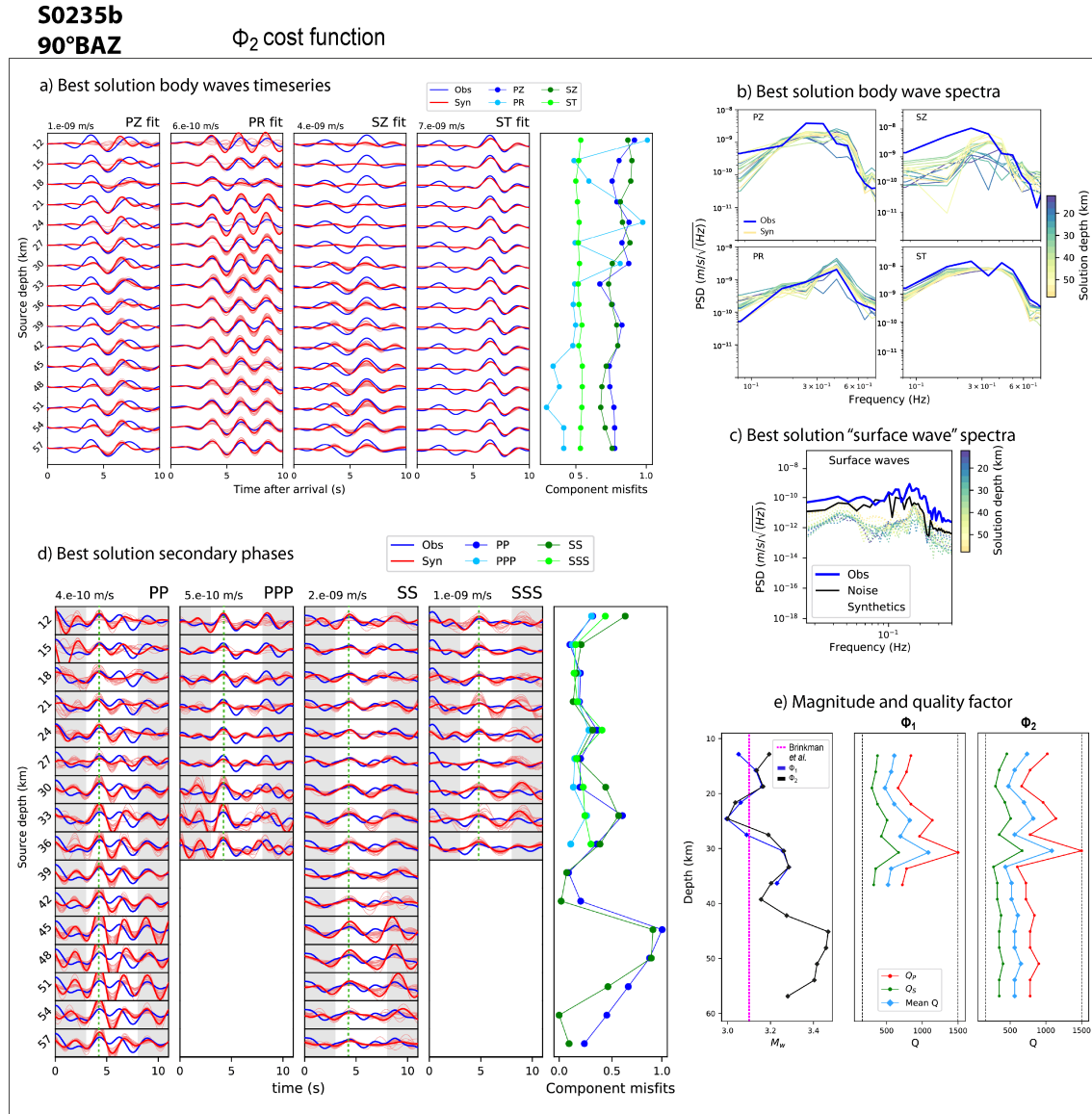


FIGURE B.31. Complete results for S0235b 90° BAZ sensitivity test, on the Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.29. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface wave spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). The green areas of figure d) correspond to the SS shadow zone. On left plot of figure e), Φ_1 M_w is in blue, Φ_2 M_w is in black and the M_w result from Brinkman et al. (2021) is the pink dashed line. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

2.2 Velocity model

We perform a second sensitivity test on the internal velocity model. Indeed, the internal structure of Mars is beginning to be more accurately defined in recent studies (*e.g.* Lognonné et al., 2020, Khan et al., 2021, Knapmeyer-Endrun et al., 2021, Plesa et al., 2021 or Stähler et al., 2021), but uncertainties exist, notably on the depth of the Moho and on the lateral variations along the seismic ray path. Here, we use a modified TAYAK model with three layers, displayed on Figure B.32, derived from the study of Knapmeyer-Endrun et al. (2021). The results for this test are grouped in Figures B.34 for the moment tensors, B.33 and B.35 for the full Φ_1 and Φ_2 analyses respectively.

On Figures B.33.a and B.35.a the body waves are moderately fitted over the full depth range. Notably the solutions at 12 and 15 km are not at all retrieved for PZ, PR and SZ. Similarly, marked instabilities on at least 2 components are visible between 42 and 48 km depth for Φ_2 . The PZ component is fairly retrieved from 21 to 42 km on its main peak, for Φ_1 and Φ_2 , but is always associated to high misfit values. PR is best calculated between 21 and 42 km, and between 60 and 84 km. SZ is poorly retrieved and unstable, it is more constrained between 33 and 42 km depths, between 51 and 57 km and between 63 and 90 km depths. Finally, ST is constrained similarly to the two other S0235b inversions with the flat signal on the ~ 5 first seconds. However, it is constrained only up to 39 km and then very poorly retrieved, with an almost flat signal until 90 km depth.

The spectra of the body waves in Figures B.33.b and B.35.b are pretty comparable to the observed data, especially on the P-wave components. Besides, SZ is highly underestimated and shifted towards the high frequencies. ST is heterogeneous between shallow and higher depths; ST spectra are closer to the observed data on the upper depths while they are more than one order of magnitude smaller at larger depths as observed on the time series. In the case of the surface waves (Figures B.33.c and B.35.c), they are more amplified than the noise around 0.2 Hz, between 12 and 30 km depths. Otherwise, the synthetic surface waves are smaller than the observed data by one order of magnitude on the 0.1 Hz frequency band.

On Figures B.33.d and B.35.d, the secondary phases are better estimated between 12 and 33 km (with smaller misfit values). They are overestimated between 36 and 42 km in the cases of PP, PPP, and SS, then between 51 and 81 km for PP and PPP. SSS is stable and well estimated at all depths.

The evaluation of the magnitude on Figure B.33.e is perfectly similar between Φ_1 and Φ_2 . M_w is stable in the shallower depths from 12 to 33 km, where it tends to 2.9-3.0. Then, the M_w is unstable between 36 and 66 km, with variations from 2.9 to a maximum value of 4.0 at 81 km depth. The values above 30 km are rather compatible with the estimate of Brinkman et al. (2021) of 3.1. In the case of the Q factor, it is not constrained between 15 and 36 km depths, where Q_P tends to the maximum value of 1500 for both Φ_1 and Φ_2 . Between 39 and up to 90 km depths, the Q is unstable and varies from maximum to minimum values which is in line with the large instabilities on M_w and on the secondary phase amplitudes.

Finally, the moment tensors shown in Figure B.34 are the same between the Φ_1 and Φ_2 analyses and tend to a dominant normal regime. The 2nd discontinuity at 43 km depth has a strong influence on the solutions, and it was also observed on the time serie fits, where they change drastically on the adjacent depths. Indeed, the moment tensors near the discontinuities, at 24 and 45-48 km depths have a large strike-slip component. In addition, at 51-57, or 63 km depths they are not well resolved with several possible solutions for the same depth evaluation. Globally, the moment tensors are comparable to those of the S0235b main inversion with 2-layers model, with an extensive regime, several strike-slip components at some depths, a dominant E-W orientation, and symmetrical nodal planes at multiple depths. Still, the three layers model solutions are less resolved and more unstable than the 2-layers model results.

To conclude, the results obtained for this test are quite consistent with the main inversion of S0235b in Section 5.2 of the main article, Chapter IV. But globally the test is less stable, the fits over the body waveforms and the secondary phase amplitudes are less accurate, the M_w is either too weak or too large, the Q is completely unconstrained at upper depths, and highly unstable deeper, and the moment tensors are less resolved at multiple depths. Therefore, changing the velocity model to a three layers TAYAK model has a rather strong impact on the solutions, even if the interpretation of the moment tensors is the same as with the 2-layers TAYAK model.

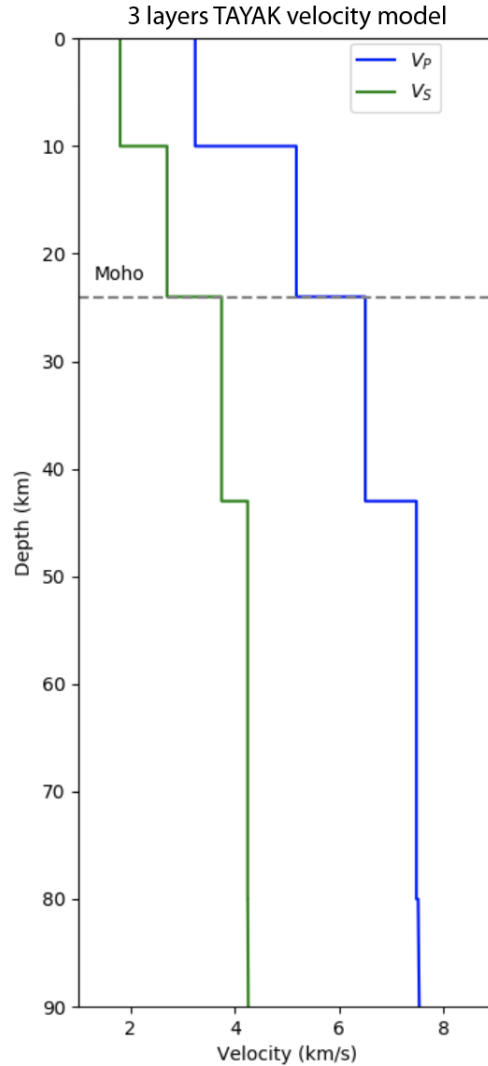


FIGURE B.32. Representation of the three layers TAYAK velocity model used to compute the S0235b synthetics in the sensitivity test supplementary 2.2. The velocity model includes the upper crustal model based on estimated receiver functions (Lognonné et al., 2020, Knapmeyer-Endrun et al., 2021) and the deeper crustal information on the equivalent Martian Moho depth of 24 km from Knapmeyer-Endrun et al. (2021) with a secondary discontinuity at 43 km depth. V_P is displayed as a blue line and V_S as a green line.

S0235b
3-layers model Φ_1 cost function

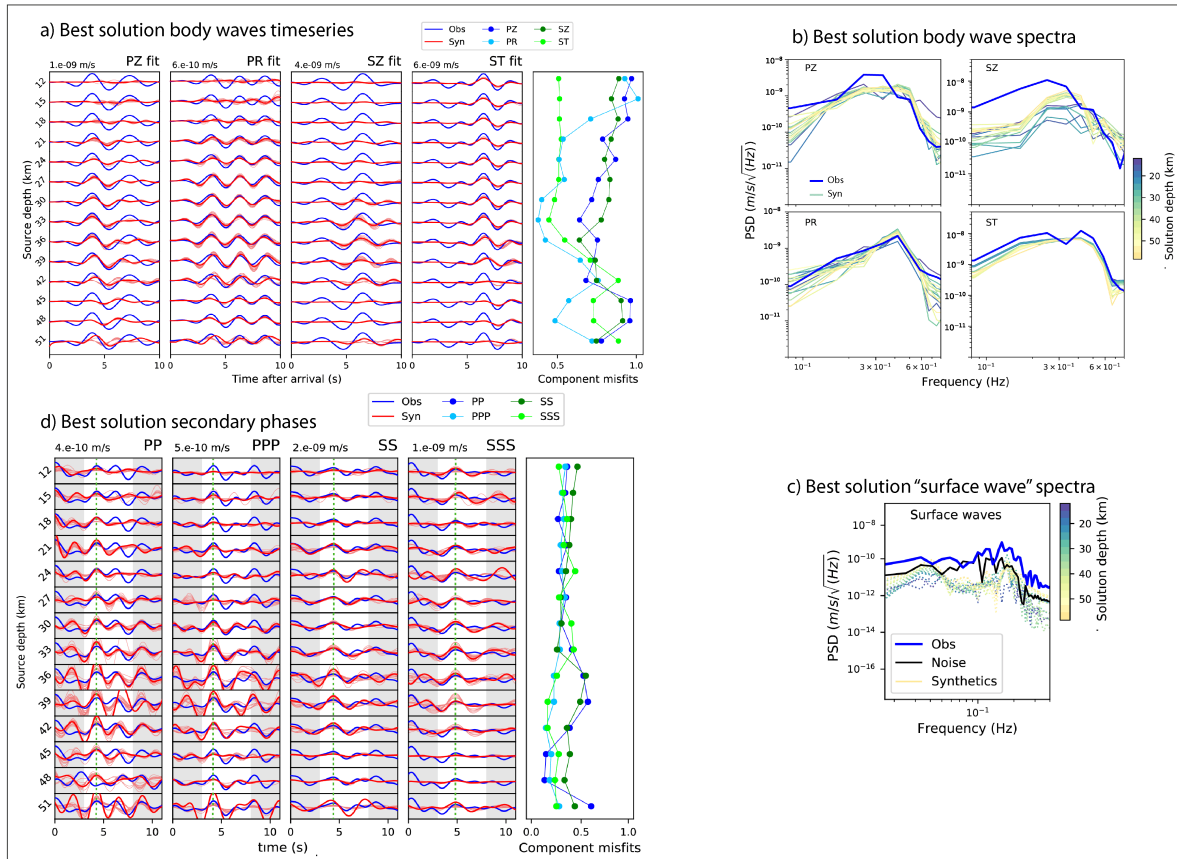


FIGURE B.33. Complete results for S0235b three layers TAYAK model sensitivity test, on the Φ_1 cost function analysis. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface waves spectra, d) best solution secondary phases. The colorcodes for a) and d) are the same; the blue signal corresponds to the data, the red signal corresponds to the best solution and the lighter red curves correspond to the 19 best synthetic solutions, the green dashed line on d) is located at the secondary phase maximum and the gray areas are purely aesthetics and added for better readability. The body wave and secondary phase (white areas) windows start on arrival times of Table 2 in main text. The normalized misfit curves are displayed on the right panel of body wave fits and secondary phases, where PZ and PP misfits are in dark blue, PR and PPP in light blue, SZ and SS in dark green and ST and SSS in light green. Spectra on Figures b) and c) follow the same colorbar, along the depth; the superficial solutions are in indigo (12 km deep) and the deep solutions are in yellow (51 km deep), the blue spectra correspond to the data and the black dashed line to the Martian noise preceding the event. The synthetic surface wave spectra are displayed in dashed lines.

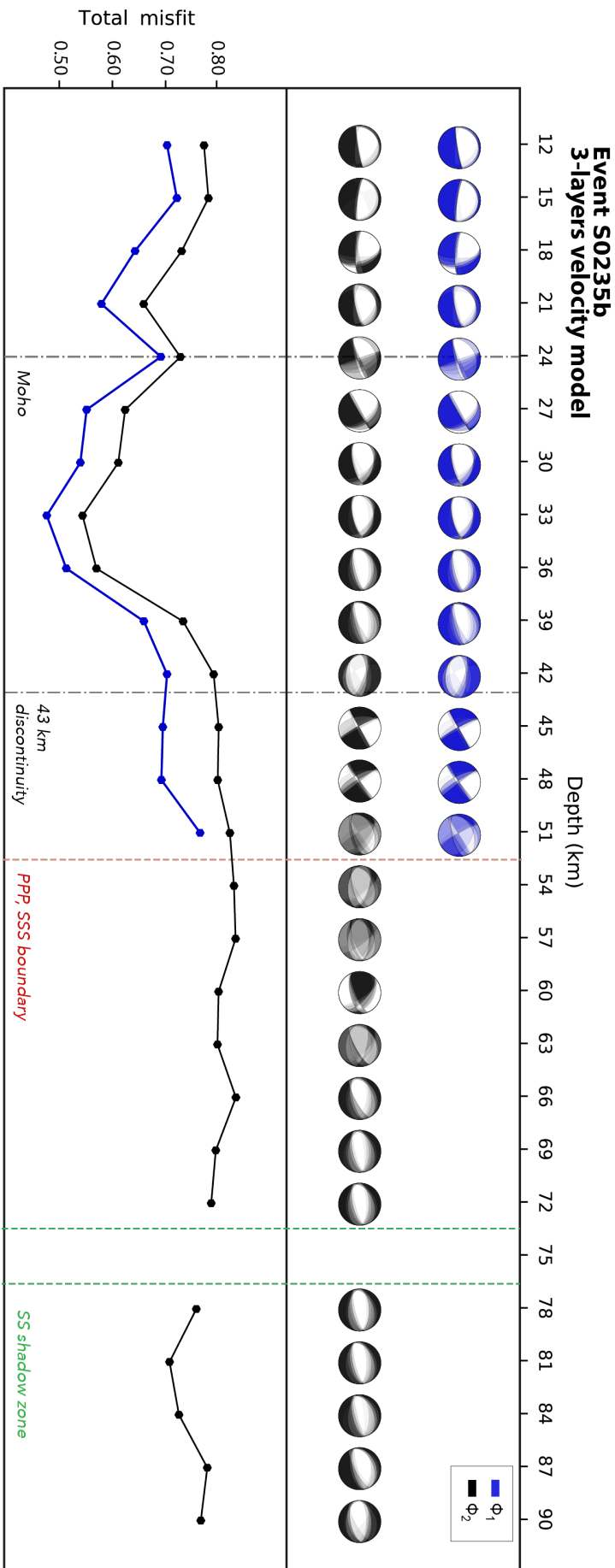


FIGURE B.34. three layers velocity model sensitivity test moment tensor results for S0235b. The Φ_1 cost function results are depicted with blue beachballs (top) and blue misfit curve (bottom) and the Φ_2 analysis results are illustrated in black. On the top panel, the 20 best moment tensor solutions, corresponding to the lowest total misfit computations, are displayed as probability density functions (PDFs) and along the depth. On the bottom plot, the total misfit curves Φ_1 and Φ_2 are shown for the best solution. The velocity model Moho depth is represented with a black dashed line, the PPP-SSS shadow zone boundary is represented with a red dashed line and the SS shadow zone is limited by green dashed lines.

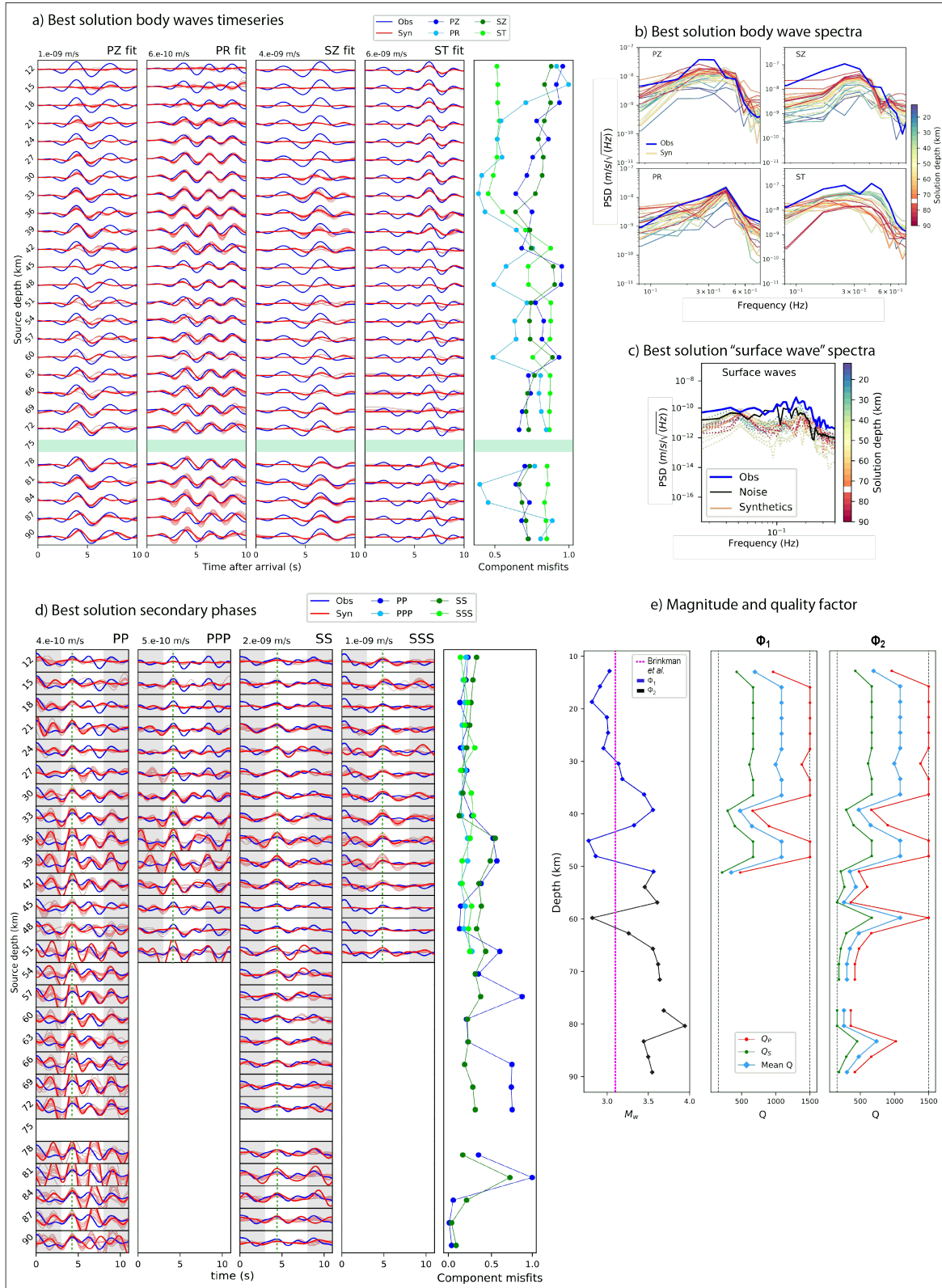
S0235b**3-layers model** Φ_2 cost function

FIGURE B.35. Complete results for S0235b three layers TAYAK model sensitivity test, on the Φ_2 cost function analysis, in the same formalism as Figure B.33. a) best body wave fits, b) best body wave spectra, c) best solution surface wave spectra, d) best solution secondary phases and e) the best M_w along the depth on the left panel for both Φ_1 and Φ_2 , and the best Q , Q_P and Q_S , for Φ_1 on the middle panel and Φ_2 on the right panel. On Figures b) and c) The spectra colors are shaded from indigo (12 km deep) to dark red (90 km deep). The green areas of figure d) correspond to the SS shadow zone. On left plot of figure e), Φ_1 M_w is in blue, Φ_2 M_w is in black and the M_w result from Brinkman et al. (2021) is the pink dashed line. On middle and right panels of figure e), the red curves correspond to Q_P , the green curves to Q_S and the light blue curves account for the mean Q .

3 Gravimetric map

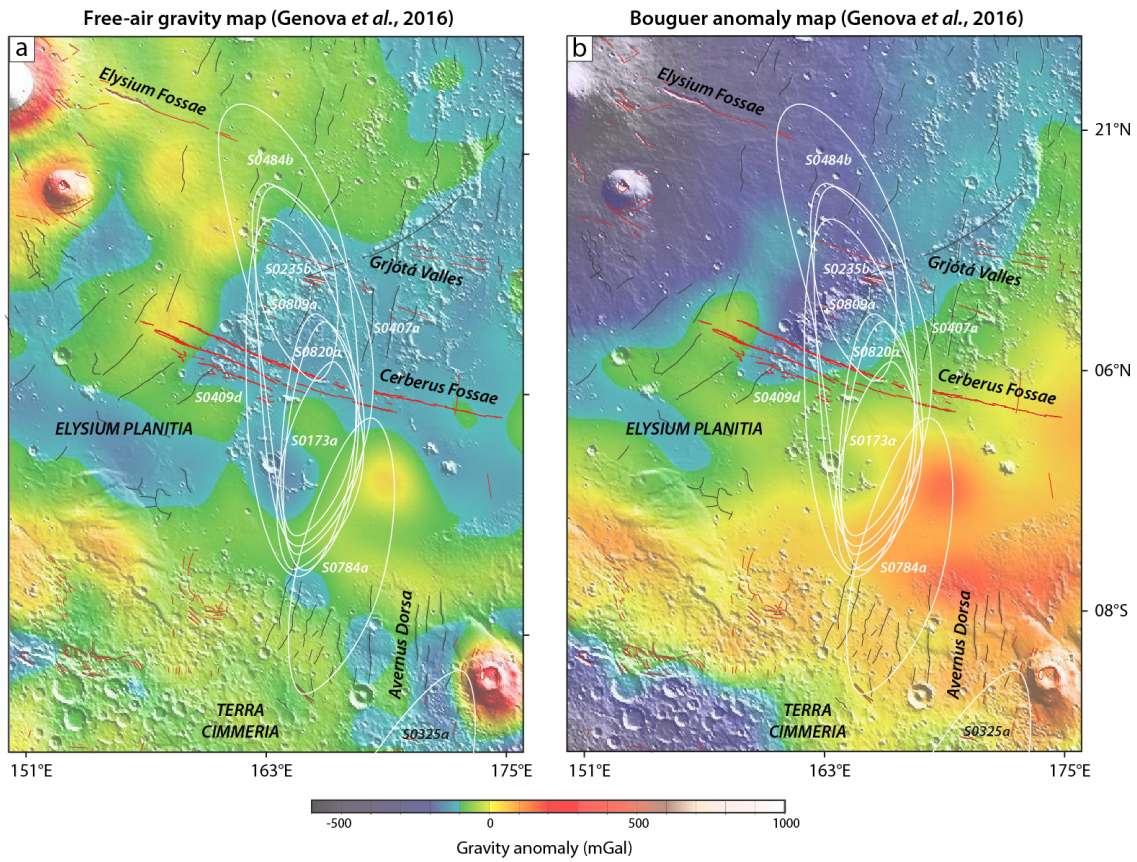


FIGURE B.36. Gravity maps of Elysium Planitia, from Genova et al. (2016). a) free-air gravity map, b) Bouguer anomaly map, both overlaid on MOLA topography. The gravity anomaly ranges from -500 mGal (dark blue) to 1000 mGal (white). Seismic event ellipsoids are shown in white, compressive faults are in black, extensive faults are in red (after Knapmeyer et al., 2006).

Annexe C

Perrin et al., 2020

Cette annexe présente l'article de Perrin et al. (2020), "*Monitoring of Dust Devil tracks around the InSight landing site, Mars, and comparison with in situ atmospheric data*" dans sa forme publiée. Dans cet article, nous observons l'activité des dust devils durant les huit premiers mois de la mission, autour du site d'atterrissage d'InSight. Pour cela, nous faisons une analyse morphologique des traces laissées par les dust devils, à la fois manuelle et semi-automatique à partir d'images haute résolution HiRISE. Nous estimons la vitesse du vent, sa direction ainsi que les morphologies des dust devils à partir de leur traces laissées en surface, et nous déduisons des périodes d'activité en fonction de la saison. Nos observations de traces sont concordantes avec les données de pression APSS enregistrées sur les mêmes périodes.

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER

10.1029/2020GL087234

Special Section:

InSight at Mars

Key Points:

- Many fresh linear and dark tracks caused by dust devils are detected from orbit near the InSight landing site
- Dust devil track formation rate decreases in late northern winter then increases in early spring
- Dust devil tracks' azimuths are in good agreement with InSight wind direction measurements

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

C. Perrin,
perrin@ipgp.fr

Citation:



















Perrin, C., Rodriguez, S., Jacob, A., Lucas, A., Spiga, A., Murdoch, N., et al. (2020). Monitoring of dust devil tracks around the InSight landing site, Mars, and comparison with in situ atmospheric data. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL087234. <https://doi.org/10.1029/2020GL087234>

Received 5 FEB 2020

Accepted 7 APR 2020

Accepted article online 23 APR 2020

Monitoring of Dust Devil Tracks Around the InSight Landing Site, Mars, and Comparison With In Situ Atmospheric Data

C. Perrin¹ , S. Rodriguez^{1,2} , A. Jacob¹ , A. Lucas¹ , A. Spiga^{2,3} , N. Murdoch⁴ , R. Lorenz⁵ , I. J. Daubar⁶ , L. Pan⁷ , T. Kawamura¹ , P. Lognonné¹ , D. Banfield⁸ , M. E. Banks⁹ , R. F. Garcia⁴ , C. E. Newman¹⁰ , L. Ohja¹¹ , R. Widmer-Schmidrig¹² , A. S. McEwen¹³, and W. B. Banerdt¹⁴ 

¹Université de Paris, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, Paris, France, ²Institut Universitaire de France, Paris, France, ³Laboratoire de Météorologie Dynamique/Institut Pierre Simon Laplace (LMD/IPSL), Sorbonne Université, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), École Polytechnique, École Normale Supérieure (ENS), Campus Pierre et Marie Curie BP99, Paris, France, ⁴Institut Supérieur de l'Aéronautique et de l'Espace SUPAERO, Toulouse, France, ⁵Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory, Laurel, MD, USA, ⁶Department of Earth, Environmental, and Planetary Sciences, Brown University, Providence, RI, USA, ⁷Université de Lyon, Université Claude Bernard Lyon 1, ENS de Lyon, CNRS, UMR 5276 Laboratoire de Géologie de Lyon -Terre, Planètes, Environnement, Villeurbanne, France, ⁸Cornell Center for Astrophysics and Planetary Science, Cornell University, Ithaca, NY, USA, ⁹NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA, ¹⁰Aeolis Research, Chandler, AZ, USA, ¹¹Department of Earth and Planetary Sciences, Johns Hopkins University, Baltimore, MD, USA, ¹²Black Forest Observatory, Stuttgart University, Wolfach, Germany, ¹³Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona, Tucson, AZ, USA, ¹⁴Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA, USA

Abstract The NASA InSight mission on Mars is a unique opportunity to study atmospheric processes both from orbit and in situ observations. We use post-landing high-resolution satellite images to monitor dust devil activity during the first 8 months of the mission. We perform mapping and semiautomatic detection of newly formed dust devil tracks and analyze their characteristics (sizes, azimuths, distances, and directions of motion). We find a large number of tracks appearing shortly after landing, followed by a significant decrease of activity during late winter, then a progressive increase during early spring. New tracks are characterized by dark linear, to slightly curvilinear, traces ranging from a few to more than 10 m wide. Tracks are oriented in the ambient wind direction, according to measurements made by InSight's meteorological sensors. The systematic analysis of dust devil tracks is useful to have a better understanding of atmospheric and aeolian activity around InSight.

Plain Language Summary The NASA InSight mission landed on Mars in November 2018. It carries weather and seismic stations that are now working continuously. We are also able to observe the InSight region from orbit using high-resolution satellite images that have been acquired regularly over the first year of the InSight mission. They show a lot of dark traces on the surface, which are caused by whirlwinds called dust devils raising dust into the air. This phenomenon is not observed at the same rate over the entire year, as it depends on atmospheric conditions that vary with season. Our study with satellite images allows us to understand the characteristics of dust devil tracks and compare them with related measurements from the weather station on board InSight. These two sets of observations are well correlated to each other and provide significant constraints to better characterize the atmospheric activity around InSight and in the region of Elysium Planitia, Mars.

1. Introduction

Dust devils form on Earth and Mars when atmospheric convective vortices, resulting from daytime turbulence in the planetary boundary layer, are able to lift dust from the surface. Behind their passage, they usually leave albedo markings, characterized by dark or bright lineaments, called dust devil tracks (DDTs). Even when convective vortices do not carry enough dust particles to make them visible as dust devils, their passage over the surface may lead to tracks, also named DDTs for simplicity.

DDTs have been well documented on Earth and Mars during the last 50 years (e.g., Balme & Greeley, 2006; Reiss et al., 2016, and the references therein). On Mars, successive orbital missions have been able to study dust devils and their associated tracks with ever greater imaging resolution, from Mariner 9 and Viking (e.g., Grant & Schultz, 1987; Thomas & Gierasch, 1985; Veverka, 1976) to Mars Global Surveyor images (e.g., Cantor et al., 2006; Fisher et al., 2005), Mars Express (e.g., Stanzel et al., 2006, 2008), and most recently MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) images from the CTX (Context) and HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) cameras (e.g., Reiss et al., 2014; Verba et al., 2010). In their review, Reiss et al. (2016) classified DDTs into three main families, based on their morphology and albedo contrast with the surrounding surface: dark linear DDTs, bright linear DDTs, and dark cycloidal DDTs. The distinct appearances of tracks result from differing conditions of the atmosphere or properties of the surface dust layer.

The NASA InSight (Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport) mission successfully landed in Elysium Planitia (Banerdt et al., 2020; Golombek et al., 2020), carrying the seismometer SEIS (Seismic Experiment for Interior Structure Lognonné et al., 2019) and meteorological instruments through the APSS experiment (Auxiliary Payload Sensor Suite; Banfield et al., 2019; Spiga et al., 2018). Results from APSS have shown intense atmospheric activity at the landing site. In particular, a great number of rapid, short-lived pressure drops occurring between late morning and late afternoon (Banfield et al., 2020), which are diagnostic of a vortex passing over or close to the lander and indicate intense convective vortex activity. Seismic signatures corresponding to convective vortices have also been detected by the SEIS instrument (Kenda et al., 2020; Lognonné et al., 2020; Murdoch et al., 2020). Surprisingly, to date, neither of InSight's cameras (the Instrument Context Camera, ICC, and Instrument Deployment Camera, IDC, located respectively below the deck and on the robotic arm of the InSight lander, Maki et al., 2018) have directly imaged any dust devil, unlike previous missions such as Pathfinder (Ferri et al., 2003), Spirit (Greeley et al., 2006), and Curiosity (Lemmon et al., 2017). Nevertheless, preliminary analysis of ICC images revealed DDTs less than 20 m from the InSight lander (Banerdt et al., 2020). The combination of orbital and InSight images associated with meteorological and seismic data enables the first-ever joint orbital and in situ interpretation of the impact of a convective vortex on a planetary surface. It also enables the improvement of seismic velocity models of the subsurface near InSight (Banerdt et al., 2020; Lognonné et al., 2020).

Reiss and Lorenz (2016) analyzed eight prelanding HiRISE images (25 cm per pixel, McEwen et al., 2007) acquired between March 2010 and February 2014, covering partially a wide area of $\sim 20,000$ km², corresponding to the four candidate landing sites in Elysium Planitia (Golombek et al., 2014). They did not observe active dust devils directly but identified more than 500 newly formed DDTs in eight study areas, mostly characterized by narrow linear dark tracks (diameter <10 m). In this paper, we examine the evolution of DDTs around the InSight lander over the first 220 sols of the mission (i.e., from December 2018 to July 2019). Thanks to the efforts of the MRO and HiRISE teams, multiple orbital images of the InSight landing site have been acquired repeatedly over time during the first months of the mission. This is a unique opportunity to study the activity of convective vortices, both from orbit and in situ, while seismic, pressure, and wind data are acquired continuously at high frequency and accuracy.

2. Regional Observation of DDTs in the Vicinity of InSight

2.1. Data and Methods

Starting soon after InSight's landing on 26 November 2018, HiRISE images have been acquired periodically to monitor surface changes around the lander due to active aeolian processes, which are potentially detectable by InSight's seismic and meteorological sensors. In this study, we analyze seven HiRISE images (supporting information Table S1) taken on 6 and 11 December (respectively InSight mission Sol 9 and Sol 14; ESP_057939_1845 and ESP_058005_1845), 4 and 21 February (respectively Sols 68 and 84; ESP_058717_1845 and ESP_058928_1845), 20 March (Sol 111; ESP_059284_1845), 6 April (Sol 127; ESP_059495_1845), and 8 July (Sol 218; ESP_060695_1845). All were taken at the highest HiRISE resolution, that is, a ground sampling of 25 cm per pixel. Red filter (RED) Reduced Data Records (RDRs) images were georeferenced and co-registered relatively to the first image (ESP_057939_1845 shown in Figure 1a) and projected on the Mars 2000 geographic coordinate system (Seidelmann et al., 2007).

We analyze consecutive images in order to detect new DDTs formed in between image acquisitions. Direct comparison using blinking techniques (i.e., alternate viewing between two scenes) can be used to detect wide and clear tracks but is not effective for detecting the majority of DDTs, especially small tracks with

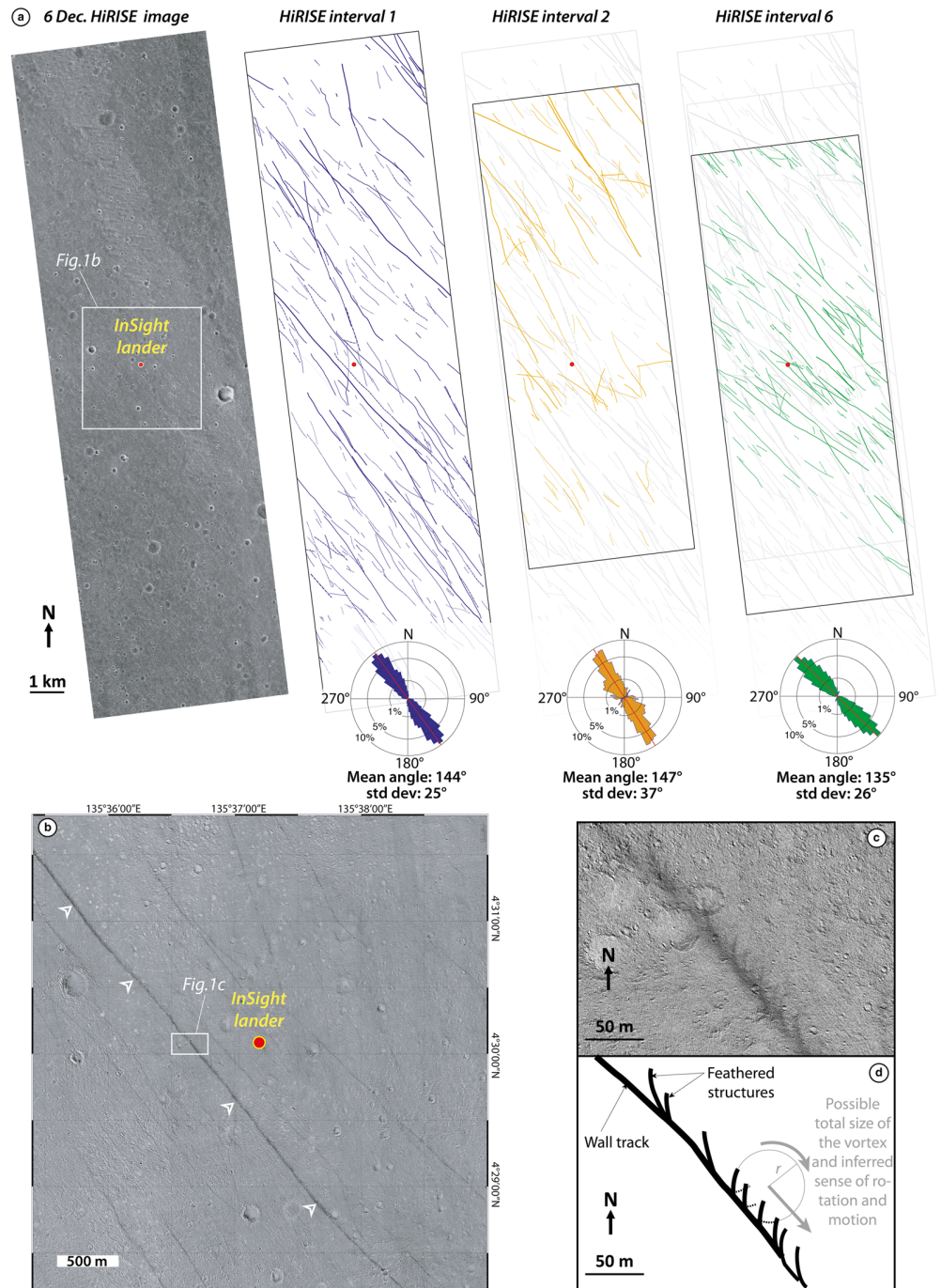


Figure 1. Observation and mapping of dust devil tracks (DDTs) on HiRISE images at the InSight landing site. (a) HiRISE image acquired on 6 December 2018 (ESP_057939_1845_RED RDR) and map of new DDTs manually identified for different periods of time: from 6 to 11 December 2018 (5-sol period, blue lines, HiRISE Interval 1), from 11 December 2018 to 4 February 2019 (54-sol period, orange lines, HiRISE Interval 2), and from 6 April to 8 July 2019 (91-sol period, green lines, HiRISE Interval 6). Gray lines are DDTs identified in the previous time periods. Dashed lines are uncertain DDTs barely seen in ratio images. Black frames surrounding DDTs maps show the overlapping footprint of the successive ratio between HiRISE images. The red dots indicate the InSight lander. Rose diagrams showing the range of DDTs azimuth are presented below each HiRISE interval. Red lines on rose diagrams are mean azimuths. (b) Example ratio image (11 or 6 December 2018) presenting a closer view of new DDTs (dark traces) around the InSight lander. (c, d) Zoom and sketch of the biggest new track observed in December (see white arrows in b). Its feathered structures allow an estimate of the radius (r) of the vortex and its sense of rotation (clockwise) and direction of motion (from the northwest to the southeast). All HiRISE images credit NASA/JPL/University of Arizona.

a low albedo contrast. To overcome those limitations, we additionally performed ratios between images (i.e., $\text{image}(t+1)/\text{image}(t)$) using the raster calculator in the QGIS (Quantum Geographical Information System) software. The ratio images, as is exemplified in Figures 1b and 1c, highlight the surface changes that occurred between the two scenes. The unchanged areas are characterized by a gray faded background where sparse shadowing effects of local relief can be seen (e.g., craters, Figure 1b), due to the different illumination conditions between images. In contrast, surface changes clearly appear with darker or brighter tones in the ratioed images (Figures 1b, 1c, and S1). In particular, new DDTs appear dark in our ratios since vortices remove bright-toned dust to reveal the underlying darker surface. We do not observe new bright DDTs in RDRs images, as were previously reported on Earth and Mars (e.g., Reiss et al., 2011, and the references therein), often found in regions with a thick layer of dust. However, we do observe fading DDTs that appear bright in the ratio images since bright-toned dust depositions occur and the track slowly fades (Figure S1d). In this study, we did not perform measurements of fading rates of DDTs, but previous studies in Gusev Crater have shown that the minimum fading time of a DDT can be up to 211 sols (or 217 terrestrial days; Daubar et al., 2018).

2.2. Manual Mapping and Characteristics of DDTs

Figure 1a presents the regional mapping of the new DDTs identified from both RDRs and ratio images. Detailed analysis of each image has been performed to identify new DDTs in a wide area, up to 100 km² (Table S1). Systematic comparison of resulting DDT maps was done in order to ensure that the same DDT was not mapped twice. New DDTs were detected during the following time periods: 6–11 December 2018 (5-sol period, HiRISE Interval 1), 11 December 2018 to 4 February 2019 (54-sol period; HiRISE Interval 2), and 6 April to 8 July 2019 (91-sol period; HiRISE Interval 6). Conversely, no tracks were detected during the following time periods: 4–21 February (16-sol period, HiRISE Interval 3), 21 February to 20 March (27-sol period, HiRISE Interval 4), and 20 March to 6 April (16-sol period, HiRISE Interval 5). This shows a significant seasonal variability of convective vortex activity over almost a terrestrial year, as already pointed out by Verba et al. (2010) based on DDTs detected by HiRISE.

Figure 1a also shows that the highest density of new tracks was observed in the first weeks of the InSight mission, denoting an exceptionally high level of atmospheric activity. Indeed, up to 339 new tracks were mapped in the HiRISE Interval 1, which was only five sols in duration (see blue DDTs in Figure 1a), representing a formation rate as high as 0.68 DDT/sol/km². The following longer HiRISE Interval 2 (54 sols) covered by the images was much less active: Only 125 new tracks were mapped (see orange DDTs in Figure 1a), corresponding to a formation rate of 0.03 DDT/sol/km², a factor of 20 drop from the first weeks of the InSight mission. Then, after a couple of months in which no tracks were detected (i.e., HiRISE Intervals 3–5), we mapped 213 new tracks (see green DDTs in Figure 1a) that formed during HiRISE Interval 6 (91 sols), corresponding to a formation rate of 0.04 DDT/sol/km². These formation rates are gathered in Table S1. We explain in section 4 the caveats of such estimations.

In RDRs and ratio images, new DDTs are characterized by dark linear traces ranging from a few meters to more than 10 m wide (Figures 1 and S1). The along-tracks' lengths range from 40 to 6,770 m (Figure S2), with an average track length of 658 m for complete tracks (i.e., start and end of the DDT visible on the HiRISE image) and >1,347 m for incomplete tracks (i.e., DDTs continue past the edges of the HiRISE footprint) over the three HiRISE intervals considered in Figure 1. These estimates are in good agreement with prelanding measurements made by Reiss and Lorenz (2016). The mean direction of DDTs (180° ambiguity) is persistent over the 8 months, trending mainly NW-SE (Figure 1a; mean direction of all tracks is N138 ± 22°E, i.e., measured clockwise from north; see also Figure S3). We note, however, a slight shift in azimuth for the most recent time period (~N135°E, HiRISE Interval 6) compared to the beginning of the mission (~N144°E, HiRISE Interval 1; ~N147°E, HiRISE Interval 2).

We also distinguish locally wider tracks consisting of feathered structures (Figures 1b, 1c, and S1). They correspond generally to “asymmetric” convective vortices (Reiss et al., 2013), which remove dust mainly on one side of their path, creating incomplete cycloidal tracks each made of a wall track and a section of the circular trace of the convective vortex (see Figure 1d). This often occurs when the ratio between ambient wind speed and vortex-induced wind speed is large, which is the case for the time considered here (see section 4). Feathered structures are useful to infer the sense of rotation and direction of motion of the dust devils (Greeley, 2004; Reiss et al., 2016). These feathered tracks are associated with the path of a dust devil, where dust is removed and projected toward the rear of the vortex (solid black lines in Figure 1d).

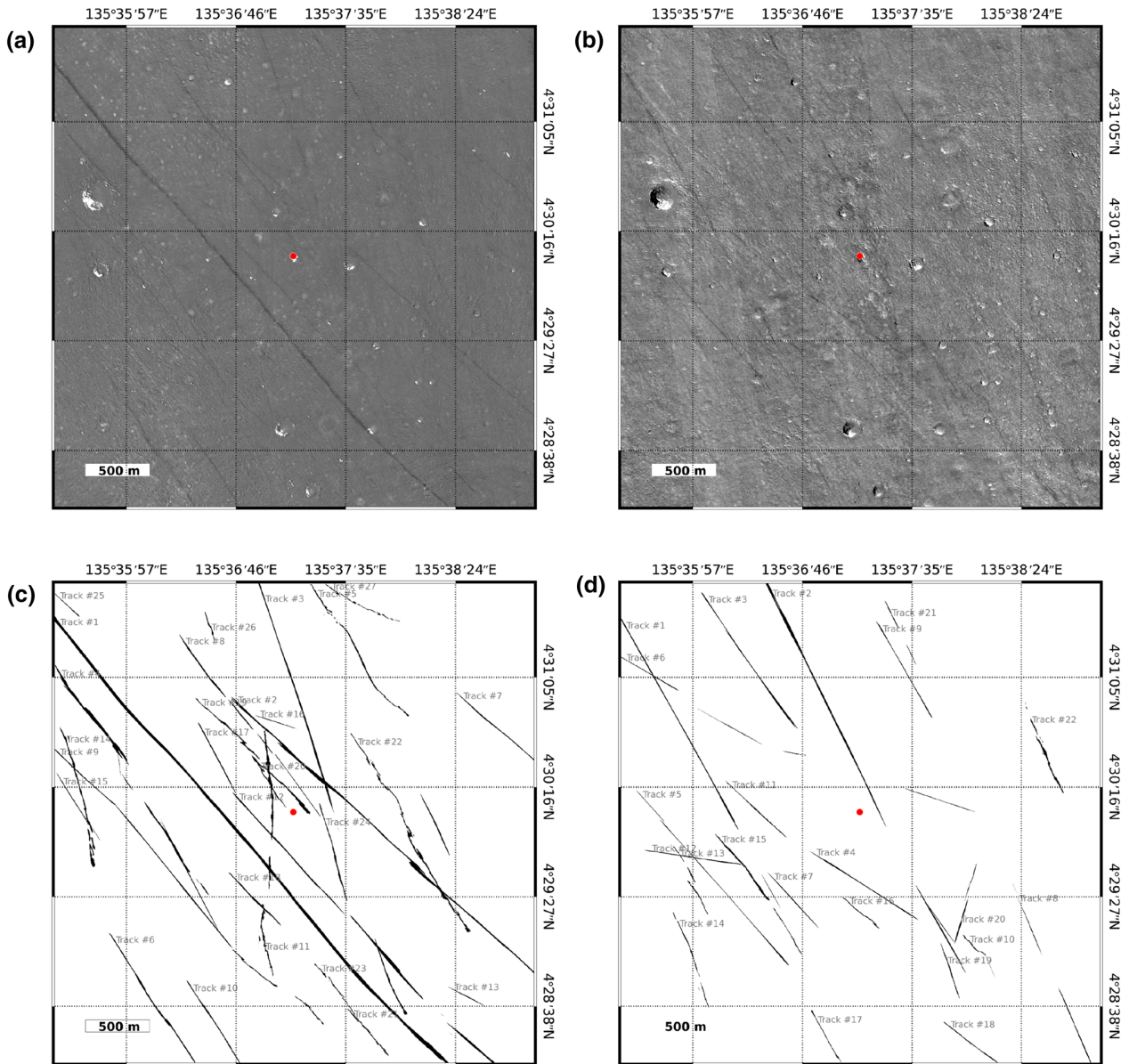


Figure 2. Original ratios (a, b) and DDTs detections using the semiautomated method (c, d) for ratio images during HiRISE Intervals 1 (a, c) and 2 (b, d) (see Table S1). Width, azimuth, and distance of each track relative to the lander are shown in Figure S5.

Feathered structures in the front of the dust devil can be distinguished, but they are rapidly faded by the passage of the vortex (dotted black lines in Figure 1d). Hence, the feathered tracks, only clearly observed in the HiRISE Interval 1 images, indicate both clockwise and counterclockwise rotations of DDTs moving from the NW to the SE (Figures 1b–1d and S1a–S1c). We also observe a single complete cycloidal track a few kilometers north of the lander (Figure S1b) strikingly showing the perfectly circular shape of a convective vortex. We detect only seven new feathered and cycloidal tracks in ratio images and only in HiRISE Interval 1. Based on those feathered tracks, we estimate that the radii r (Figure 1d) of the corresponding vortices range here from 22 to 70 m.

3. Semiautomatic Detection of DDTs

In this section, we compare the manual mapping presented in the previous section with an alternate approach based on a semiautomatic detection of new DDTs in the HiRISE images. This allows us to have an objective analysis of the images and assess the robustness of our mapping. Besides, by focusing on a smaller

area around the landing site (square of 12.5 km^2 , Figures 1b and 2), the semiautomated detection algorithm is able to detect new tracks closer to the lander and thus is more representative of the local atmospheric conditions recorded by APSS sensors and potentially detectable by the SEIS instrument.

The semiautomated algorithm to detect DDTs in the ratio images is based on the use of the Radon transform (Toft, 1996), an efficient technique to detect linear or curvilinear features in 2-D images. The main strength of the Radon transform is the ability to extract lines (curves in general) from very noisy images (see method in Figure S4).

Figure 2 presents the ratio images (top) and results of the semiautomatic detection of new DDTs (black lines; bottom) in a $\sim 12.5 \text{ km}^2$ area centered on InSight; 27 new DDTs have been detected in HiRISE Interval 1, while 22 new DDTs have been detected in HiRISE Interval 2, corresponding to a formation rate of ~ 0.43 and ~ 0.03 DDTs/sols/ km^2 , respectively. No new DDTs were found in images in the HiRISE Intervals 3–5. Part of the semiautomatic analysis of new DDTs in the HiRISE Interval 6 can be found in Banerdt et al. (2020).

Our method allows us to extract the trajectory of the DDTs relative to the lander (direction and distance; see Figure S5). As seen in the manual mapping results, the DDTs show a persistent azimuth, ranging from $\text{N}120^\circ\text{E}$ to $\text{N}140^\circ\text{E}$. Most of the DDTs are 8 to 10 m wide (Figure S5), but they can reach tens of meters for larger tracks, averaging their width by considering both the wall track and feathered structures (e.g., ~ 26 m wide for the feathered track on Figures 1c and S5). In the latter case of a large convective vortex (i.e., diameter > 10 m), the DDT's width represents only a lower limit on their size. However, for small convective vortices (i.e., diameter < 10 m), the DDT's width can actually be a good estimate of their size. Together with information about DDTs' trajectories, they can be used to calculate expected minimum pressure drops and seismic signals in comparison with InSight measurements (Banerdt et al., 2020; Murdoch et al., 2020).

DDT formation rates deduced from the semiautomatic detection are similar to those obtained from manual mapping: During HiRISE Intervals 1 and 2, 96% and 81% of the DDTs detected by the semiautomatic method are observed in our manual mapping, respectively. Also, the mean azimuth of each track deduced from both methods is in excellent agreement (Figure S6) with a coefficient of determination $R^2 = 0.98$ and 0.99 for HiRISE Intervals 1 and 2, respectively. Since the semiautomatic detection method is more efficient at detecting linear or slightly curvilinear features, more highly curved DDTs are not always detected or are cut into small linear traces, compared to the manual mapping (Figure S7). On the contrary, small low-contrast DDTs are detected by the semiautomatic method but can be hardly visible by eye and thus not considered in the manual mapping (Figure S7). Furthermore, on one hand, the semiautomatic method removes the possible bias of manual mapping, which might consider an interrupted linear track as several individual tracks. On the other hand, the manual mapping can be used as a support to set the threshold of the semiautomatic detection. Both methods are thus complementary and allow us to perform a thorough cross-checking of the information coming from the two analyses to fully characterize the DDTs around InSight.

4. Comparison With InSight Meteorological Measurements and Implications for DDT Formation Rates

Figures 3a–3c present atmospheric measurements from InSight (Temperature and Wind for InSight “TWINS,” and pressure, sensors, part of the APSS instrumental suite Banfield et al., 2019; Spiga et al., 2018) since the beginning of the mission up to Sol 220 (10 July 2019), hence covering the range of the analyzed HiRISE images. The mean ambient wind speed and direction are averaged between 8 a.m. and 5 p.m. Local Martian Solar Time, the period during which convective vortices are active according to pressure drop analysis (Banfield et al., 2020). We distinguish three main “APSS stages” in the data:

- (i) The first ~ 50 InSight sols (solar longitude $\text{Ls } 295\text{--}326^\circ$) are characterized by a very active atmosphere, with a fairly constant mean daytime wind direction ranging from -40° to -80° (i.e., wind blowing from the NW to the SE according to atmospheric science convention, written asc. below), and high variations of mean wind speed (from 5 to 11 m/s) associated with a large number of pressure drops denoting convective vortices (up to 40 per sol).
- (ii) This is followed by a change of meteorological conditions at the InSight landing site, caused by both a large regional dust storm and seasonal changes (Banfield et al., 2020). This causes the daytime wind direction (Figure 3a) to vary significantly, from -90° (wind blowing from the W) to $+120^\circ$ (wind blowing from the SE), and the mean wind speed to decrease significantly to reach a steady value of

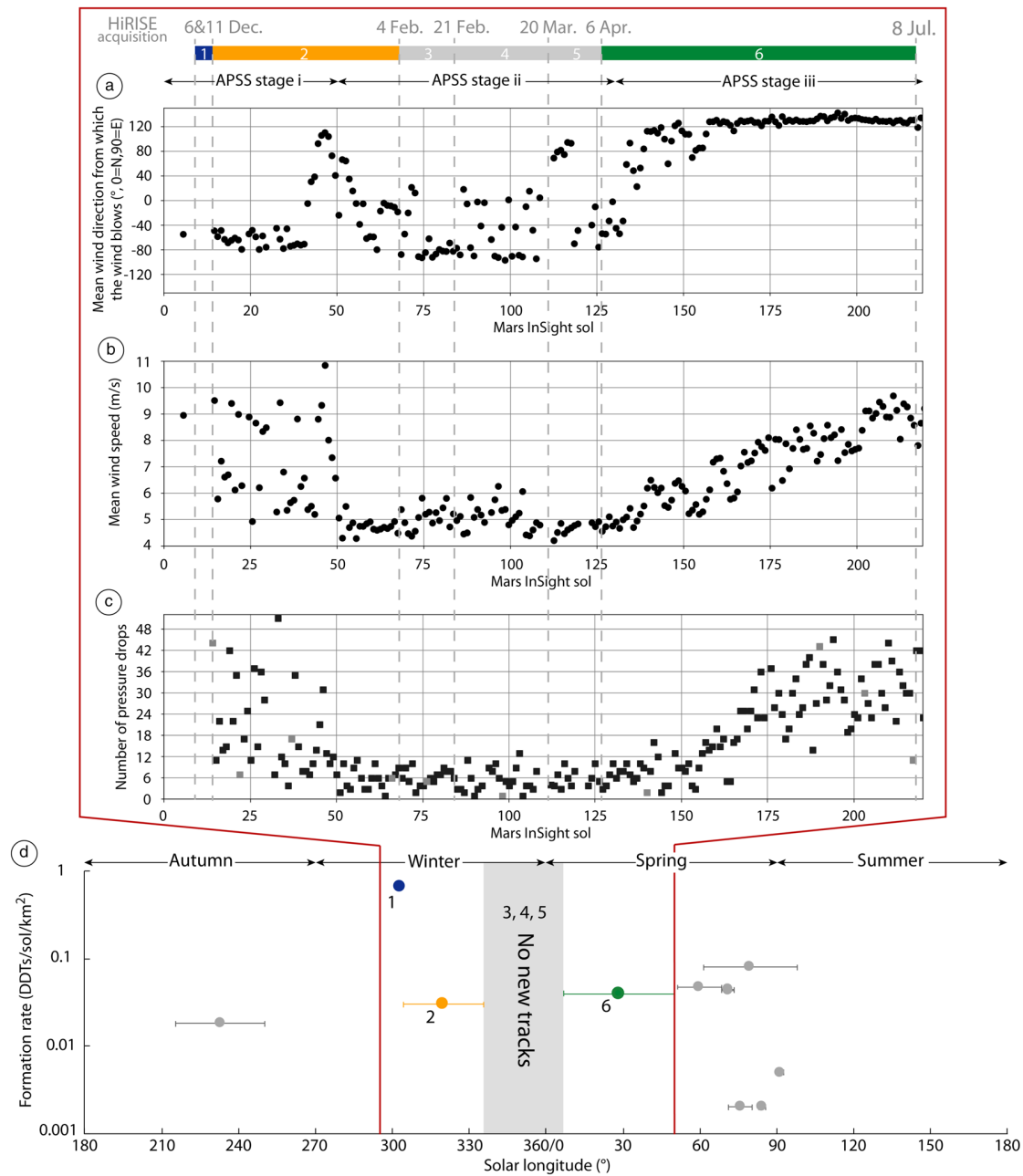


Figure 3. (a) Mean wind direction (shown according to atmospheric science convention; see text for details), (b) mean wind speed, and (c) number of rapid, short-lived pressure drops exceeding 0.3 Pa measured by APSS between sols 0 and 220. Wind measurements are averaged values between 8 a.m. and 5 p.m. LMST (Local Martian Solar Time), corresponding to the time period where convective vortices are active during the Martian day (Banfield et al., 2020). The three different APSS stages are indicated above (see text for details). Colored rectangles correspond to the six HiRISE intervals described in the text (colors similar to Figure 1). The HiRISE acquisition dates (UTC) are indicated by vertical gray dashed lines; (d) DDT formation rates in Elysium Planitia as function of the solar longitude (Ls) from this study (colored dots and gray rectangle) and from Reiss and Lorenz (2016) (gray dots). The red box bounds the 220 sols covered in this study. Seasons in the northern hemisphere are indicated.

about 5 m/s until the decay of the dust storm between Sols 130 and 140 (Ls 8–13°). Convective activity is closely linked to both the wind stress at the surface and the surface-to-air temperature difference (e.g., Newman et al., 2019; Rennó et al., 1998). Thus, following the decrease of both ambient wind speed and daytime surface temperature, the number of pressure drops caused by convective vortices also decreases during this stage, ranging from 1 to 12 pressure drops per sol.

- (iii) From Sol 130 to Sol 220 (Ls 8–51°), a significant change appears again in the atmospheric activity: The mean wind direction rapidly switched from -40° to $+130^\circ$, denoting a reversal of the wind direction from “NW to SE” to “SE to NW.” This change in Elysium Planitia was predicted by prelanding climate modeling (Spiga et al., 2018). It occurs at the seasonal transition between northern winter and northern spring. The switch of wind direction is accompanied by a progressively larger increase in mean wind speed and numbers of large pressure drops per sol. Between sols 180 and sols 220, they both reach similar values to the beginning of the mission, but with lower standard deviations.

The regular acquisition of HiRISE images since the beginning of the InSight mission (gray dashed lines in Figure 3) covers the three APSS stages described above. The DDT formation rates deduced from HiRISE images are quite consistent with InSight atmospheric measurements (see also Table S1). The first HiRISE interval (in blue) corresponds to the highest DDT formation rate we measure and also shows the highest atmospheric activity during this time (APSS Stage i). The second HiRISE interval (in orange) covers the transition from high to low atmospheric activity (from APSS Stages i to ii), associated with the regional dust storm during northern winter on Mars. We do observe DDTs during this period, which might have formed in the first part of this interval (i.e., before the transition to APSS Stage ii). Also, the regional dust storm probably affected the surface signature of previously formed DDTs, covering them via dust deposition (Figure S1d). The following third, fourth, and fifth HiRISE intervals (in gray, corresponding to late northern winter season at this location) were quiet in comparison to the other time periods discussed, with respect to both atmospheric conditions (APSS Stage ii) and formation rate of new DDTs. Indeed, we did not detect any new DDTs in HiRISE images during the third, fourth, and fifth intervals. The sixth HiRISE interval (in green) falls within the increase of atmospheric activity during the northern spring (from APSS Stages ii to iii) and also corresponds to the time period during which we do detect new DDTs. This correlation possibly allows us to identify a threshold in the InSight data above which DDTs are formed. The number of pressure drops per sol and wind speed did not exceed 12 and 6 m/s, respectively, during the time periods for which we observe no new DDTs.

The seasonal occurrence of dust devils and their associated tracks was already observed on Mars in other sites than InSight, suggesting also a higher frequency of dust devil formation during local late spring through fall in both the northern and southern hemispheres (Greeley et al., 2006; Reiss et al., 2016; Whelley & Greeley, 2006, 2008). Despite the fact that the HiRISE Intervals 1 and 6 include quiet periods with a low number of large pressure drops (<12 per sol), we do observe new DDTs, implying that they formed mainly during a shorter amount of time when the atmospheric activity was higher (i.e., first half of APSS Stage i and last half of APSS Stage iii, respectively). The DDT formation rates are minimum rates since they strongly depend on the acquisition date of HiRISE images. For an equivalent number of DDTs, the longer the time period between two images (large number of sols), the lower will be the formation rate of DDTs. Moreover, long time periods will favor fading processes of tracks through cumulative dust deposition. This process might hide some tracks formed in the earlier part of the period, artificially lowering the DDTs formation rate. However, we consider that this effect is negligible in our cases, since the time periods between two scenes are all shorter than the fading time (≤ 91 sols, Table S1; Daubar et al., 2018; Reiss & Lorenz, 2016), and most of the DDTs are still observed in the following images. We compare our DDT formation rates with those found by Reiss and Lorenz (2016) in Elysium Planitia (Figure 3d). We find complementary estimates from northern midwinter to midspring (Ls 301° to 50°). Figure 3d completes the overall seasonal variation of the DDT formation rate in Elysium Planitia: It is higher during northern late autumn-early winter (from 0.02 to 0.68 DDTs/sol/km²) and midspring (~ 0.05 DDTs/sol/km²), while a major decrease occurs during both northern late winter and late spring.

Despite the large range of DDT directions measured close to InSight (area in Figure 2) from both methods, their mean directions are in good agreement with the ambient wind directions measured by InSight during the HiRISE intervals where we detected new DDTs (see also Figure S8). The HiRISE Intervals 1, 2, and 6 present a mean azimuth of about $N140 \pm 5^\circ$ E (or -40° asc.) close to the measured mean wind direction during each period and despite the dust storm perturbation ($\sim N120^\circ$ E, or -60° asc.). Feathered and complete cycloidal tracks were only observed in the first HiRISE interval and confirm that the wind blew from the NW to the SE (Figures 1c and 1d). However, we were not able to deduce such information from DDTs during HiRISE Intervals 2 and 6, due to a lack of feathered and cycloidal tracks. Generally, the mean wind direction value is lower than the mean DDTs direction (Figure S8). HiRISE intervals include large time periods

where the wind activity varies, hence affecting our calculation of the mean direction. For example, during the HiRISE Interval 6 (and APSS Stage iii), InSight recorded an inversion in the wind direction (from SE to the NW). Between Sol 160 and Sol 220, it reaches a steady value of $\sim N130^\circ E$, in better agreement with DDTs directions. This suggests again that DDTs were likely formed during this shorter time period when the atmospheric activity was higher (i.e., last half of APSS Stage iii).

The short time period during the first HiRISE interval might be a chance to compare in more detail with the variation of InSight wind measurements on a timescale of several sols. Unfortunately, at this early stage of the mission, the wind sensors were turned on only for a few hours on 11 December (Figure S9). The measured wind direction at that time shows a fairly constant value of approximately -55° asc., which is slightly different from the direction deduced from the DDTs map ($N144^\circ E$, or -36° asc.). However, there is an apparent absence of winds coming from -40° asc. (or $\sim N140^\circ E$; Figure S9), surrounded by most of the wind data. This may be due to the wind approaching the TWINS wind sensors from exactly that direction being blocked by the presence of other instruments (the Rotation and Interior Structure Experiment [RISE] and Ultra-High Frequency [UHF] antennas; Banfield et al., 2019). The difference between our DDTs measurements and InSight might come from this unfortunate configuration of instruments on the lander deck.

Previous studies on Earth found a relationship between the standard deviation of DDT migration direction and the ambient wind speed (Figure S10a; Balme et al., 2012, Lorenz, 2016). Under low ambient wind speeds, the DDT is sinuous and random as its path is mainly governed by the internal advection speed of the vortex. As the ambient wind speed increases, the dust devil tends to form a more linear track (Reiss et al., 2016). We cannot assess that this relationship can be linearly applied on Mars (e.g., different wind characteristics, atmospheric pressure, and density). Nevertheless, we do see variations in standard deviation of DDT azimuths and mean ambient wind speed between the different APSS stages. Despite our small data set and the uncertainties, we note a similar trend on Mars as on Earth, showing a decrease of the standard deviation of DDT azimuths as the ambient wind speed increases (Figure S10b). However, we note that all the DDTs mapped in this study are near linear. The regional flat topography of Elysium Planitia might contribute to the formation of linear tracks, even under lower ambient wind speeds. Upcoming acquisition of new orbital images above InSight will allow us to explore this relationship further for Mars.

Studying the characteristics of DDTs is a good indicator of the wind regime measured locally by InSight (Figures 3, S8, and S10). Apart from short-term turbulent fluctuations, the wind is dominated by a combination of global-scale circulations (Hadley cells and thermal tides) and regional contributions (i.e., western boundary currents and moderate slope flows) (Spiga et al., 2018). The wind direction measured by InSight appears to be reasonably steady in the daytime hours (Banfield et al., 2020). Daily variability is also very moderate in the equatorial region where InSight landed; changes of wind direction are mostly seasonal, or driven by rare regional dust storms as occurred around Sol 50 (Banfield et al., 2020).

5. Conclusions

We monitor the activity of convective vortices around InSight on Mars as evinced by their tracks visible in orbital HiRISE images. Manual and semiautomatic detection of DDTs are performed and present similar and complementary results. We observe a large number of dark and linear DDTs in the first days after the InSight landing, followed by a significant decrease and then a progressive increase of their numbers. These observations match the measurements of atmospheric activity obtained by APSS onboard the lander. This behavior correlates well with the transition between seasons on Mars from northern fall, to northern winter and then northern spring. The mean azimuth of DDTs is very persistent ($\sim N138^\circ E$), in good agreement with APSS measurements of the mean wind direction. InSight's meteorological data set, with its high-frequency acquisition rates, provides a unique opportunity to conduct DD activity monitoring from both Mars's orbit and surface. The link with APSS data is important because InSight has detected a large number of convective vortices in the pressure and seismic data but surprisingly has imaged no dust devils yet.

Characterization of DDTs is important to better understand seismic, pressure, and wind data signals of passing vortices and to investigate the vortex and ground properties around the InSight lander (Banerdt et al., 2020; Golombek et al., 2020; Murdoch et al., 2020). Future HiRISE images are thus needed to monitor DDTs formation over the summer period around InSight and have a complete overview of atmospheric processes throughout an entire Martian year, in concert with in situ measurements.

Acknowledgments

We thank the HiRISE team for their effort on acquiring new orbital images. All HiRISE images credit NASA/JPL/University of Arizona. Data from APSS and TWINS sensors referenced in this paper are available from the PDS (<https://atmos.nmsu.edu/data&urlscore;and&urlscore;services/atmospheres&urlscore;data/INSIGHT/insight.html>). We acknowledge NASA, CNES and its partners (UKSA, SSO, DLR, JPL, IPEG-CNRS, ETHZ, IC, and MPS-MPG), and the flight operations team at JPL, CAB, SISMOC, MSDS, IRIS-DMC, and PDS for providing InSight data. Funding support was provided by Agence Nationale de la Recherche (ANR-14-CE36-0012-02 SIMARS and ANR-19-CE31-0008-08 MAGIS). We acknowledge the support of NVIDIA Corporation with the donation of GPU used for this research. This research benefits from the QGIS, an Open Source Geospatial Foundation Project (<http://qgis.org>). Statistical analysis of DDTs maps has been done using the FracPaQ MATLAB toolbox (Healy et al., 2017). We thank the editor Andrew Dombard and two anonymous reviewers for their constructive comments. This is InSight Contribution Number 124 and IPEG 4130.

References

Balme, M., & Greeley, R. (2006). Dust devils on Earth and Mars. *Reviews of Geophysics*, *44*, RG3003. <https://doi.org/10.1029/2005RG000188>

Balme, M. R., Pathare, A., Metzger, S. M., Towner, M. C., Lewis, S. R., Spiga, A., et al. (2012). Field measurements of horizontal forward motion velocities of terrestrial dust devils: Towards a proxy for ambient winds on Mars and Earth. *Icarus*, *221*(2), 632–645. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.08.021>

Banerdt, W. B., Smrekar, S. E., Banfield, D., Giardini, D., Golombek, M., Johnson, C. L., et al. (2020). Initial results from the InSight mission on Mars. *Nature Geoscience*, *13*(3), 183–189. <https://www.nature.com/articles/s41561-020-0544-y>

Banfield, D., Rodriguez-Manfredi, J. A., Russell, C. T., Rowe, K. M., Leneman, D., Lai, H. R., et al. (2019). InSight Auxiliary Payload Sensor Suite (APSS). *Space Science Reviews*, *215*(1), 4.

Banfield, D., Spiga, A., Newman, C., Forget, F., Lemmon, M., Lorenz, R., et al. (2020). The atmosphere of Mars as observed by InSight. *Nature Geoscience*, *13*(3), 190–198. <https://www.nature.com/articles/s41561-020-0534-0>

Cantor, B. A., Kanak, K. M., & Edgett, K. S. (2006). Mars Orbiter Camera observations of Martian dust devils and their tracks (September 1997 to January 2006) and evaluation of theoretical vortex models. *Journal of Geophysical Research*, *111*, E12002. <https://doi.org/10.1029/2006JE002700>

Daubar, I. J., Ojha, L., Chojnacki, M., Golombek, M. P., Lorenz, R. D., Wray, J., & Lewis, K. (2018). Lifetime of a dust devil track and dust deposition rate in Gusev Crater. In *49th Lunar and Planetary Science Conference* 19–23 March, 2018, held at The Woodlands, Texas LPI Contribution No. 2083 (1730 pp.).

Ferri, F., Smith, P. H., Lemmon, M., & Rennó, N. O. (2003). Dust devils as observed by Mars Pathfinder. *Journal of Geophysical Research*, *108*(E12), 5133. <https://doi.org/10.1029/2000JE001421>

Fisher, J. A., Richardson, M. I., Newman, C. E., Szwast, M. A., Graf, C., Basu, S., et al. (2005). A survey of Martian dust devil activity using Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera images. *Journal of Geophysical Research*, *110*, E03004. <https://doi.org/10.1029/2003JE002165>

Golombek, M., Warner, N. H., Grant, J. A., Hauber, E., Ansan, V., Weitz, C. M., et al. (2020). Geology of the InSight landing site on Mars. *Nature Communications*, *11*(1), 1014. <https://www.nature.com/articles/s41467-020-14679-1>

Golombek, M. P., Wigton, N., Bloom, C., Schwartz, C., Kannan, S., Kipp, D., et al. (2014). Final four landing sites for the InSight geophysical lander. In *45th Lunar and Planetary Science Conference, held 17–21 March, 2014 at the Woodlands, Texas. LPI contribution no. 1777*, (1499 pp.).

Grant, J. A., & Schultz, P. H. (1987). Possible tornado-like tracks on Mars. *Science*, *237*(4817), 883–885.

Greeley, R. (2004). Martian dust devils: Directions of movement inferred from their tracks. *Geophysical Research Letters*, *31*, L24702. <https://doi.org/10.1029/2004GL021599>

Greeley, R., Whelley, P. L., Arvidson, R. E., Cabrol, N. A., Foley, D. J., Franklin, B. J., et al. (2006). Active dust devils in Gusev crater, Mars: Observations from the Mars Exploration Rover Spirit. *Journal of Geophysical Research*, *111*, E12S09. <https://doi.org/10.1029/2006JE002743>

Healy, D., Rizzo, R. E., Cornwell, D. G., Farrell, N. J. C., Watkins, H., Timms, N. E., et al. (2017). FracPaQ: A MATLAB toolbox for the quantification of fracture patterns. *Journal of Structural Geology*, *95*, 1–16.

Kenda, B., Drilleau, M., Garcia, R., Kawamura, T., Murdoch, N., Compaire, N., et al. (2020). Subsurface structure at the InSight landing site from compliance measurements by seismic and meteorological experiments. *Journal of Geophysical Research: Planets*. <https://doi.org/10.1029/2020JE006387>

Lemmon, M. T., Newman, C. E., Renno, N., Mason, E., Battalio, M., Richardson, M. I., & Kahanpää, H. (2017). Dust devil activity at the Curiosity Mars Rover Field Site. In *48th Lunar and Planetary Science Conference*, (2952 pp.). The Woodlands, TX.

Lognonné, P., Banerdt, W. B., Giardini, D., Pike, W. T., Christensen, U., Laudet, P., et al. (2019). SEIS: InSight's Seismic Experiment for Internal Structure of Mars. *Space Science Reviews*, *215*(1), 12.

Lognonné, P., Banerdt, W. B., Pike, W. T., Giardini, D., Christensen, U., Garcia, R. F., et al. (2020). Constraints on the shallow elastic and anelastic structure of Mars from InSight seismic data. *Nature Geoscience*, *13*(3), 213–220. <https://www.nature.com/articles/s41561-020-0536-y>

Lorenz, R. D. (2016). Heuristic estimation of dust devil vortex parameters and trajectories from single-station meteorological observations: Application to InSight at Mars. *Icarus*, *271*, 326–337.

Maki, J. N., Golombek, M. P., Deen, R., Abarca, H., Soric, C., Goodsall, T., et al. (2018). The color cameras on the InSight lander. *Space Science Reviews*, *214*(6), 105.

McEwen, A. S., Eliason, E. M., Bergstrom, J. W., Bridges, N. T., Hansen, C. J., Delamere, W. A., et al. (2007). Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *Journal of Geophysical Research*, *112*, E05S02. <https://doi.org/10.1029/2005JE002605>

Murdoch, N., Spiga, A., Lorenz, R. D., Garcia, R. F., Perrin, C., Widmer-Schnidrig, R., et al. (2020). Constraining Martian dust devil vortex and regolith parameters from combined seismic and meteorological measurements. *Journal of Geophysical Research: Planets*. <https://doi.org/10.1029/2020JE006410>

Newman, C. E., Kahanpää, H., Richardson, M. I., Martínez, G. M., VicenteRetortillo, A., & Lemmon, M. T. (2019). MarsWRF convective vortex and dust devil predictions for Gale Crater over 3 Mars years and comparison with MSLREMS observations. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *124*, 3442–3468. <https://doi.org/10.1029/2019JE006082>

Reiss, D., Fenton, L., Neakrase, L., Zimmerman, M., Statella, T., Whelley, P., et al. (2016). Dust devil tracks. *Space Science Reviews*, *203*(1–4), 143–181. <https://link.springer.com/10.1007/s11214-016-0308-6>

Reiss, D., & Lorenz, R. D. (2016). Dust devil track survey at Elysium Planitia, Mars: Implications for the InSight landing sites. *Icarus*, *266*, 315–330.

Reiss, D., Raack, J., & Hiesinger, H. (2011). Bright dust devil tracks on Earth: Implications for their formation on Mars. *Icarus*, *211*(1), 917–920.

Reiss, D., Spiga, A., & Erkeling, G. (2014). The horizontal motion of dust devils on Mars derived from CRISM and CTX/HiRISE observations. *Icarus*, *227*, 8–20.

Reiss, D., Zimmerman, M. I., & Lewellen, D. C. (2013). Formation of cycloidal dust devil tracks by redeposition of coarse sands in southern Peru: Implications for Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, *383*, 7–15.

Rennó, N. O., Burkett, M. L., & Larkin, M. P. (1998). A simple thermodynamical theory for dust devils. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *55*(21), 3244–3252.

Seidelmann, P. K., Archinal, B. A., A'hearn, M. F., Conrad, A., Consolmagno, G. J., Hestroffer, D., et al. (2007). Report of the IAU/IAG Working Group on cartographic coordinates and rotational elements: 2006. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, *98*(3), 155–180. <https://link.springer.com/10.1007/s10569-007-9072-y>

- Spiga, A., Banfield, D., Teanby, N. A., Forget, F., Lucas, A., Kenda, B., et al. (2018). Atmospheric Science with InSight. *Space Science Reviews*, 214(7), 109. <https://link.springer.com/10.1007/s11214-018-0543-0>
- Stanzel, C., Pätzold, M., Greeley, R., Hauber, E., & Neukum, G. (2006). Dust devils on Mars observed by the High Resolution Stereo Camera. *Geophysical Research Letters*, 33, L11202. <https://doi.org/10.1029/2006GL025816>
- Stanzel, C., Patzold, M., Williams, D., Whelley, P., Greeley, R., Neukum, G., & The HRSC Co-Investigator Team (2008). Dust devil speeds, directions of motion and general characteristics observed by the Mars Express High Resolution Stereo Camera. *Icarus*, 197(1), 39–51.
- Thomas, P., & Gierasch, P. J. (1985). Dust devils on Mars. *Science*, 230(4722), 175–177.
- Toft, P. (1996). The Radon transform—Theory and Implementation (Ph.D. Thesis). <https://backend.orbit.dtu.dk/ws/portalfiles/portal/5529668/Binder1.pdf>
- Verba, C. A., Geissler, P. E., Titus, T. N., & Waller, D. (2010). Observations from the High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE): Martian dust devils in Gusev and Russell craters. *Journal of Geophysical Research*, 115, E09002. <https://doi.org/10.1029/2009JE003498>
- Veverka, J. (1976). Variable features on Mars. VII. Dark filamentary markings on Mars. *Icarus*, 27(4), 495–502.
- Whelley, P. L., & Greeley, R. (2006). Latitudinal dependency in dust devil activity on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 111, E10003. <https://doi.org/10.1029/2006JE002677>
- Whelley, P. L., & Greeley, R. (2008). The distribution of dust devil activity on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 113, E07002. <https://doi.org/10.1029/2007JE002966>

Bibliographie

- [1] MH Acuna et al. « Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER experiment ». In : *science* 284.5415 (1999), p. 790-793 (cf. p. 122).
- [2] Thorbjörg Ágústsdóttir et al. « Strike-slip faulting during the 2014 Bárðarbunga-Holuhraun dike intrusion, central Iceland ». In : *Geophysical Research Letters* 43.4 (2016), p. 1495-1503 (cf. p. 84).
- [3] A Aitta. « Venus' internal structure, temperature and core composition ». In : *Icarus* 218.2 (2012), p. 967-974 (cf. p. 15).
- [4] K. Aki et P.G. Richards. *Quantitative Seismology*. Geology : Seismology. University Science Books, 2002. ISBN : 9780935702965. URL : https://books.google.fr/books?id=sRhawFG5_EcC (cf. p. 84).
- [5] Keiiti Aki. « Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 85.B11 (1980), p. 6496-6504 (cf. p. 69).
- [6] Keiiti Aki. « Seismic Coda Waves : A Stochastic Process in Earth's Lithosphere ». In : *Stochastic Models in Geosystems*. Sous la dir. de Stanislav A. Molchanov et Wojbor A. Woyczynski. New York, NY : Springer New York, 1997, p. 1-24. ISBN : 978-1-4613-8500-4. DOI : [10.1007/978-1-4613-8500-4_1](https://doi.org/10.1007/978-1-4613-8500-4_1). URL : https://doi.org/10.1007/978-1-4613-8500-4_1 (cf. p. 99).
- [7] Arden L Albee, FD Palluconi et RE Arvidson. « Mars global surveyor mission : overview and status ». In : *Science* 279.5357 (1998), p. 1671-1672 (cf. p. 46, 122).
- [8] Don L Anderson et al. « Seismology on mars ». In : *Journal of Geophysical Research* 82.28 (1977), p. 4524-4546 (cf. p. 16).
- [9] Don L Anderson et al. « The Viking seismic experiment ». In : *Science* 194.4271 (1976), p. 1318-1321 (cf. p. 16).
- [10] RC Anderson et al. « Centers of tectonic activity in the eastern hemisphere of Mars ». In : *Icarus* 195.2 (2008), p. 537-546 (cf. p. 84).
- [11] Robert C Anderson et al. « Primary centers and secondary concentrations of tectonic activity through time in the western hemisphere of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 106.E9 (2001), p. 20563-20585 (cf. p. 25, 44, 51, 128, 131).
- [12] Robert C Anderson et al. « Unraveling the geologic and tectonic history of the Memnonia-Sirenum region of Mars : Implications on the early formation of the Tharsis rise ». In : *Icarus* 332 (2019), p. 132-150 (cf. p. 129).
- [13] Jeffrey C Andrews-Hanna. « The formation of Valles Marineris : 3. Trough formation through super-isostasy, stress, sedimentation, and subsidence ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 117.E6 (2012) (cf. p. 131).
- [14] Jeffrey C. Andrews-Hanna. « The tectonic architecture of wrinkle ridges on Mars ». In : *Icarus* 351 (2020), p. 113937. ISSN : 0019-1035. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.113937>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103520303110> (cf. p. 59, 60, 119).

- [15] Jeffrey C Andrews-Hanna, Maria T Zuber et Steven A Hauck. « Strike-slip faults on Mars : Observations and implications for global tectonics and geodynamics ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 113.E8 (2008) (cf. p. 57, 61).
- [16] Naofumi Aso, Kazuaki Ohta et Satoshi Ide. « Tectonic, volcanic, and semi-volcanic deep low-frequency earthquakes in western Japan ». In : *Tectonophysics* 600 (2013), p. 27-40 (cf. p. 128).
- [17] Naofumi Aso et Victor C Tsai. « Cooling magma model for deep volcanic long-period earthquakes ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 119.11 (2014), p. 8442-8456 (cf. p. 121, 126).
- [18] Joshua L Bandfield et al. « The dual nature of the martian crust : Young lavas and old clastic materials ». In : *Icarus* 222.1 (2013), p. 188-199 (cf. p. 57).
- [19] W. B. Banerdt et al. « Thick shell tectonics on one-plate planets : Applications to Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 87.B12 (1982), p. 9723-9733. DOI : <https://doi.org/10.1029/JB087iB12p09723>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JB087iB12p09723>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB087iB12p09723> (cf. p. 113, 119).
- [20] W Bruce Banerdt, Matthew P Golombek et Kenneth L Tanaka. « Stress and tectonics on Mars. » In : *Mars* (1992), p. 249-297 (cf. p. 25, 56, 59, 61).
- [21] W. Bruce Banerdt et al. « Initial Results from the InSight Mission on Mars ». In : *Nature Geoscience* in press (2020) (cf. p. 21, 30, 31, 33, 35, 39, 40, 42-44, 68, 88, 90, 94, 95, 124, 128).
- [22] WB Banerdt et al. « InSight : a discovery mission to explore the interior of Mars ». In : *Lunar and planetary science conference*. 1719. 2013, p. 1915 (cf. p. 19).
- [23] D. Banfield et al. « An overview of the initial results on atmospheric science from InSight measurements ». In : *Nature Geoscience* in press (2020). DOI : <http://doi.org/10.1038/s41561-020-0534-0> (cf. p. 21, 33, 41).
- [24] D Banfield et al. « InSight auxiliary payload sensor suite (APSS) ». In : *Space Science Reviews* 215.1 (2019), p. 1-33 (cf. p. 19).
- [25] D. Baratoux et al. « Petrological constraints on the density of the Martian crust ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 119.7 (2014), p. 1707-1727. DOI : [10.1002/2014JE004642](https://doi.org/10.1002/2014JE004642) (cf. p. 92).
- [26] A.A. Barka et K. Kadinsky-Cade. « Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity ». In : *Tectonics* 7.3 (1988), p. 663-684. DOI : [10.1029/TC007i003p00663](https://doi.org/10.1029/TC007i003p00663) (cf. p. 67, 69, 71, 84).
- [27] AV Batov, TV Gudkova et VN Zharkov. « Nonhydrostatic Stress State in the Martian Interior for Different Rheological Models ». In : *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 55.4 (2019), p. 688-700 (cf. p. 124-126).
- [28] C Béghin et S Klimov. « The wave complex on the Mars-96 orbiter : ELISMA. » In : *Planetary and space science* 46.6 (1998), p. 701-713 (cf. p. 17).
- [29] V. Belleguic, P. Lognonné et M. Wieczorek. « Constraints on the Martian lithosphere from gravity and topography data ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 110.E11 (2005). DOI : <https://doi.org/10.1029/2005JE002437>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005JE002437> (cf. p. 92).
- [30] Hugo Benioff. « Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps ». In : *Geological Society of America Bulletin* 60.12 (1949), p. 1837-1856 (cf. p. 7).

- [31] Hugo Benioff, Frank Press et Stewart Smith. « Excitation of the free oscillations of the earth by earthquakes ». In : *Journal of Geophysical Research* 66.2 (1961), p. 605-619 (cf. p. 5).
- [32] Daniel C. Berman et William K. Hartmann. « Recent Fluvial, Volcanic, and Tectonic Activity on the Cerberus Plains of Mars ». In : *Icarus* 159.1 (2002), p. 1-17. ISSN : 0019-1035. DOI : <https://doi.org/10.1006/icar.2002.6920>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103502969204> (cf. p. 44, 52, 55, 59, 62, 69, 70, 92, 122, 126, 127).
- [33] Constance M Bertka et Yingwei Fei. « Density profile of an SNC model Martian interior and the moment-of-inertia factor of Mars ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 157.1-2 (1998), p. 79-88 (cf. p. 49).
- [34] Mikael Beuthe. « East–west faults due to planetary contraction ». In : *Icarus* 209.2 (2010), p. 795-817 (cf. p. 57).
- [35] Glenn P Biasi et Steven G Wesnousky. « Bends and ends of surface Ruptures Bends and ends of surface ruptures ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 107.6 (2017), p. 2543-2560 (cf. p. 69).
- [36] Glenn P Biasi et Steven G Wesnousky. « Steps and gaps in ground ruptures : Empirical bounds on rupture propagation ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 106.3 (2016), p. 1110-1124 (cf. p. 69).
- [37] Edward B Bierhaus et al. « Pwyll secondaries and other small craters on Europa ». In : *Icarus* 153.2 (2001), p. 264-276 (cf. p. 22).
- [38] Francis Birch. « Density and composition of mantle and core ». In : *Journal of geophysical research* 69.20 (1964), p. 4377-4388 (cf. p. 50).
- [39] M. Böse et al. « A Probabilistic Framework for Single-Station Location of Seismicity on Earth and Mars ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* (2017), p. 48-65. DOI : [10.1016/j.pepi.2016.11.003](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.11.003) (cf. p. 18, 26, 69).
- [40] Maren Böse et al. « Magnitude scales for Marsquakes ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 108.5A (2018), p. 2764-2777 (cf. p. 43).
- [41] Sylvain Bouley et al. « The revised tectonic history of Tharsis ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 488 (2018), p. 126-133 (cf. p. 57, 128-131).
- [42] D. Breuer et T. Spohn. « Early plate tectonics versus single-plate tectonics on Mars : Evidence from magnetic field history and crust evolution ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 108 (2003). DOI : [10.1029/2002JE001999](https://doi.org/10.1029/2002JE001999) (cf. p. 48).
- [43] Doris Breuer, Dave A Yuen et Tilman Spohn. « Phase transitions in the Martian mantle : Implications for partially layered convection ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 148.3-4 (1997), p. 457-469 (cf. p. 49).
- [44] Nienke Brinkman et al. « First focal mechanisms of marsquakes ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* (2021). DOI : <https://doi.org/10.1029/2020JE006546>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020JE006546>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JE006546> (cf. p. 35, 41, 46, 68, 70, 82, 84, 85, 88, 89, 91, 95-97, 99, 105-107, 110-112, 119, 120, 150, 153, 190, 191, 195).
- [45] A Broquet, Mark A Wieczorek et Wenzhe Fa. « Flexure of the lithosphere beneath the north polar cap of Mars : Implications for ice composition and heat flow ». In : *Geophysical Research Letters* 47.5 (2020), e2019GL086746 (cf. p. 48).

- [46] Jason R. Brown et Gerald P. Roberts. « Possible Evidence for Variation in Magnitude for Marsquakes From Fallen Boulder Populations, Grjota Valles, Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 124.3 (2019), p. 801-822. DOI : <https://doi.org/10.1029/2018JE005622>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2018JE005622>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JE005622> (cf. p. 58, 116, 129).
- [47] James N Brune. « Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones ». In : *Journal of Geophysical Research* 73.2 (1968), p. 777-784 (cf. p. 7).
- [48] JS Buehler, NJ Mancinelli et PM Shearer. « S-to-Rayleigh wave scattering from the continental margin observed at USArray ». In : *Geophysical Research Letters* 45.10 (2018), p. 4719-4724 (cf. p. 45).
- [49] JM Bull et al. « High-resolution record of displacement accumulation on an active normal fault : implications for models of slip accumulation during repeated earthquakes ». In : *Journal of Structural Geology* 28.7 (2006), p. 1146-1166 (cf. p. 83).
- [50] Douglas W Burbank et Robert S Anderson. *Tectonic geomorphology*. John Wiley & Sons, 2011 (cf. p. 66, 76, 82).
- [51] Devon M. Burr, Alfred S. McEwen et Susan E. H. Sakimoto. « Recent aqueous floods from the Cerberus Fossae, Mars ». In : *Geophysical Research Letters* 29.1 (2002), p. 13-1-13-4. DOI : <https://doi.org/10.1029/2001GL013345> (cf. p. 52, 55, 59, 69, 82, 92).
- [52] N.A. Cabrol et al. « Duration of the Ma'adim Vallis/Gusev Crater Hydrogeologic System, Mars ». In : *Icarus* 133.1 (1998), p. 98-108. ISSN : 0019-1035. DOI : <https://doi.org/10.1006/icar.1998.5914>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103598959140> (cf. p. 57, 63, 113, 118).
- [53] Brian S Carl et al. « Extent and significance of the Independence dike swarm, eastern California ». In : *Geologic Evolution of the Mojave Desert and Southwestern Basin and Range : Geological Society of America Memoir* 195 (2002), p. 117-130 (cf. p. 55).
- [54] Michael H Carr et James W Head. « Geologic history of Mars ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 294.3-4 (2010), p. 185-203 (cf. p. 57, 84).
- [55] Michael H Carr et al. « Evidence for a subsurface ocean on Europa ». In : *Nature* 391.6665 (1998), p. 363-365 (cf. p. 22).
- [56] Aurore Carrier et al. « A damage model for volcanic edifices : Implications for edifice strength, magma pressure, and eruptive processes ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 120.1 (2015), p. 567-583. DOI : <https://doi.org/10.1002/2014JB011485>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014JB011485> (cf. p. 92).
- [57] James P Cassanelli et James W Head. « Large-scale lava-ice interactions on Mars : Investigating its role during Late Amazonian Central Elysium Planitia volcanism and the formation of Athabasca Valles ». In : *Planetary and Space Science* 158 (2018), p. 96-109 (cf. p. 55, 56, 59, 69, 128).
- [58] Savas Ceylan et al. « Companion guide to the marsquake catalog from InSight, Sols 0–478 : Data content and non-seismic events ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 310 (2021), p. 106597 (cf. p. 30, 32-35).
- [59] Savas Ceylan et al. « The Marsquake catalogue from InSight, sols 0–833 ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* (2021), p. 106595 (cf. p. 21, 65, 68, 89).
- [60] L Chanceaux et T Menand. « The effects of solidification on sill propagation dynamics and morphology ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 442 (2016), p. 39-50 (cf. p. 127).

- [61] WJ Chaplin et al. « Predicting the detectability of oscillations in solar-type stars observed by Kepler ». In : *The Astrophysical Journal* 732.1 (2011), p. 54 (cf. p. 23).
- [62] Audrey Chatain et al. « Seasonal Variability of the Daytime and Nighttime Atmospheric Turbulence Experienced by InSight on Mars ». In : *Geophysical Research Letters* 48.22 (2021), e2021GL095453 (cf. p. 41).
- [63] Wang-Ping Chen et Peter Molnar. « Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 88.B5 (1983), p. 4183-4214 (cf. p. 7, 8).
- [64] Bernard A Chouet et Robin S Matoza. « A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption ». In : *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 252 (2013), p. 108-175 (cf. p. 121, 128).
- [65] Philip R Christensen et al. « The thermal emission imaging system (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission ». In : *Space Science Reviews* 110.1 (2004), p. 85-130 (cf. p. 55).
- [66] Jon F Claerbout. « Toward a unified theory of reflector mapping ». In : *Geophysics* 36.3 (1971), p. 467-481 (cf. p. 62).
- [67] J.F. Clinton et al. « Preparing for InSight : An Invitation to Participate in a Blind Test for Martian Seismicity ». In : 88 (2017), p. 1290-1302 (cf. p. 18, 38, 68, 95).
- [68] John F. Clinton et al. « The Marsquake catalogue from InSight, sols 0–478 ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 310 (2021), p. 106595. ISSN : 0031-9201. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106595>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920120302739> (cf. p. 21, 30, 32, 36, 41, 68, 84, 88-90, 94-96, 119, 120, 123, 129).
- [69] G Clitheroe, O Gudmundsson et BLN Kennett. « The crustal thickness of Australia ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 105.B6 (2000), p. 13697-13713 (cf. p. 182).
- [70] JEP Connerney et al. « Magnetic lineations in the ancient crust of Mars ». In : *Science* 284.5415 (1999), p. 794-798 (cf. p. 49, 122).
- [71] JEP Connerney et al. « Tectonic implications of Mars crustal magnetism ». In : *Proceedings of the National Academy of Sciences* 102.42 (2005), p. 14970-14975 (cf. p. 122).
- [72] JAD Connolly. « The geodynamic equation of state : what and how ». In : *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10.10 (2009) (cf. p. 48).
- [73] Catherine M Cooper, Adrian Lenardic et L Moresi. « The thermal structure of stable continental lithosphere within a dynamic mantle ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 222.3-4 (2004), p. 807-817 (cf. p. 48).
- [74] Juliet G Crider et David D Pollard. « Fault linkage : Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 103.B10 (1998), p. 24373-24391 (cf. p. 84).
- [75] H.P. Crotwell, T.J. Owens et J. Ritsema. « The TauP Toolkit : Flexible seismic travel-time and ray-path utilities ». In : *Seismological Research Letters* 70 (1999), 154–160 (cf. p. 99, 101, 110, 182).
- [76] Nikolaj L Dahmen et al. « Resonances and lander modes observed by insight on Mars (1–9 Hz) ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 111.6 (2021), p. 2924-2950 (cf. p. 31, 32).

- [77] Nikolaj L Dahmen et al. « Super high frequency events : A new class of events recorded by the InSight seismometers on Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 126.2 (2021), e2020JE006599 (cf. p. 36, 95, 123).
- [78] Anton M Dainty et al. « Seismic scattering and shallow structure of the Moon in Oceanus Procellarum ». In : *The Moon* 9.1 (1974), p. 11-29 (cf. p. 12).
- [79] Ingrid Daubar et al. « Impact-seismic investigations of the InSight mission ». In : *Space Science Reviews* 214.8 (2018), p. 1-68 (cf. p. 68).
- [80] Marine A Denolle et Peter M Shearer. « New perspectives on self-similarity for shallow thrust earthquakes ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 121.9 (2016), p. 6533-6565 (cf. p. 84).
- [81] Alan Didion et al. « Remote sensing of venusian seismic activity with a small spacecraft, the vamos mission concept ». In : *2018 IEEE Aerospace Conference*. IEEE. 2018, p. 1-14 (cf. p. 14).
- [82] Frédéric-Victor Donzé et al. « Assessing the brittle crust thickness from strike-slip fault segments on Earth, Mars and Icy moons ». In : *Tectonophysics* 805 (2021), p. 228779 (cf. p. 71).
- [83] Michele Dragoni et Antonello Piombo. « A model for the formation of wrinkle ridges in volcanic plains on Venus ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 135.2-3 (2003), p. 161-171 (cf. p. 26).
- [84] G. Dreibus et H. Wänke. « Mars, a volatile-rich planet ». In : *Meteoritics* 20 (1985), p. 367-381 (cf. p. 18).
- [85] Martin van Driel et al. « High-Frequency Seismic Events on Mars Observed by InSight ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 126.2 (2021). e2020JE006670. DOI : <https://doi.org/10.1029/2020JE006670>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020JE006670>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JE006670> (cf. p. 31, 32, 36, 95, 96).
- [86] M. Drilleau et al. « Marsquake locations and 1-D seismic models for Mars from InSight data ». In : *JGR : Planets* (under reviews) (cf. p. 37, 38, 41, 52, 65, 88, 89, 91-94, 96-98, 101, 107, 110, 111, 114, 119, 125, 126, 129).
- [87] Caroline Dumoulin et al. « Tidal constraints on the interior of Venus ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 122.6 (2017), p. 1338-1352 (cf. p. 15).
- [88] A.M. Dziewonski et D.L. Anderson. « Preliminary Reference Earth Model ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25 (1981), p. 297 -356. DOI : [10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7) (cf. p. 5, 15, 182).
- [89] AM Dziewonski et BA Romanowicz. « Deep earth seismology : An introduction and overview ». In : *Treatise on Geophysics* 2 (2015), p. 1-28 (cf. p. 5).
- [90] Adam M Dziewonski, Bradford H Hager et Richard J O'Connell. « Large-scale heterogeneities in the lower mantle ». In : *Journal of Geophysical Research* 82.2 (1977), p. 239-255 (cf. p. 5).
- [91] Göran Ekström, Meredith Nettles et AM Dziewoński. « The global CMT project 2004–2010 : Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 200 (2012), p. 1-9 (cf. p. 43).
- [92] Linda T Elkins-Tanton, Paul C Hess et EM Parmentier. « Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 110.E12 (2005) (cf. p. 44, 57).

- [93] RE Ernst, EB Grosfils et D Mège. « Giant Dike Swarms : Earth, Venus, and Mars ». In : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 29.1 (2001), p. 489-534. DOI : [10.1146/annurev.earth.29.1.489](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.489). eprint : <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.489>. URL : <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.489> (cf. p. 55, 56, 59, 69, 92, 115, 116, 119, 122, 126).
- [94] Alberto G Fairén, Javier Ruiz et Francisco Anguita. « An origin for the linear magnetic anomalies on Mars through accretion of terranes : Implications for dynamo timing ». In : *Icarus* 160.1 (2002), p. 220-223 (cf. p. 122).
- [95] Yingwei Fei et Constance Bertka. « The interior of Mars ». In : *Science* 308.5725 (2005), p. 1120-1121 (cf. p. 49).
- [96] Yingwei Fei et al. « Structure type and bulk modulus of Fe₃S, a new iron-sulfur compound ». In : *American Mineralogist* 85.11-12 (2000), p. 1830-1833 (cf. p. 49).
- [97] Robin L. Fergason, Philip R. Christensen et Hugh H. Kieffer. « High-resolution thermal inertia derived from the Thermal Emission Imaging System (THEMIS) : Thermal model and applications ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 111.E12 (2006). DOI : <https://doi.org/10.1029/2006JE002735> (cf. p. 25, 56, 114, 115).
- [98] Yuri A Fialko et Allan M Rubin. « Thermal and mechanical aspects of magma emplacement in giant dike swarms ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 104.B10 (1999), p. 23033-23049 (cf. p. 126).
- [99] Willy Fjeldskaar et al. « Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia ». In : *Quaternary Science Reviews* 19.14-15 (2000), p. 1413-1422 (cf. p. 121).
- [100] William M Folkner et al. « The rotation and interior structure experiment on the InSight mission to Mars ». In : *Space Science Reviews* 214.5 (2018), p. 1-16 (cf. p. 19).
- [101] JP Ford. *Spaceborne radar observations : A guide for Magellan radar-image analysis*. T. 89. 41. National Aeronautics et Space Administration, Jet Propulsion Laboratory . . . , 1989 (cf. p. 24).
- [102] Adrian N Foster et James A Jackson. « Source parameters of large African earthquakes : implications for crustal rheology and regional kinematics ». In : *Geophysical Journal International* 134.2 (1998), p. 422-448 (cf. p. 126).
- [103] Herbert V. Frey et al. « Ancient lowlands on Mars ». In : *Geophysical Research Letters* 29.10 (2002), p. 22-1-22-4. DOI : <https://doi.org/10.1029/2001GL013832>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001GL013832> (cf. p. 57, 94, 117-119).
- [104] N. Fuji et al. « DSM Kernel Suite ». In : (2016). DOI : [10.5281/zenodo.439651](https://doi.org/10.5281/zenodo.439651) (cf. p. 97).
- [105] N. Fuji et al. « Finite-frequency structural sensitivities of short-period compressional body waves ». In : *Geophysical Journal International* 190.1 (2012), p. 522-540 (cf. p. 97).
- [106] Jim Fuller. « Saturn ring seismology : Evidence for stable stratification in the deep interior of Saturn ». In : *Icarus* 242 (2014), p. 283-296. ISSN : 0019-1035. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.08.006>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103514004205> (cf. p. 23).
- [107] Raphael F Garcia et al. « Lunar seismology : An update on interior structure models ». In : *Space Science Reviews* 215.8 (2019), p. 1-47 (cf. p. 11-13).
- [108] Raphael F Garcia et al. « Seismological Location and Orbital Imaging of Newly Formed Craters on Mars ». In : *Nature Geosciences* (under reviews) (cf. p. 36).

- [109] Raphaël Garcia, Philippe Lognonné et Xavier Bonnin. « Detecting atmospheric perturbations produced by Venus quakes ». In : *Geophysical Research Letters* 32.16 (2005) (cf. p. 14).
- [110] Raphaël F. Garcia et al. « Very preliminary reference Moon model ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 188.1 (2011), p. 96-113. ISSN : 0031-9201. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.06.015>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920111001373> (cf. p. 12).
- [111] P. Gaulme et al. « Detection of Jovian seismic waves : a new probe of its interior structure ». In : *A&A* 531 (2011), A104. DOI : [10.1051/0004-6361/201116903](https://doi.org/10.1051/0004-6361/201116903). URL : <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201116903> (cf. p. 22).
- [112] R.J. Geller et T. Ohminato. « Computation of synthetic seismograms and their partial derivatives for heterogeneous media with arbitrary natural boundary conditions using the Direct Solution Method ». In : *Geophysical Journal International* 116.2 (1994), p. 421-446. DOI : [10.1111/j.1365-246X.1994.tb01807.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb01807.x) (cf. p. 97).
- [113] R.J. Geller et N. Takeuchi. « A new method for computing highly accurate DSM synthetic seismograms ». In : *Geophysical Journal International* 123.2 (1995), p. 449. DOI : [10.1111/j.1365-246X.1995.tb06865.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06865.x) (cf. p. 97).
- [114] A. Genova et al. « Seasonal and static gravity field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO radio science ». In : *Icarus* 272 (2016), p. 228-245. DOI : [10.1016/j.icarus.2016.02.050](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2016.02.050) (cf. p. 56, 115, 117, 129, 196).
- [115] D. Giardini et al. « The Seismicity of Mars ». In : *Nature Geoscience* in press (2020). DOI : [http://doi.org/10.1038/s41561-020-0539-8](https://doi.org/10.1038/s41561-020-0539-8) (cf. p. 21, 28, 30, 32, 35, 36, 38, 39, 41-43, 46, 65, 68-70, 84, 88-91, 93-95, 97, 99, 106, 112, 187).
- [116] M Giba, JJ Walsh et A Nicol. « Segmentation and growth of an obliquely reactivated normal fault ». In : *Journal of Structural Geology* 39 (2012), p. 253-267 (cf. p. 83).
- [117] K Gillet et al. « Scattering attenuation profile of the Moon : Implications for shallow moonquakes and the structure of the megaregolith ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 262 (2017), p. 28-40 (cf. p. 11, 12).
- [118] Neal R Goins et Andrew R Lazarewicz. « Martian seismicity ». In : *Geophysical Research Letters* 6.5 (1979), p. 368-370 (cf. p. 17).
- [119] Gregor J Golabek et al. « Origin of the Martian dichotomy and Tharsis from a giant impact causing massive magmatism ». In : *Icarus* 215.1 (2011), p. 346-357 (cf. p. 57).
- [120] Keenan B. Golder, Devon M. Burr et Simon A. Kattenhorn. « Investigation of target property effects on crater populations in long lava flows : A study in the Cerberus region, Mars, with implications for magma source identification ». In : *Icarus* 335 (2020), p. 113388. ISSN : 0019-1035. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.113388>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103518302483> (cf. p. 55, 63, 92, 126).
- [121] M. P. Golombek et R. J. Phillips. « Mars tectonics ». In : *Planetary Tectonics*. Cambridge University Press, 2009, 183-232. DOI : [10.1017/CB09780511691645.006](https://doi.org/10.1017/CB09780511691645.006) (cf. p. 27).
- [122] M. P. Golombek et al. « Geology of the InSight Landing Site, Mars ». In : *Nature Geoscience* in press (2020) (cf. p. 21, 44, 62, 68, 92).
- [123] M. Golombek et al. « Geology and Physical Properties Investigations by the InSight Lander ». In : *Space Science Reviews* 214.5 (2018), p. 84. DOI : [10.1007/s11214-018-0512-7](https://doi.org/10.1007/s11214-018-0512-7). URL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01895616> (cf. p. 44, 57, 62, 92, 94, 118, 119).

- [124] M. Golombek et al. « Selection of the InSight Landing Site ». In : *Space Sciences Reviews* (2016), p. 1-91. DOI : [10.1007/s11214-016-0321-9](https://doi.org/10.1007/s11214-016-0321-9) (cf. p. 44).
- [125] MP Golombek, FS Anderson et MT Zuber. « Martian wrinkle ridge topography : Evidence for subsurface faults from MOLA ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 106.E10 (2001), p. 23811-23821 (cf. p. 118).
- [126] Matthew P Golombek et al. « A prediction of Mars seismicity from surface faulting ». In : *Science* 258.5084 (1992), p. 979-981 (cf. p. 24, 25, 42, 43, 56, 60).
- [127] Sander Goossens et al. « Evidence for a low bulk crustal density for Mars from gravity and topography ». In : *Geophysical Research Letters* 44.15 (2017), p. 7686-7694. DOI : <https://doi.org/10.1002/2017GL074172>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017GL074172> (cf. p. 46).
- [128] Raphaël Grandin et al. « Elastic thickness control of lateral dyke intrusion at mid-ocean ridges ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 319-320 (2012), p. 83-95. ISSN : 0012-821X. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.011>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X1100731X> (cf. p. 92).
- [129] Robert G Green, Tim Greenfield et Robert S White. « Triggered earthquakes suppressed by an evolving stress shadow from a propagating dyke ». In : *Nature Geoscience* 8.8 (2015), p. 629-632 (cf. p. 85).
- [130] RE Grimm et PC Hess. « The crust of Venus ». In : *Venus II : Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment* (1997), p. 1205 (cf. p. 26).
- [131] Peter M. Grindrod et al. « The Search for Active Marsquakes Using Subpixel Coregistration and Correlation : Best Practice and First Results ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.7 (2018), p. 1881-1900. DOI : [10.1029/2018JE005649](https://doi.org/10.1029/2018JE005649). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JE005649> (cf. p. 69, 70).
- [132] Matthias Grott et al. « Long-term evolution of the Martian crust-mantle system ». In : *Space Science Reviews* 174.1 (2013), p. 49-111 (cf. p. 44).
- [133] TV Gudkova, AV Batov et VN Zharkov. « Model estimates of non-hydrostatic stresses in the Martian crust and mantle : 1—Two-level model ». In : *Solar System Research* 51.6 (2017), p. 457-478 (cf. p. 124-126).
- [134] T.V. Gudkova et V.N. Zharkov. « Mars : interior structure and excitation of free oscillations ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 142.1 (2004), p. 1 -22. DOI : [10.1016/j.pepi.2003.10.004](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.10.004) (cf. p. 18).
- [135] TV Gudkova et VN Zharkov. « Models of the internal structure of the Earth-like Venus ». In : *Solar System Research* 54.1 (2020), p. 20-27 (cf. p. 15).
- [136] A Gudmundsson. « Formation of dykes, feeder-dykes, and the intrusion of dykes from magma chambers ». In : *Bulletin Volcanologique* 47.3 (1984), p. 537-550 (cf. p. 55, 69).
- [137] Virginia C Gulick. « Origin of the valley networks on Mars : A hydrological perspective ». In : *Geomorphology* 37.3-4 (2001), p. 241-268 (cf. p. 57).
- [138] Beno Gutenberg. « The energy of earthquakes ». In : *Quarterly Journal of the Geological Society* 112.1-4 (1956), p. 1-14 (cf. p. 9).
- [139] Beno Gutenberg. « Untersuchungen zur Frage, bis zu welcher Tiefe die Erde kristallin ist ». In : *Zeitschrift für Geophysik* 2 (1926), p. 24-29 (cf. p. 5).
- [140] Beno Gutenberg et Charles F Richter. « Frequency of earthquakes in California ». In : *Bulletin of the Seismological society of America* 34.4 (1944), p. 185-188 (cf. p. 9).

- [141] Michelle R Guy et al. *National Earthquake Information Center systems overview and integration*. US Department of the Interior, US Geological Survey Reston, VA, 2015 (cf. p. 88, 102, 112, 182-185).
- [142] J Lynn Hall, Sean C Solomon et James W Head. « Elysium region, Mars : Tests of lithospheric loading models for the formation of tectonic features ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 91.B11 (1986), p. 11377-11392 (cf. p. 56, 69, 124).
- [143] Christopher W. Hamilton, Sarah A. Fagents et Lionel Wilson. « Explosive lava-water interactions in Elysium Planitia, Mars : Geologic and thermodynamic constraints on the formation of the Tartarus Colles cone groups ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 115.E9 (2010). DOI : <https://doi.org/10.1029/2009JE003546>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2009JE003546>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009JE003546> (cf. p. 113, 116).
- [144] Henrik I Hargitai et Virginia C Gulick. « Late Amazonian-aged channel and island systems located East of Olympus Mons, Mars ». In : *Dynamic Mars*. Elsevier, 2018, p. 121-154 (cf. p. 130).
- [145] William K. Hartmann et Gerhard Neukum. « Cratering Chronology and the Evolution of Mars ». In : (2001). Sous la dir. de Reinald Kallenbach, Johannes Geiss et William K. Hartmann, p. 165-194 (cf. p. 63, 113, 116).
- [146] E. Hauber et al. « Very recent and wide-spread basaltic volcanism on Mars ». In : *Geophysical Research Letters* 38.10 (2011). DOI : <https://doi.org/10.1029/2011GL047310>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GL047310> (cf. p. 55, 63, 91, 92, 126, 127).
- [147] Ernst Hauber et al. « Fault scaling on Mars : Slip distribution and displacement-length relationship derived from HRSC Data ». In : *45th Lunar and Planetary Science Conference*. T. 1777. 2014, p. 1981 (cf. p. 71).
- [148] Steven A Hauck et Roger J Phillips. « Thermal and crustal evolution of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 107.E7 (2002), p. 6-1 (cf. p. 26, 44, 56).
- [149] Heidi Fuqua Haviland et al. « The Lunar Geophysical Network Landing Sites Science Rationale ». In : *arXiv preprint arXiv :2107.06451* (2021) (cf. p. 11).
- [150] James W. Head, Mikhail A. Kreslavsky et Stephen Pratt. « Northern lowlands of Mars : Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 107.E1 (2002), p. 3-1-3-29. DOI : <https://doi.org/10.1029/2000JE001445>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000JE001445>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000JE001445> (cf. p. 55, 113, 119).
- [151] James W. Head, Lionel Wilson et Karl L. Mitchell. « Generation of recent massive water floods at Cerberus Fossae, Mars by dike emplacement, cryospheric cracking, and confined aquifer groundwater release ». In : *Geophysical Research Letters* 30.11 (2003). DOI : <https://doi.org/10.1029/2003GL017135>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2003GL017135> (cf. p. 55, 56, 59, 69, 82, 122).
- [152] David Healy et al. « Field evidence for the lateral emplacement of igneous dykes : Implications for 3D mechanical models and the plumbing beneath fissure eruptions ». In : *Volcanica* (2018) (cf. p. 83).
- [153] M. M. Hedman et P. D. Nicholson. « KRONOSEISMOLOGY : USING DENSITY WAVES IN SATURN'S C RING TO PROBE THE PLANET'S INTERIOR ». In : 146.1 (2013), p. 12. DOI : [10.1088/0004-6256/146/1/12](https://doi.org/10.1088/0004-6256/146/1/12). URL : <https://doi.org/10.1088/0004-6256/146/1/12> (cf. p. 23).

- [154] C. Henry, J.H. Woodhouse et S. Das. « Stability of earthquake moment tensor inversions : effect of the double-couple constraint ». In : *Tectonophysics* 356.1 (2002). Seismic Source Mechanism through Moment Tensors, p. 115-124. ISSN : 0040-1951. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00379-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00379-7). URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195102003797> (cf. p. 91, 96).
- [155] David P Hill. « A model for earthquake swarms ». In : *Journal of Geophysical Research* 82.8 (1977), p. 1347-1352 (cf. p. 55, 56).
- [156] H Hirsch et al. « The Planetary Fourier Spectrometer (PFS) for the orbiter of the spacecraft Mars 96 ». In : *Planetary and space science* 44.8 (1996), p. 889-897 (cf. p. 17).
- [157] Ásta Rut Hjartardóttir et al. « Fracture movements and graben subsidence during the 2014 Bárðarbunga dike intrusion in Iceland ». In : *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 310 (2016), p. 242-252 (cf. p. 69, 82).
- [158] M Hobiger et al. « The shallow structure of Mars at the InSight landing site from inversion of ambient vibrations ». In : *Nature communications* 12.1 (2021), p. 1-13 (cf. p. 45).
- [159] Lon L Hood et Maria T Zuber. « Recent refinements in geophysical constraints on lunar origin and evolution ». In : *Origin of the Earth and Moon* (2000), p. 397-409 (cf. p. 12).
- [160] Anna Horleston et al. « Distant marsquakes ». In : *The Seismic Record* (in prep) (cf. p. 39, 51, 52, 124).
- [161] David G. Horvath et al. « Evidence for geologically recent explosive volcanism in Elysium Planitia, Mars ». In : *Icarus* 365 (2021), p. 114499. ISSN : 0019-1035. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114499>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103521001779> (cf. p. 56, 63, 69, 84, 115, 126, 127, 139).
- [162] Jun Huang et Long Xiao. « Knobby terrain on ancient volcanoes as an indication of dominant early explosive volcanism on Mars ». In : *Geophysical Research Letters* 41.20 (2014), p. 7019-7024 (cf. p. 57).
- [163] Hauke Hussmann, Frank Sohl et Tilman Spohn. « Subsurface oceans and deep interiors of medium-sized outer planet satellites and large trans-neptunian objects ». In : *Icarus* 185.1 (2006), p. 258-273 (cf. p. 22).
- [164] InSight Mars SEIS Data Service. *SEIS raw data, Insight Mission*. en. 2019. DOI : [10.18715/SEIS.INSIGHT.XB_2016](https://doi.org/10.18715/SEIS.INSIGHT.XB_2016). URL : http://datacenter.ipgp.fr/networks/detail/XB_2016 (cf. p. 33, 95).
- [165] InSight Marsquake Service. *Mars Seismic Catalogue, Insight Mission ; V7 2021-07-01*. en. 2021. DOI : [10.12686/a12](https://doi.org/10.12686/a12). URL : <https://www.insight.ethz.ch/seismicity/catalog/v7> (cf. p. 91-93, 98, 102, 106, 107, 112, 114).
- [166] InSight Marsquake Service. *Mars Seismic Catalogue, Insight Mission ; V9 2022-01-01*. en. 2022. DOI : [10.12686/a14](https://doi.org/10.12686/a14). URL : <https://www.insight.ethz.ch/seismicity/catalog/v9> (cf. p. 30, 37, 39, 42, 52, 90, 94, 95).
- [167] Rossman P. Irwin, Alan D. Howard et Ted A. Maxwell. « Geomorphology of Ma'adim Vallis, Mars, and associated paleolake basins ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E12 (2004). DOI : <https://doi.org/10.1029/2004JE002287>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2004JE002287>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004JE002287> (cf. p. 118).
- [168] Rossman P Irwin et al. « Topographic influences on development of Martian valley networks ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 116.E2 (2011) (cf. p. 57).
- [169] Bryan Isacks, Jack Oliver et Lynn R Sykes. « Seismology and the new global tectonics ». In : *Journal of geophysical research* 73.18 (1968), p. 5855-5899 (cf. p. 6).

- [170] Mikhail A Ivanov et James W Head. « Global geological map of Venus ». In : *Planetary and Space Science* 59.13 (2011), p. 1559-1600 (cf. p. 24).
- [171] A. Jacob et al. « Seismic sources of InSight marsquakes and seismotectonic context of Elysium Planitia, Mars ». In : *Tectonophysics* (under reviews) (cf. p. 87, 129, 133).
- [172] W. L. Jaeger et al. « Athabasca Valles, Mars : A Lava-Draped Channel System ». In : *Science* 317.5845 (2007), p. 1709-1711. ISSN : 0036-8075. DOI : [10.1126/science.1143315](https://doi.org/10.1126/science.1143315). eprint : <https://science.sciencemag.org/content/317/5845/1709.full.pdf>. URL : <https://science.sciencemag.org/content/317/5845/1709> (cf. p. 52, 55, 92).
- [173] Windy L Jaeger et al. « Emplacement of the youngest flood lava on Mars : A short, turbulent story ». In : *Icarus* 205.1 (2010), p. 230-243 (cf. p. 76).
- [174] Bruce M Jakosky et Philip R Christensen. « Global duricrust on Mars : Analysis of remote-sensing data ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 91.B3 (1986), p. 3547-3559 (cf. p. 76).
- [175] Peter B James, Maria T Zuber et Roger J Phillips. « Crustal thickness and support of topography on Venus ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 118.4 (2013), p. 859-875 (cf. p. 15).
- [176] L Jiao, Yann Klinger et Luc Scholtes. « Fault segmentation pattern controlled by thickness of brittle crust ». In : *Geophysical Research Letters* 48.19 (2021), e2021GL093390 (cf. p. 83).
- [177] Alberto Jiménez-Díaz et al. « Lithospheric structure of Venus from gravity and topography ». In : *Icarus* 260 (2015), p. 215-231 (cf. p. 15).
- [178] Christopher W Johnson, Yuning Fu et Roland Bürgmann. « Seasonal water storage, stress modulation, and California seismicity ». In : *Science* 356.6343 (2017), p. 1161-1164 (cf. p. 121).
- [179] M. Jost et R. Herrmann. « A Students Guide to and Review of Moment Tensors ». In : *Seismological Research Letters* 60 (1989), p. 37-57 (cf. p. 96).
- [180] G. de Joussineau et A. Aydin. « Segmentation along Strike-Slip Faults Revisited ». In : *Pure and Applied Geophysics* 166.10 (2009), p. 1575-1594. DOI : [10.1007/s00024-009-0511-4](https://doi.org/10.1007/s00024-009-0511-4) (cf. p. 67, 84).
- [181] Yan Y Kagan. « Accuracy of modern global earthquake catalogs ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 135.2-3 (2003), p. 173-209 (cf. p. 9).
- [182] Foivos Karakostas et al. « Scattering Attenuation of the Martian Interior through Coda-Wave Analysis ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 111.6 (2021), p. 3035-3054 (cf. p. 96).
- [183] Simon A Kattenhorn et Louise M Prockter. « Evidence for subduction in the ice shell of Europa ». In : *Nature Geoscience* 7.10 (2014), p. 762-767 (cf. p. 22).
- [184] T. Kawamura et al. « Evaluation of deep moonquake source parameters : Implication for fault characteristics and thermal state ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 122.7 (2017), p. 1487-1504. DOI : [10.1002/2016JE005147](https://doi.org/10.1002/2016JE005147) (cf. p. 44).
- [185] Sharon Kedar et al. « Analyzing Low Frequency Seismic Events at Cerberus Fossae as Long Period Volcanic Quakes ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 126.4 (2021). e2020JE006518 2020JE006518, e2020JE006518. DOI : <https://doi.org/10.1029/2020JE006518>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JE006518> (cf. p. 84, 96, 115, 127, 128).

- [186] B Kenda et al. « Modeling the Airglow Response to Quakes on Venus ». In : *Venus Modeling Workshop*. T. 2022. 2017, p. 8005 (cf. p. 14).
- [187] Balthasar Kenda et al. « Subsurface structure at the InSight landing site from compliance measurements by seismic and meteorological experiments ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 125.6 (2020), e2020JE006387 (cf. p. 21, 31, 45).
- [188] Katie M Keranen et Matthew Weingarten. « Induced seismicity ». In : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 46 (2018), p. 149-174 (cf. p. 122).
- [189] A. Khan et al. « Single-station and single-event marsquake location and inversion for structure using synthetic Martian waveforms ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 258 (2016), p. 28-42. ISSN : 0031-9201. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.05.017> (cf. p. 95, 97).
- [190] A Khan et al. « The lunar moho and the internal structure of the Moon : A geophysical perspective ». In : *Tectonophysics* 609 (2013), p. 331-352 (cf. p. 11).
- [191] Amir Khan et Klaus Mosegaard. « An inquiry into the lunar interior : A nonlinear inversion of the Apollo lunar seismic data ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 107.E6 (2002), p. 3-1 (cf. p. 12, 13).
- [192] Amir Khan et al. « A geophysical perspective on the bulk composition of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.2 (2018), p. 575-611 (cf. p. 48, 49).
- [193] Amir Khan et al. « Upper mantle structure of Mars from InSight seismic data ». In : *Science* 373.6553 (2021), p. 434-438. ISSN : 0036-8075. DOI : [10.1126/science.abf2966](https://doi.org/10.1126/science.abf2966). eprint : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/434.full.pdf>. URL : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/434> (cf. p. 22, 38, 41, 44, 48-50, 88, 90, 91, 97, 101, 107, 119, 191).
- [194] Doyeon Kim et al. « Potential pitfalls in the analysis and structural interpretation of seismic data from the Mars InSight mission ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 111.6 (2021), p. 2982-3002 (cf. p. 34).
- [195] RL Kirk et al. « Mapping Mars with HRSC, ISIS, and SOCET SET ». In : *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*. 2006, p. 2050 (cf. p. 66).
- [196] Y. Klinger. « Relation between continental strike-slip earthquake segmentation and thickness of the crust ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 115.B7 (2010). DOI : [10.1029/2009JB006550](https://doi.org/10.1029/2009JB006550) (cf. p. 71, 83).
- [197] Brigitte Knapmeyer-Endrun et al. « Thickness and structure of the martian crust from InSight seismic data ». In : *Science* 373.6553 (2021), p. 438-443. ISSN : 0036-8075. DOI : [10.1126/science.abf8966](https://doi.org/10.1126/science.abf8966). eprint : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/438.full.pdf>. URL : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/438> (cf. p. 22, 44, 46-48, 66, 83, 84, 88, 90, 94, 97, 98, 102, 107, 112, 124, 126, 183, 191, 192).
- [198] M. Knapmeyer et al. « Working models for spatial distribution and level of Mars' seismicity ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 111.E11 (2006). DOI : [10.1029/2006JE002708](https://doi.org/10.1029/2006JE002708) (cf. p. 25, 26, 38, 42, 53, 54, 58, 62, 70, 83, 91, 93, 110, 111, 113, 114, 116-118, 129, 196).
- [199] Martin Knapmeyer et al. « Seasonal seismic activity on Mars ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 576 (2021), p. 117171 (cf. p. 41).
- [200] A Komjathy et al. « Remote sensing of seismic activity on Venus using a small spacecraft : initial modeling results ». In : *Lunar and Planetary Science Conference*. 2083. 2018, p. 1731 (cf. p. 14).
- [201] AS Konopliv et CF Yoder. « Venusian k2 tidal Love number from Magellan and PVO tracking data ». In : *Geophysical research letters* 23.14 (1996), p. 1857-1860 (cf. p. 15).

- [202] Siddharth Krishnamoorthy et al. « Aerial seismology using balloon-based barometers ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 57.12 (2019), p. 10191-10201 (cf. p. 14).
- [203] Siddharth Krishnamoorthy et al. « Detection of artificially generated seismic signals using balloon-borne infrasound sensors ». In : *Geophysical Research Letters* 45.8 (2018), p. 3393-3403 (cf. p. 14).
- [204] LV Ksanfomaliti et al. « Acoustic measurements of the wind velocity at the Venera-13 and Venera-14 landing sites ». In : *Soviet Astronomy Letters* 8 (1982), p. 227-229 (cf. p. 13).
- [205] LV Ksanfomaliti et al. « Microseisms at the VENERA-13 and VENERA-14 Landing Sites ». In : *Soviet Astronomy Letters* 8 (1982), p. 241 (cf. p. 13).
- [206] P. Senthil Kumar et al. « Recent seismicity in Valles Marineris, Mars : Insights from young faults, landslides, boulder falls and possible mud volcanoes ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 505 (2019), p. 51-64 (cf. p. 131).
- [207] Helmut Lammer et al. « What makes a planet habitable? » In : *The Astronomy and Astrophysics Review* 17.2 (2009), p. 181-249 (cf. p. 6).
- [208] David R Lammlein et al. « Lunar seismicity, structure, and tectonics ». In : *Reviews of geophysics* 12.1 (1974), p. 1-21 (cf. p. 12).
- [209] B Langlais, ME Purucker et Mioara Manda. « Crustal magnetic field of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E2 (2004) (cf. p. 49).
- [210] Kristine M Larson, Jeffrey T Freymueller et Steven Philipsen. « Global plate velocities from the Global Positioning System ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 102.B5 (1997), p. 9961-9981 (cf. p. 6).
- [211] G Latham et al. « Moonquakes ». In : *Science* 174.4010 (1971), p. 687-692 (cf. p. 10, 12).
- [212] G Latham et al. « Seismic data from man-made impacts on the Moon ». In : *Science* 170.3958 (1970), p. 620-626 (cf. p. 10).
- [213] Mathieu Le Feuvre et Mark A Wieczorek. « Nonuniform cratering of the Moon and a revised crater chronology of the inner Solar System ». In : *Icarus* 214.1 (2011), p. 1-20 (cf. p. 24).
- [214] William HK Lee et Seiya Uyeda. « Review of heat flow data ». In : *Terrestrial heat flow* 8 (1965), p. 87-190 (cf. p. 6).
- [215] M Lefevre et al. « Experimental evidence for crustal control over seismic fault segmentation ». In : *Geology* 48.8 (2020), p. 844-848 (cf. p. 83).
- [216] Inge Lehmann. « P', publ ». In : *Bur. Centr. Seism. Internat. Serie A* 14 (1936), p. 87-115 (cf. p. 5).
- [217] FE Lehner et al. « A seismograph for lunar experiments ». In : *Journal of Geophysical Research* 67.12 (1962), p. 4779-4786 (cf. p. 10).
- [218] Robert B Leighton, Robert W Noyes et George W Simon. « Velocity Fields in the Solar Atmosphere. I. Preliminary Report. » In : *The Astrophysical Journal* 135 (1962), p. 474 (cf. p. 23).
- [219] Sbastien Leprince et al. « Automatic and precise orthorectification, coregistration, and subpixel correlation of satellite images, application to ground deformation measurements ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45.6 (2007), p. 1529-1558 (cf. p. 69).

- [220] V Linkin et al. « A sophisticated lander for scientific exploration of Mars : scientific objectives and implementation of the Mars-96 Small Station ». In : *Planetary and space science* 46.6-7 (1998), p. 717-737 (cf. p. 17).
- [221] Jann-Yenq Liu et al. « Ionospheric disturbances triggered by the 11 March 2011 M9. 0 Tohoku earthquake ». In : *Journal of Geophysical Research : Space Physics* 116.A6 (2011) (cf. p. 14).
- [222] Jing Liu, Kerry Sieh et Egill Hauksson. « A structural interpretation of the aftershock “cloud” of the 1992 M w 7.3 Landers earthquake ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 93.3 (2003), p. 1333-1344 (cf. p. 84).
- [223] P. Lognonné et C.L. Johnson. « 10.03 - Planetary Seismology ». In : *Treatise on Geophysics (Second Edition)*. 2015, p. 65 -120. DOI : [10.1016/B978-0-444-53802-4.00167-6](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00167-6) (cf. p. 7, 14, 25-27).
- [224] P. Lognonné et al. « Constraints on the shallow elastic and anelastic structure of Mars from InSight seismic data ». In : *Nature Geoscience* in press (2020). DOI : <http://doi.org/10.1038/s41561-020-0536-y> (cf. p. 8, 21, 22, 26, 30, 31, 33, 34, 41, 44-48, 62, 66, 68, 88-90, 94-98, 107, 126, 191, 192).
- [225] P. Lognonné et al. « SEIS : Insight’s Seismic Experiment for Internal Structure of Mars ». In : *Space Science Reviews* 215.1 (2019), p. 12. ISSN : 1572-9672. DOI : [10.1007/s11214-018-0574-6](https://doi.org/10.1007/s11214-018-0574-6). URL : <https://doi.org/10.1007/s11214-018-0574-6> (cf. p. 19, 43, 68, 90).
- [226] Ph Lognonné et al. « The seismic OPTIMISM experiment ». In : *Planetary and Space Science* 46.6-7 (1998), p. 739-747 (cf. p. 17).
- [227] Philippe Lognonné, Jeannine Gagnepain-Beyneix et Hugues Chenet. « A new seismic model of the Moon : implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 211.1-2 (2003), p. 27-44 (cf. p. 12, 17).
- [228] Philippe Lognonné et Benoit Mosser. « Planetary seismology ». In : *Surveys in Geophysics* 14.3 (1993), p. 239-302 (cf. p. 99).
- [229] Philippe Lognonné et al. « Modeling of atmospheric-coupled Rayleigh waves on planets with atmosphere : From Earth observation to Mars and Venus perspectives ». In : *The Journal of the Acoustical Society of America* 140.2 (2016), p. 1447-1468 (cf. p. 14).
- [230] Philippe Lognonné et al. « Moon meteoritic seismic hum : steady state prediction ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 114.E12 (2009) (cf. p. 12).
- [231] Ralph D Lorenz et al. « Dragonfly : A rotorcraft lander concept for scientific exploration at Titan ». In : *Johns Hopkins APL Technical Digest* 34.3 (2018), p. 14 (cf. p. 22).
- [232] Ralph D Lorenz et al. « The whirlwinds of Elysium : A catalog and meteorological characteristics of “dust devil” vortices observed by InSight on Mars ». In : *Icarus* 355 (2021), p. 114119 (cf. p. 33).
- [233] Antoine Lucas, Véronique Ansan et Nicolas Mangold. « New insight on genetic links between outflows and chasmata on Valles Marineris plateau, Mars ». In : *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 15.1 (2009), p. 33-46 (cf. p. 76).
- [234] SJ Mackwell, ME Zimmerman et DL Kohlstedt. « High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 103.B1 (1998), p. 975-984 (cf. p. 15).
- [235] Craig Magee et Christopher A-L Jackson. « Can we relate the surface expression of dike-induced normal faults to subsurface dike geometry ? » In : *Geology* 49.4 (2021), p. 366-371 (cf. p. 55, 69, 82, 83).

- [236] JJ Makela et al. « Imaging and modeling the ionospheric airglow response over Hawaii to the tsunami generated by the Tohoku earthquake of 11 March 2011 ». In : *Geophysical Research Letters* 38.24 (2011) (cf. p. 14).
- [237] JN Maki et al. « The color cameras on the InSight lander ». In : *Space Science Reviews* 214.6 (2018), p. 1-34 (cf. p. 19).
- [238] Michael C Malin et al. « Context camera investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 112.E5 (2007) (cf. p. 56, 58, 60, 66, 69, 120, 130).
- [239] Robert Mallet. « On the dynamics of earthquakes ; being an attempt to reduce their observed phenomena to the known laws of wave motion in solids and fluids ». In : *The Transactions of the Royal Irish Academy* 21 (1846), p. 51-105 (cf. p. 4).
- [240] N Mangold, P Allemand et PG Thomas. « Wrinkle ridges of Mars : Structural analysis and evidence for shallow deformation controlled by ice-rich décollements ». In : *Planetary and Space Science* 46.4 (1998), p. 345-356 (cf. p. 118).
- [241] N. Mangold et al. « Chronology of compressional deformation on Mars : evidence for a single and global origin ». In : *Planetary and Space Science* 48.12 (2000). Mars Exploration Program, p. 1201-1211. ISSN : 0032-0633. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00104-5](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00104-5). URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063300001045> (cf. p. 60, 61, 117).
- [242] I. Manighetti et al. « Generic along-strike segmentation of Afar normal faults, East Africa : Implications on fault growth and stress heterogeneity on seismogenic fault planes ». In : *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16.2 (2015), p. 443-467. DOI : [10.1002/2014GC005691](https://doi.org/10.1002/2014GC005691) (cf. p. 66, 69, 71, 83, 84).
- [243] Isabelle Manighetti et al. « Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 253.3-4 (2007), p. 429-438 (cf. p. 67, 69).
- [244] Isabelle Manighetti et al. « Self-similarity of the largest-scale segmentation of the faults : Implications for earthquake behavior ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 288.3-4 (2009), p. 370-381 (cf. p. 84).
- [245] Margarita M Marinova, Oded Aharonson et Erik Asphaug. « Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy ». In : *Nature* 453.7199 (2008), p. 1216-1219 (cf. p. 57).
- [246] Larry G Mastin et David D Pollard. « Surface deformation and shallow dike intrusion processes at Inyo Craters, Long Valley, California ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 93.B11 (1988), p. 13221-13235 (cf. p. 59, 81, 82).
- [247] Ted A Maxwell et George E McGill. « Ages of fracturing and resurfacing in the Amenthes region, Mars ». In : (1988) (cf. p. 61, 118).
- [248] Alfred S McEwen et al. « Mars reconnaissance orbiter's high resolution imaging science experiment (HiRISE) ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 112.E5 (2007) (cf. p. 33, 66, 69).
- [249] Dan P McKenzie. « Some remarks on heat flow and gravity anomalies ». In : *Journal of Geophysical Research* 72.24 (1967), p. 6261-6273 (cf. p. 6).
- [250] Daniel Mège et Philippe Masson. « A plume tectonics model for the Tharsis province, Mars ». In : *Planetary and Space Science* 44.12 (1996), p. 1499-1546 (cf. p. 124).
- [251] Carlos Mendoza et Stephen H Hartzell. « Aftershock patterns and main shock faulting ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 78.4 (1988), p. 1438-1449 (cf. p. 84).

- [252] Sabrina Menina et al. « Energy Envelope and Attenuation Characteristics of High-Frequency (HF) and Very-High-Frequency (VF) Martian Events ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 111.6 (2021), p. 3016-3034 (cf. p. 96).
- [253] Andrew Jay Michael. « Use of focal mechanisms to determine stress : A control study ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 92.B1 (1987), p. 357-368. DOI : <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00357>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JB092iB01p00357>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB092iB01p00357> (cf. p. 91).
- [254] A. Mocquet. « A search for the minimum number of stations needed for seismic networking on Mars ». In : *Planetary and Space Science* 47.3 (1999), p. 397-409. ISSN : 0032-0633. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(98\)00126-3](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(98)00126-3). URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063398001263> (cf. p. 99).
- [255] A. Mocquet et al. « The deep interior of Venus, Mars, and the Earth : A brief review and the need for planetary surface-based measurements ». In : *Planetary and Space Science* 59.10 (2011), p. 1048 -1061. DOI : [10.1016/j.pss.2010.02.002](https://doi.org/10.1016/j.pss.2010.02.002) (cf. p. 15).
- [256] Andrija Mohorovičić. « Das Beben vom 8. x. 1909 ». In : *Jahrbuch Meteorologie Observatorie Zagrab* 9 (1910), p. 1-63 (cf. p. 5).
- [257] Pranabendu Moitra, David G. Horvath et Jeffrey C. Andrews-Hanna. « Investigating the roles of magmatic volatiles, ground ice and impact-triggering on a very recent and highly explosive volcanic eruption on Mars ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 567 (2021), p. 116986. ISSN : 0012-821X. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116986> (cf. p. 139).
- [258] P. Molnar et L. Sykes. « Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity ». In : *Geological Society of America Bulletin* 80 (1969), p. 1639-1684 (cf. p. 91).
- [259] Peter Molnar et Wang-Ping Chen. « Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan plateau ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 88.B2 (1983), p. 1180-1196 (cf. p. 126).
- [260] Laurent GJ Montési et Maria T Zuber. « Clues to the lithospheric structure of Mars from wrinkle ridge sets and localization instability ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 108.E6 (2003) (cf. p. 119).
- [261] VI Moroz. « Summary of preliminary results of the Venera 13 and Venera 14 missions. » In : *Venus* (1983), p. 45-68 (cf. p. 13).
- [262] Karl Mueller et Matthew Golombek. « Compressional structures on Mars ». In : *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32 (2004), p. 435-464 (cf. p. 60).
- [263] NT Mueller et al. « Search for active lava flows with VIRTIS on Venus Express ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 122.5 (2017), p. 1021-1045 (cf. p. 26).
- [264] A. Nahm, S. Kattenhorn et M. W. Pendleton. « Unraveling the formation mechanism(s) of the Cerberus Fossae, Mars : evacuated dikes, graben, or both ? » In : mar. 2015 (cf. p. 69, 76, 82).
- [265] Amanda L Nahm, Matthew W Pendleton et Simon A Kattenhorn. « Cerberus Fossae, Mars : The case for dike intrusion-related formation and modification ». In : (2016) (cf. p. 69).
- [266] Amanda L Nahm et Richard A Schultz. « Magnitude of global contraction on Mars from analysis of surface faults : Implications for martian thermal history ». In : *Icarus* 211.1 (2011), p. 389-400 (cf. p. 57).

- [267] Yosio Nakamura. « Farside deep moonquakes and deep interior of the Moon ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 110.E1 (2005) (cf. p. 11).
- [268] Yosio Nakamura et Don L Anderson. « Martian wind activity detected by a seismometer at Viking Lander 2 site ». In : *Geophysical Research Letters* 6.6 (1979), p. 499-502 (cf. p. 17).
- [269] Yosio Nakamura, Gary V. Latham et H. James Dorman. « Apollo Lunar Seismic Experiment—Final summary ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 87.S01 (1982), A117-A123. DOI : <https://doi.org/10.1029/JB087iS01p0A117>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JB087iS01p0A117>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB087iS01p0A117> (cf. p. 12).
- [270] Yosio Nakamura et al. « Passive seismic experiment long-period event catalog ». In : *Galveston Geophysics Laboratory Contribution* 491 (1981), p. 314 (cf. p. 12).
- [271] Susan S Nedell, Steven W Squyres et David W Andersen. « Origin and evolution of the layered deposits in the Valles Marineris, Mars ». In : *Icarus* 70.3 (1987), p. 409-441 (cf. p. 76).
- [272] G. A. Neumann et al. « Crustal structure of Mars from gravity and topography ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E8 (2004). DOI : <https://doi.org/10.1029/2004JE002262>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2004JE002262>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004JE002262> (cf. p. 92).
- [273] Andrew Nicol et al. « Growth of a normal fault by the accumulation of slip over millions of years ». In : *Journal of Structural Geology* 27.2 (2005), p. 327-342 (cf. p. 83).
- [274] Francis Nimmo. « Dike intrusion as a possible cause of linear Martian magnetic anomalies ». In : *Geology* 28.5 (2000), p. 391-394 (cf. p. 122, 126).
- [275] Francis Nimmo et Ken Tanaka. « Early crustal evolution of Mars ». In : *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33 (2005), p. 133-161 (cf. p. 44, 57, 62).
- [276] Jürgen Oberst. « Unusually high stress drops associated with shallow moonquakes ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 92.B2 (1987), p. 1397-1405 (cf. p. 43).
- [277] Emile A Okal et al. « Frequency-size distributions for intraplate earthquakes ». In : *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA* 425 (2007), p. 59 (cf. p. 43).
- [278] Richard Dixon Oldham. « The constitution of the interior of the Earth, as revealed by earthquakes ». In : *Quarterly Journal of the Geological Society* 62.1-4 (1906), p. 456-475 (cf. p. 5).
- [279] Jack Oliver et Leonard Murphy. « WWNSS : Seismology's Global Network of Observing Stations : Standardized collection and efficient distribution of earthquake data yield social and scientific rewards. » In : *Science* 174.4006 (1971), p. 254-261 (cf. p. 5).
- [280] Lu Pan et al. « Crust stratigraphy and heterogeneities of the first kilometers at the dichotomy boundary in western Elysium Planitia and implications for InSight lander ». In : *Icarus* 338 (2020), p. 113511. ISSN : 0019-1035. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.113511>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103519303653> (cf. p. 44, 56, 57, 62, 94, 118, 119).
- [281] M.P. Panning et al. « Planned Products of the Mars Structure Service for the InSight Mission to Mars ». In : *Space Sciences Reviews* (2016), p. 1-40. DOI : [10.1007/s11214-016-0317-5](https://doi.org/10.1007/s11214-016-0317-5) (cf. p. 18, 26, 43).

- [282] Mark P Panning et al. « On-deck seismology : Lessons from InSight for future planetary seismology ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 125.4 (2020), e2019JE006353 (cf. p. 11, 22).
- [283] Mark P Panning et al. « Where Are Things Shaking? A Seismological Perspective for Potential Landing Sites on Europa ». In : (2018) (cf. p. 22, 69).
- [284] Mark Panning et Barbara Romanowicz. « A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in the whole mantle ». In : *Geophysical Journal International* 167.1 (2006), p. 361-379 (cf. p. 5).
- [285] Laura M. Parro et al. « Present-day heat flow model of Mars ». In : *Scientific Reports* 7 (2017). ISSN : 2045-2322. DOI : [10.1038/srep45629](https://doi.org/10.1038/srep45629). URL : <https://doi.org/10.1038/srep45629> (cf. p. 112).
- [286] Jan Hendrik Pasckert, Harald Hiesinger et Dennis Reiss. « Rheologies and ages of lava flows on Elysium Mons, Mars ». In : *Icarus* 219.1 (2012), p. 443-457. ISSN : 0019-1035. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.03.014>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103512001078> (cf. p. 52, 62, 92).
- [287] Luigi Passarelli et al. « Stress changes, focal mechanisms, and earthquake scaling laws for the 2000 dike at Miyakejima (Japan) ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 120.6 (2015), p. 4130-4145 (cf. p. 84).
- [288] Clement Perrin, Alice Jacob et al. « Geometry and segmentation of Cerberus Fossae, Mars : implications for marsquake properties. » In : *Journal of Geophysical Research : Planets* (2022), e2021JE007118 (cf. p. 21, 38, 55, 58, 59, 65, 91, 92, 94, 110, 115, 119, 133).
- [289] Clement Perrin, S Rodriguez, A Jacob et al. « Monitoring of dust devil tracks around the InSight landing site, Mars, and comparison with in situ atmospheric data ». In : *Geophysical Research Letters* 47.10 (2020), e2020GL087234 (cf. p. 32, 33, 197).
- [290] Antonio Petrucci et al. « The influence of faulting style on the size-distribution of global earthquakes ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 527 (2019), p. 115791 (cf. p. 44).
- [291] Jean-Pierre Peulvast et al. « Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars) ». In : *Geomorphology* 37.3-4 (2001), p. 329-352 (cf. p. 76).
- [292] Thomas Platz et Gregory Michael. « Eruption history of the Elysium Volcanic Province, Mars ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 312.1 (2011), p. 140-151. ISSN : 0012-821X. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.001>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X11005887> (cf. p. 52, 62, 81, 92).
- [293] A-C Plesa et al. « How large are present-day heat flux variations across the surface of Mars? » In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 121.12 (2016), p. 2386-2403 (cf. p. 48).
- [294] A-C. Plesa et al. « Present-Day Mars' Seismicity Predicted From 3-D Thermal Evolution Models of Interior Dynamics ». In : (2018) (cf. p. 44, 83, 112).
- [295] A.-C. Plesa et al. « Seismic Velocity Variations in a 3D Martian Mantle : Implications for the InSight Measurements ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 126.6 (2021). e2020JE006755 2020JE006755, e2020JE006755. DOI : <https://doi.org/10.1029/2020JE006755>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020JE006755>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JE006755> (cf. p. 113, 191).

- [296] J. B. Plescia. « Morphometric properties of Martian volcanoes ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E3 (2004). DOI : <https://doi.org/10.1029/2002JE002031>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2002JE002031>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2002JE002031> (cf. p. 52).
- [297] J.B. Plescia. « Cerberus Fossae, Elysium, Mars : a source for lava and water ». In : *Icarus* 164.1 (2003), p. 79 -95. DOI : [10.1016/S0019-1035\(03\)00139-8](https://doi.org/10.1016/S0019-1035(03)00139-8) (cf. p. 52, 55, 56, 59, 69, 76, 82, 92, 116).
- [298] JB Plescia. « Graben and extension in northern Tharsis, Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 96.E3 (1991), p. 18883-18895 (cf. p. 59, 60).
- [299] JB Plescia. « Recent flood lavas in the Elysium region of Mars ». In : *Icarus* 88.2 (1990), p. 465-490 (cf. p. 55, 59, 69, 70, 122).
- [300] JB Plescia et MP Golombek. « Origin of planetary wrinkle ridges based on the study of terrestrial analogs ». In : *Geological Society of America Bulletin* 97.11 (1986), p. 1289-1299 (cf. p. 59).
- [301] Jean-Paul Poirier. « Light elements in the Earth's outer core : a critical review ». In : *Physics of the earth and planetary interiors* 85.3-4 (1994), p. 319-337 (cf. p. 50).
- [302] Anjani T Polit, Richard A Schultz et Roger Soliva. « Geometry, displacement-length scaling, and extensional strain of normal faults on Mars with inferences on mechanical stratigraphy of the Martian crust ». In : *Journal of Structural Geology* 31.7 (2009), p. 662-673 (cf. p. 24, 25, 71).
- [303] David D Pollard et al. « Surface deformation in volcanic rift zones ». In : *Developments in Geotectonics*. T. 19. Elsevier, 1983, p. 541-584 (cf. p. 82, 83).
- [304] Javier Quinteros et al. « The GEOFON program in 2020 ». In : *Seismological Society of America* 92.3 (2021), p. 1610-1622 (cf. p. 88, 102, 112, 182-185).
- [305] Ernst von Rebeur-Paschwitz. « The earthquake of Tokio, April 18, 1889 ». In : *Nature* 40.1030 (1889), p. 294-295 (cf. p. 4).
- [306] CC Reese, CP Orth et VS Solomatov. « Impact origin for the Martian crustal dichotomy : Half emptied or half filled ? » In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 115.E5 (2010) (cf. p. 57).
- [307] Paul R Renne et al. « Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 144.1-2 (1996), p. 199-211 (cf. p. 55).
- [308] Justin Revenaugh et Hal Mendoza. « Mapping shallow heterogeneity with teleseismic P to Rg scattered waves ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 86.4 (1996), p. 1194-1199 (cf. p. 45).
- [309] Kevin Righter. « Does the Moon have a metallic core ? : Constraints from giant impact modeling and siderophile elements ». In : *Icarus* 158.1 (2002), p. 1-13 (cf. p. 12).
- [310] AE Ringwood. « Composition of the core and implications for origin of the Earth ». In : *Geochemical Journal* 11.3 (1977), p. 111-135 (cf. p. 50).
- [311] Sam Rivas-Dorado, Javier Ruiz et Ignacio Romeo. « Subsurface Geometry and Emplacement Conditions of a Giant Dike System in Elysium Fossae, Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 126.1 (2021). e2020JE006512 2020JE006512, e2020JE006512. DOI : <https://doi.org/10.1029/2020JE006512>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020JE006512>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JE006512> (cf. p. 55, 56, 58, 59, 63, 67, 85, 115, 126).

- [312] Gerald P. Roberts et al. « Possible evidence of paleomarsquakes from fallen boulder populations, Cerberus Fossae, Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 117.E2 (2012). DOI : [10.1029/2011JE003816](https://doi.org/10.1029/2011JE003816). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011JE003816> (cf. p. 69, 76, 81, 84, 91).
- [313] MS Robinson et al. « Lunar reconnaissance orbiter camera (LROC) instrument overview ». In : *Space science reviews* 150.1-4 (2010), p. 81-124 (cf. p. 24).
- [314] B Romanowicz et B Mitchell. « 1.25—deep earth structure : Q of the Earth from crust to core ». In : *Treatise on geophysics* 1 (2015), p. 789-827 (cf. p. 99).
- [315] JV Rowland et al. « Fault growth at a nascent slow-spreading ridge : 2005 Dabbahu rifting episode, Afar ». In : *Geophysical Journal International* 171.3 (2007), p. 1226-1246 (cf. p. 69).
- [316] Allan M Rubin. « Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 97.B2 (1992), p. 1839-1858 (cf. p. 55, 69).
- [317] Allan M Rubin. « Propagation of magma-filled cracks ». In : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23.1 (1995), p. 287-336 (cf. p. 83).
- [318] Allan M Rubin et Dominique Gillard. « Dike-induced earthquakes : Theoretical considerations ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 103.B5 (1998), p. 10017-10030 (cf. p. 84, 85).
- [319] Allan M Rubin et David D Pollard. « Dike-induced faulting in rift zones of Iceland and Afar ». In : *Geology* 16.5 (1988), p. 413-417 (cf. p. 55, 66, 69, 82).
- [320] Henri Samuel et al. « The rheology and thermal history of Mars revealed by the orbital evolution of Phobos ». In : *Nature* 569.7757 (2019), p. 523-527 (cf. p. 48).
- [321] C. Sanloup, A. Jambon et P. Gillet. « A simple chondritic model of Mars ». In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 112 (1999), p. 43 -54. DOI : [10.1016/S0031-9201\(98\)00175-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00175-7) (cf. p. 18, 50).
- [322] Ryohei Sasajima et Takeo Ito. « Strain rate dependency of oceanic intraplate earthquake b-values at extremely low strain rates ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 121.6 (2016), p. 4523-4537 (cf. p. 44, 128).
- [323] Tamao Sato et Tomowo Hirasawa. « Body wave spectra from propagating shear cracks ». In : *Journal of Physics of the Earth* 21.4 (1973), p. 415-431 (cf. p. 99).
- [324] Francois Saucier, Eugene Humphreys et Ray Weldon. « Stress near geometrically complex strike-slip faults : Application to the San Andreas fault at Cajon Pass, southern California ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 97.B4 (1992), p. 5081-5094 (cf. p. 84).
- [325] Martin Schimmel et al. « Polarized Earth's ambient microseismic noise ». In : *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12.7 (2011) (cf. p. 8).
- [326] Christopher H Scholz. « On the stress dependence of the earthquake b value ». In : *Geophysical Research Letters* 42.5 (2015), p. 1399-1402 (cf. p. 9).
- [327] Christopher H Scholz. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press, 2019 (cf. p. 84).
- [328] John-Robert Scholz et al. « Detection, Analysis, and Removal of Glitches From InSight's Seismic Data From Mars ». In : *Earth and Space Science* 7.11 (2020), e2020EA001317. DOI : <https://doi.org/10.1029/2020EA001317>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020EA001317> (cf. p. 34, 95, 162).

- [329] G Schubert et al. « Interior composition, structure and dynamics of the Galilean satellites ». In : *Jupiter : The planet, satellites and magnetosphere* 1 (2004), p. 281-306 (cf. p. 22).
- [330] Gerald Schubert et Tilman Spohn. « Thermal history of Mars and the sulfur content of its core ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 95.B9 (1990), p. 14095-14104 (cf. p. 56, 84).
- [331] Gerald Schubert et al. « Origin and thermal evolution of Mars ». In : *In MIT* (1993) (cf. p. 60).
- [332] Richard A Schultz. « Localization of bedding plane slip and backthrust faults above blind thrust faults : Keys to wrinkle ridge structure ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 105.E5 (2000), p. 12035-12052 (cf. p. 60, 118).
- [333] Richard A Schultz. « Strike-slip faulting of ridged plains near Valles Marineris, Mars ». In : *Nature* 341.6241 (1989), p. 424-426 (cf. p. 61, 71).
- [334] Paul Segall et James L Davis. « GPS applications for geodynamics and earthquake studies ». In : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25.1 (1997), p. 301-336 (cf. p. 6).
- [335] Paul Segall et DD Pollard. « Mechanics of discontinuous faults ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 85.B8 (1980), p. 4337-4350 (cf. p. 71, 84).
- [336] Bruce E Shaw. « Initiation propagation and termination of elastodynamic ruptures associated with segmentation of faults and shaking hazard ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 111.B8 (2006) (cf. p. 69).
- [337] Yaolin Shi et Bruce A Bolt. « The standard error of the magnitude-frequency b value ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 72.5 (1982), p. 1677-1687 (cf. p. 9).
- [338] Richard H Sibson et S Das. « Rupture interaction with fault jogs ». In : *Earthquake Source Mechanics* 37 (1986), p. 157-167 (cf. p. 69).
- [339] Freysteinn Sigmundsson et al. « Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Bárðarbunga volcanic system, Iceland ». In : *Nature* 517.7533 (2015), p. 191-195 (cf. p. 85).
- [340] David E Smith et al. « Mars Orbiter Laser Altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 106.E10 (2001), p. 23689-23722 (cf. p. 25, 38, 46, 54, 55, 70, 136).
- [341] Warwick D Smith. « The b-value as an earthquake precursor ». In : *Nature* 289.5794 (1981), p. 136-139 (cf. p. 9).
- [342] SE Smrekar et al. « Geologic evolution of the Martian dichotomy in the Ismenius area of Mars and implications for plains magnetization ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E11 (2004) (cf. p. 61, 118).
- [343] Suzanne E Smrekar et al. « Pre-mission InSights on the interior of Mars ». In : *Space Science Reviews* 215.1 (2019), p. 1-72 (cf. p. 49, 97, 99).
- [344] Suzanne E Smrekar et al. « Recent hotspot volcanism on Venus from VIRTIS emissivity data ». In : *Science* 328.5978 (2010), p. 605-608 (cf. p. 26).
- [345] GA Soffen et CW Snyder. « The first Viking mission to Mars ». In : *Science* 193.4255 (1976), p. 759-766 (cf. p. 16).
- [346] Gerald A Soffen. « The Viking project ». In : *Journal of Geophysical Research* 82.28 (1977), p. 3959-3970 (cf. p. 16).
- [347] R. Soliva et A. Benedicto. « A linkage criterion for segmented normal faults ». In : 26 (2004), p. 2251-2267 (cf. p. 84).

- [348] Sean C Solomon, Mark A Bullock et David H Grinspoon. « Climate change as a regulator of tectonics on Venus ». In : *Science* 286.5437 (1999), p. 87-90 (cf. p. 26).
- [349] Sean C Solomon et al. « New perspectives on ancient Mars ». In : *science* 307.5713 (2005), p. 1214-1220 (cf. p. 57).
- [350] Aymeric Spiga et al. « A study of daytime convective vortices and turbulence in the martian Planetary Boundary Layer based on half-a-year of InSight atmospheric measurements and Large-Eddy Simulations ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 126.1 (2021), e2020JE006511 (cf. p. 32, 33, 41).
- [351] Aymeric Spiga et al. « Atmospheric science with InSight ». In : *Space Science Reviews* 214.7 (2018), p. 1-64 (cf. p. 68).
- [352] T Spohn et al. « The InSight HP³ mole on Mars : Lessons learned from attempts to penetrate to depth in the Martian soil ». In : *arXiv preprint arXiv :2112.03234* (2021) (cf. p. 21, 45).
- [353] Tilman Spohn et al. « The heat flow and physical properties package (HP 3) for the InSight mission ». In : *Space Science Reviews* 214.5 (2018), p. 1-33 (cf. p. 19).
- [354] Simon C. Stähler et al. « Seismic detection of the martian core ». In : *Science* 373.6553 (2021), p. 443-448. ISSN : 0036-8075. DOI : [10.1126/science.abi7730](https://doi.org/10.1126/science.abi7730). eprint : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/443.full.pdf>. URL : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/443> (cf. p. 22, 41, 44, 49-52, 85, 89, 90, 96, 97, 136, 191).
- [355] Simon C Stähler et al. « Seismic wave propagation in icy ocean worlds ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.1 (2018), p. 206-232 (cf. p. 22).
- [356] Edgar S Steenstra et Wim van Westrenen. « A synthesis of geochemical constraints on the inventory of light elements in the core of Mars ». In : *Icarus* 315 (2018), p. 69-78 (cf. p. 50).
- [357] S. Stein et M. Wyssession. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Pub., 2003. ISBN : 978-0-86542-078-6 (cf. p. 4).
- [358] Jennifer Stevanović et al. « Bolide airbursts as a seismic source for the 2018 Mars InSight mission ». In : *Space Science Reviews* 211.1 (2017), p. 525-545 (cf. p. 68).
- [359] David J Stevenson. « Mars' core and magnetism ». In : *Nature* 412.6843 (2001), p. 214-219 (cf. p. 49).
- [360] Andrew J Stewart et al. « Mars : A new core-crystallization regime ». In : *Science* 316.5829 (2007), p. 1323-1325 (cf. p. 49).
- [361] Ellen R Stofan, David A Senske et Gregory Michaels. « Tectonic features in Magellan data ». In : *Guide to Magellan image interpretation* 93 (1993), p. 93-108 (cf. p. 24, 25).
- [362] Ellen R Stofan et al. « The lakes of Titan ». In : *Nature* 445.7123 (2007), p. 61-64 (cf. p. 22).
- [363] E Stutzmann et al. « The polarization of ambient noise on Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 126.1 (2021), e2020JE006545 (cf. p. 97).
- [364] Yu A Surkov et RS Kremnev. « Mars-96 mission : Mars exploration with the use of penetrators ». In : *Planetary and space science* 46.11-12 (1998), p. 1689-1696 (cf. p. 17).
- [365] Lynn R Sykes. « Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation ». In : *Reviews of Geophysics* 16.4 (1978), p. 621-688 (cf. p. 8).
- [366] B Taisne et S Tait. « Effect of solidification on a propagating dike ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 116.B1 (2011) (cf. p. 121, 127).

- [367] K.L. Tanaka et al. « The digital global geologic map of Mars : Chronostratigraphic ages, topographic and crater morphologic characteristics, and updated resurfacing history ». In : *Planetary and Space Science* 95 (2014). Planetary Geology Field Symposium, Kitakyushu, Japan, 2011 : Planetary Geology and Terrestrial Analogs, p. 11-24. ISSN : 0032-0633. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.pss.2013.03.006>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063313000652> (cf. p. 51, 53, 57, 61, 63, 94, 117, 118, 128-130).
- [368] Kenneth L Tanaka, Matthew P Golombek et W Bruce Banerdt. « Reconciliation of stress and structural histories of the Tharsis region of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 96.E1 (1991), p. 15617-15633 (cf. p. 56, 61).
- [369] Kenneth L. Tanaka, David H. Scott et Ronald Greeley. « Global stratigraphy. » In : *Mars*. Sous la dir. de Michael George. 1992, p. 345-382 (cf. p. 62, 63, 69, 70, 76, 92).
- [370] Toshiro Tanimoto et Yijing Li. « Nature of low-frequency, atmosphere-generated seismic noise ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 125.7 (2020), e2020JB019423 (cf. p. 8).
- [371] Ze Tao et Tiago M Alves. « Impacts of data sampling on the interpretation of normal fault propagation and segment linkage ». In : *Tectonophysics* 762 (2019), p. 79-96 (cf. p. 83).
- [372] Benoit Tauzin, Thanh-Son Pham et Hrvoje Tkalčić. « Receiver functions from seismic interferometry : a practical guide ». In : *Geophysical Journal International* 217.1 (jan. 2019), p. 1-24. ISSN : 0956-540X. DOI : [10.1093/gji/ggz002](https://doi.org/10.1093/gji/ggz002). eprint : https://academic.oup.com/gji/article-pdf/217/1/1/27635279/ggz002_supplemental_file.pdf. URL : <https://doi.org/10.1093/gji/ggz002> (cf. p. 62, 94).
- [373] G Jeffrey Taylor. « The bulk composition of Mars ». In : *Geochemistry* 73.4 (2013), p. 401-420 (cf. p. 48).
- [374] J. Taylor, N. A. Teanby et J. Wookey. « Estimates of seismic activity in the Cerberus Fossae region of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 118.12 (2013), p. 2570-2581. DOI : [10.1002/2013JE004469](https://doi.org/10.1002/2013JE004469) (cf. p. 56, 58, 59, 63, 65, 68-70, 84, 91, 92, 94, 113, 115, 127).
- [375] Jiwen Teng et al. « Moho depth, seismicity and seismogenic structure in China mainland ». In : *Tectonophysics* 627 (2014), p. 108-121 (cf. p. 126).
- [376] Tatiana Tentler. « Propagation of brittle failure triggered by magma in Iceland ». In : *Tectonophysics* 406.1-2 (2005), p. 17-38 (cf. p. 69).
- [377] Mélanie Thiriet et al. « Hemispheric dichotomy in lithosphere thickness on Mars caused by differences in crustal structure and composition ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.4 (2018), p. 823-848 (cf. p. 57, 62).
- [378] Vincent CH Tong et Rafael A García. *Extraterrestrial seismology*. Cambridge University Press, 2015 (cf. p. 23).
- [379] Meredith Townsend. « Gravity and the mechanics of dike intrusion ». In : *AGU Fall Meeting Abstracts*. T. 2017. 2017, V43E-0567 (cf. p. 83).
- [380] A Trebi-Ollennu et al. « InSight Mars lander robotics instrument deployment system ». In : *Space Science Reviews* 214.5 (2018), p. 1-18 (cf. p. 19).
- [381] D Trippanera et al. « Fault and graben growth along active magmatic divergent plate boundaries in Iceland and Ethiopia ». In : *Tectonics* 34.11 (2015), p. 2318-2348 (cf. p. 59, 82, 83).

- [382] Motoo Ukawa et Hiroaki Tsukahara. « Earthquake swarms and dike intrusions off the east coast of Izu Peninsula, central Japan ». In : *Tectonophysics* 253.3-4 (1996), p. 285-303 (cf. p. 84).
- [383] Roger K Ulrich. « The five-minute oscillations on the solar surface ». In : *The Astrophysical Journal* 162 (1970), p. 993 (cf. p. 23).
- [384] Steven D Vance et al. « Geophysical investigations of habitability in ice-covered ocean worlds ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.1 (2018), p. 180-205 (cf. p. 22).
- [385] J. Vaucher et al. « The morphologies of volcanic landforms at Central Elysium Planitia : Evidence for recent and fluid lavas on Mars ». In : *Icarus* 200.1 (2009), p. 39-51. ISSN : 0019-1035. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.11.005>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103508003928> (cf. p. 52, 55, 63, 65, 69, 81, 91, 92, 113, 116, 117, 126-129).
- [386] J. Vetterlein et G.P. Roberts. « Structural evolution of the Northern Cerberus Fossae graben system, Elysium Planitia, Mars ». In : *Journal of Structural Geology* 32.4 (2010), p. 394 -406. DOI : [10.1016/j.jsg.2009.11.004](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.11.004) (cf. p. 28, 55, 56, 58, 59, 69, 71, 73, 76, 79, 80, 83, 91, 92, 115, 119, 139).
- [387] Joyce Vetterlein et Gerald P Roberts. « Postdating of flow in Athabasca Valles by faulting of the Cerberus Fossae, Elysium Planitia, Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 114.E7 (2009) (cf. p. 74, 76, 81).
- [388] Frederick John Vine et Drummond Hoyle Matthews. « Magnetic anomalies over oceanic ridges ». In : *Nature* 199.4897 (1963), p. 947-949 (cf. p. 6).
- [389] K Wadati. « On the activity of deep focus earthquakes and in the Japan Island and neighbourhoods ». In : *Geophys. Mag.* 8 (1935), p. 305-325 (cf. p. 7).
- [390] N. H. Warner et al. « Near Surface Stratigraphy and Regolith Production in Southwestern Elysium Planitia, Mars : Implications for Hesperian-Amazonian Terrains and the InSight Lander Mission ». In : *Space Science Reviews* 211 (2017). DOI : [10.1007/s11214-017-0352-x](https://doi.org/10.1007/s11214-017-0352-x). URL : <https://doi.org/10.1007/s11214-017-0352-x> (cf. p. 62, 92).
- [391] Joel S Watkins et Robert L Kovach. « Apollo 14 active seismic experiment ». In : *Science* 175.4027 (1972), p. 1244-1245 (cf. p. 12).
- [392] Thomas R. Watters. « Compressional tectonism on Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 98.E9 (1993), p. 17049-17060. DOI : <https://doi.org/10.1029/93JE01138>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/93JE01138>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/93JE01138> (cf. p. 56, 59-61, 117, 126).
- [393] Thomas R Watters. « Elastic dislocation modeling of wrinkle ridges on Mars ». In : *Icarus* 171.2 (2004), p. 284-294 (cf. p. 118).
- [394] Thomas R Watters et Mark S Robinson. « Lobate scarps and the Martian crustal dichotomy ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 104.E8 (1999), p. 18981-18990 (cf. p. 61).
- [395] Thomas R Watters et al. « Shallow seismic activity and young thrust faults on the Moon ». In : *Nature Geoscience* 12.6 (2019), p. 411-417 (cf. p. 24).
- [396] RC Weber, BG Bills et CL Johnson. « Constraints on deep moonquake focal mechanisms through analyses of tidal stress ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 114.E5 (2009) (cf. p. 12).
- [397] Renee C Weber et al. « Seismic detection of the lunar core ». In : *science* 331.6015 (2011), p. 309-312 (cf. p. 12).

- [398] Alfred Wegener. « Die entstehung der kontinente ». In : *Geologische Rundschau* 3.4 (1912), p. 276-292 (cf. p. 6).
- [399] Mark A. Wieczorek et Maria T. Zuber. « Thickness of the Martian crust : Improved constraints from geoid-to-topography ratios ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E1 (2004). DOI : [10.1029/2003JE002153](https://doi.org/10.1029/2003JE002153). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2003JE002153> (cf. p. 44, 46).
- [400] E Wielandt et JM Steim. « A digital very-broad-band seismograph. » In : *Ann. Geophys. Ser. B.* 4.3 (1986), p. 227-232 (cf. p. 5).
- [401] Douglas A Wiens et Seth Stein. « Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithospheric evolution ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 88.B8 (1983), p. 6455-6468 (cf. p. 7, 121).
- [402] James G Williams et al. « Lunar rotational dissipation in solid body and molten core ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 106.E11 (2001), p. 27933-27968 (cf. p. 12).
- [403] J Tuzo Wilson. « Mantle plumes and plate motions ». In : *Tectonophysics* 19.2 (1973), p. 149-164 (cf. p. 6).
- [404] Lionel Wilson et James W Head. « Tharsis-radial graben systems as the surface manifestation of plume-related dike intrusion complexes : Models and implications ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 107.E8 (2002), p. 1-1 (cf. p. 58, 129).
- [405] John H Woodhouse et Adam M Dziewonski. « Mapping the upper mantle : Three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 89.B7 (1984), p. 5953-5986 (cf. p. 5).
- [406] Danielle Y Wyrick et Kevin J Smart. « Dike-induced deformation and Martian graben systems ». In : *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185.1-2 (2009), p. 1-11 (cf. p. 59).
- [407] Shih-Sian Yang, Tomokazu Asano et Masashi Hayakawa. « Abnormal gravity wave activity in the stratosphere prior to the 2016 Kumamoto earthquakes ». In : *Journal of Geophysical Research : Space Physics* 124.2 (2019), p. 1410-1425 (cf. p. 14).
- [408] CF Yoder et al. « Fluid core size of Mars from detection of the solar tide ». In : *Science* 300.5617 (2003), p. 299-303 (cf. p. 49).
- [409] Charles F Yoder. « Venus' free obliquity ». In : *Icarus* 117.2 (1995), p. 250-286 (cf. p. 15).
- [410] Jirí Zahradník et Axel Plesinger. « Long-period pulses in broadband records of near earthquakes ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 95.5 (2005), p. 1928-1939 (cf. p. 34).
- [411] LV Zasova et al. « Venera-D : A design of an automatic space station for Venus exploration ». In : *Solar System Research* 53.7 (2019), p. 506-510 (cf. p. 15).
- [412] Peizhen Zhang, Fengying Mao et DB Slemmons. « Rupture terminations and size of segment boundaries from historical earthquake ruptures in the Basin and Range Province ». In : *Tectonophysics* 308.1-2 (1999), p. 37-52 (cf. p. 69).
- [413] Dapeng Zhao, Moeto Fujisawa et Genti Toyokuni. « Tomography of the subducting Pacific slab and the 2015 Bonin deepest earthquake (Mw 7.9) ». In : *Scientific reports* 7.1 (2017), p. 1-8 (cf. p. 7, 41, 121).
- [414] VN Zharkov. « The internal structure of Mars : a key to understanding the origin of terrestrial planets ». In : *Solar System Research* 30.6 (1996), p. 456 (cf. p. 50).
- [415] VN Zharkov et TV Gudkova. « Construction of Martian interior model ». In : *Solar System Research* 39.5 (2005), p. 343-373 (cf. p. 49).

- [416] Maria T. Zuber et al. « Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity ». In : *Science* 287.5459 (2000), p. 1788-1793. ISSN : 0036-8075. DOI : [10.1126/science.287.5459.1788](https://doi.org/10.1126/science.287.5459.1788). eprint : <https://science.sciencemag.org/content/287/5459/1788.full.pdf>. URL : <https://science.sciencemag.org/content/287/5459/1788> (cf. p. 46, 49).

Étude sismo-tectonique des sources sismiques d'InSight dans la province d'Elysium Planitia, Mars

par Alice JACOB

Résumé

InSight, depuis février 2019, a enregistré plus d'un millier de séismes martiens, les "*marsquakes*", et pour la première fois, l'intérieur de Mars a été imagé.

Une centaine de marsquakes sont dits « tectoniques », car ils ressemblent aux séismes terrestres, et auraient été générés par des failles. Une dizaine sont localisés dans Elysium Planitia, notamment sur Cerberus Fossae, une structure de plus de 1200 km, dont l'activité est très jeune, et formée à partir de dikes volcaniques en profondeur. Nous cherchons à évaluer l'activité sismique de Cerberus Fossae et l'activité sismo-tectonique de la région.

Premièrement, nous effectuons une analyse morphologique fine de Cerberus Fossae à partir d'images haute résolution. Nous observons que la direction de propagation des fossae suit celle des dikes volcaniques. Nous analysons la segmentation des fossés, et nous déduisons que Cerberus Fossae est un système de grabens et de failles normales. Nous suggérons que les zones entre les segments des failles et aux extrémités est des fossés génèrent préférentiellement les séismes.

Deuxièmement, nous développons une nouvelle méthode d'inversion des tenseurs des moments sismiques, que nous appliquons à neuf marsquakes tectoniques d'Elysium Planitia. Nous obtenons des profondeurs de déclenchement des séismes entre 15 et 36 km, et nous supposons que sept marsquakes sont générés par l'activité volcano-tectonique des dikes sous Cerberus Fossae, et que deux marsquakes sont liés à des failles inverses enfouies.

Enfin, nous discutons l'origine de l'activité sismique. Nous suggérons que l'activité volcano-tectonique est dominante dans Elysium Planitia et qu'une activité tectonique lointaine globale existe.

Abstract

InSight, since February 2019, has recorded more than a thousand Martian seismic events, the "*marsquakes*", and for the first time, the interior of Mars has been constrained.

A hundred marsquakes are said to be "tectonic", because they resemble earthquakes on Earth, and would have been generated by faults. Ten of them are located in Elysium Planitia, in particular on Cerberus Fossae, a structure of more than 1200 km, whose activity is very young, and formed from volcanic dikes at depth. We seek to assess the seismic activity of Cerberus Fossae and the seismo-tectonic activity of the region.

First, we perform a fine morphological analysis of Cerberus Fossae from high resolution images. We observe that the propagation direction of the fossae follows that of the volcanic dikes. We analyze the segmentation of the fractures, and infer that Cerberus Fossae is a system of grabens and normal faults. We suggest that the areas between the fault segments and at the eastern tips of the grabens preferentially generate earthquakes.

Second, we develop a new method of seismic moment tensor inversion, which we apply to nine tectonic marsquakes in Elysium Planitia. We obtain marsquake trigger depths between 15 and 36 km, and assume that seven marsquakes are generated by the volcano-tectonic activity of the dikes beneath Cerberus Fossae, and that two marsquakes are related to buried thrust faults.

Finally, we discuss the origin of the seismic activity. We suggest that volcano-tectonic activity is dominant in Elysium Planitia and that global tectonic activity exists on Mars.

Mots clés

InSight, Mars, sismo-tectonique, Elysium Planitia, Cerberus Fossae