



**HAL**  
open science

# Modélisation des processus de surface holocène dans les Alpes Occidentales : Impact du rebond postglaciaire et de l'érosion sur la déformation actuelle

Juliette Grosset

► **To cite this version:**

Juliette Grosset. Modélisation des processus de surface holocène dans les Alpes Occidentales : Impact du rebond postglaciaire et de l'érosion sur la déformation actuelle. Sciences de la Terre. Université de Montpellier, 2023. Français. NNT : 2023UMONG022 . tel-04619174

**HAL Id: tel-04619174**

**<https://theses.hal.science/tel-04619174>**

Submitted on 20 Jun 2024

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

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

# THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Sciences de la Terre

École doctorale GAIA

Unité de recherche Géosciences Montpellier – UMR 5243

## Modélisation des processus de surface holocène dans les Alpes Occidentales : Impact du rebond post-glaciaire et de l'érosion sur la déformation actuelle

Présentée par Juliette GROSSET

Le 08 Septembre 2023

Sous la direction de Stéphane MAZZOTTI  
et Philippe VERNANT

Devant le jury composé de

Laetitia LE POURHIET, Professeure des Universités, IStEP, Sorbonne Université

Pierre BRIOLE, Directeur de Recherche, CNRS, ENS Paris

Andrea WALPERSDORF, Physicienne, ISterre, CNAP, Université Grenoble Alpes

Marianne METOIS, Maitre de Conférence, LGL-TPE, UCB Lyon1

Jean-François RITZ, Directeur de Recherche, GM, CNRS, Université de Montpellier

Stéphane MAZZOTTI, Professeur des Universités, GM, Université de Montpellier

Philippe VERNANT, Maitre de Conférence, GM, Université de Montpellier

Kevin MANCHUEL, Ingénieur, DIPNN, EDF

Rapportrice

Rapporteur

Examinatrice

Examinatrice

Président du jury

Directeur de thèse

Co-directeur de thèse

Invité



UNIVERSITÉ  
DE MONTPELLIER



# Résumé

La zone des Alpes Occidentales est l'une des zones les plus active sismiquement en France. La question de l'origine de cette sismicité est débattue : en effet, les déformations extensives sismiques et géodésiques observées dans les Alpes ne sont pas compatibles avec une hypothèse de convergence tectonique classique. Cette thèse a pour but d'étudier l'effet des processus de surface holocènes sur la déformation dans les Alpes Occidentales : le rebond postglaciaire et l'érosion. Dans un premier temps, un nouveau champ de vitesses est calculé à partir du traitement massif de séries temporelles GNSS (1123 stations). Les taux de déformation géodésiques sont réévalués en filtrant le bruit de mesure à l'aide d'un lissage gaussien, et comparés avec deux autres jeux de données indépendants. Le champ de taux de déformation ainsi calculé montre des amplitudes de l'ordre de  $1-2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ , avec des taux d'extension orientés N-S dans les Alpes Suisses, et NW-SE dans les Alpes françaises. L'avant-pays présente des taux de raccourcissement radiaux à la chaîne et du décrochement est visible dans les Alpes du Sud. Ces taux de déformation sont utilisés comme outils de comparaison aux résultats des modélisations des processus d'érosion et de rebond postglaciaire. Par une approche de modélisation analytique de plaque mince élastique, les taux de déformation et les contraintes actuels sont calculés pour ces deux processus. Cette étude montre que le signal géodésique est largement influencé par le rebond postglaciaire, pouvant représenter environ la moitié du signal vertical de soulèvement des Alpes Occidentales, l'érosion représentant l'autre moitié de ce signal. Les styles de taux de déformation engendrés par les processus de surface sont cohérents avec le champ de déformation géodésique, avec une amplitude plus faible (30 à 50% de l'amplitude géodésique). En revanche, malgré l'importance du rebond postglaciaire dans le signal actuel, cette étude montre que ce processus a plutôt tendance à inhiber la sismicité des principales failles de la région. Les contraintes générées par l'érosion, en revanche, peuvent favoriser la sismicité à l'échelle de l'Holocène. Ces résultats suggèrent une part majoritaire du rôle de l'érosion dans l'état de contrainte à l'intérieur de la croûte des Alpes Occidentales à l'échelle du Quaternaire. Ainsi,

---

dans les Alpes Occidentales, les champs de déformation géodésiques ne sont pas représentatifs de la sismicité mais d'un processus transitoire, et qu'ils ne sont donc pas de bons proxys pour renseigner sur l'aléa sismique dans cette zone.

# Abstract

The Western Alps area is one of the most seismically active areas in France. The question of the origin of this seismicity is debated : indeed, the seismic and geodesic extensions observed in the Alps are not compatible with a classical tectonic convergence hypothesis. This thesis aims to study the effect of holocene surface processes in the Western Alps : postglacial rebound and erosion. First, a new velocity field is calculated from the massive processing of GNSS time series (1123 stations). The geodesic strain rates are re-evaluated by filtering the measurement noise using Gaussian smoothing and compared with two other independent data sets. The strain rate field thus calculated shows amplitudes of the order of  $1-2 \times 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$ , with extension rates oriented N-S in the Swiss Alps, and NW-SE in the French Alps. The foreland shows radial shortening rates, and strike-slip is visible in the Southern Alps. These deformation rates are used as tools for comparison with modeling of postglacial erosion and rebound processes. Through an elastic thin plate modeling approach, current strain rates and stresses are calculated for these two processes. This study shows that the geodetic signal is largely influenced by postglacial rebound, which may represent about half of the vertical uplift signal of the Western Alps (erosion representing the other half). Strain rates styles generated by the surface processes are consistent with the geodetic field, with a lower amplitude (30 to 50% of the geodetic amplitude). However, despite the importance of the postglacial rebound in the current signal, this study shows that this process tends to inhibit seismicity on major western Alps faults. Stresses generated by erosion, on the other hand, can promote seismicity on a holocene time scale. These results suggest a major part of erosion in the Western Alps stress state on a Quaternary time scale. These findings imply that GNSS velocities and strain rates fields are not representative of seismicity but of a transient process in the Western Alps, and that they are therefore not a good proxy for providing information on seismic hazard in this area.



# Table des matières

|   |           |
|---|-----------|
| <b>Résumé</b>   | <b>3</b>  |
| <b>Abstract</b>   | <b>5</b>  |
| <b>1 Introduction</b>   | <b>11</b> |
| 1.1 Sismicité et déformation intraplaque . . . . .                              | 12        |
| 1.2 Le cas de la France . . . . .   | 14        |
| 1.3 Problématique . . . . .   | 15        |
| <b>2 Contexte géologique et sismotectonique des Alpes Occidentales</b>          | <b>17</b> |
| 2.1 Introduction - Alpes Occidentales et sismicité . . . . .                    | 18        |
| 2.2 Histoire et structure de la zone d'étude . . . . .                          | 19        |
| 2.3 Activité sismique . . . . .   | 23        |
| 2.3.1 Sismicité instrumentale et historique . . . . .                           | 23        |
| 2.3.2 Structures actives . . . . .  | 24        |
| 2.4 Géodésie dans les Alpes Occidentales . . . . .                              | 27        |
| 2.4.1 Nivellement et Triangulation 1850 - 1990 . . . . .                        | 27        |
| 2.4.2 À partir de 1990, les études basées sur le GNSS . . . . .                 | 28        |
| 2.5 Hypothèses des processus de déformation . . . . .                           | 31        |
| 2.6 Conclusion . . . . .  | 34        |
| <b>3 Estimation des taux de déformation actuels dans les Alpes Occidentales</b> | <b>35</b> |
| 3.1 Introduction . . . . .  | 36        |
| 3.2 Champs de vitesses . . . . .  | 38        |
| 3.2.1 Nevada Geodetic Laboratory (NGL) . . . . .                                | 38        |
| 3.2.2 Géosciences Montpellier (GM) . . . . .                                    | 45        |

|          |   |           |
|----------|---|-----------|
| 3.2.3    | SwissTopo (ST) . . . . .  | 46        |
| 3.3      | Post-traitement des jeux de données . . . . .                                       | 46        |
| 3.3.1    | Post traitement sur les champs de vitesses . . . . .                                | 47        |
| 3.3.2    | Extraction de signal régional tectonique . . . . .                                  | 51        |
| 3.4      | Comparaison . . . . .   | 54        |
| 3.4.1    | Comparaison des champs de vitesses . . . . .  | 54        |
| 3.4.2    | Comparaison des champs de taux de déformations . . . . .                            | 57        |
| 3.4.3    | Synthèse . . . . .  | 60        |
| 3.5      | Discussion . . . . .  | 62        |
| 3.6      | À retenir . . . . .   | 63        |
| <b>4</b> | <b>Méthode de modélisation</b>  | <b>65</b> |
| 4.1      | Introduction . . . . .  | 66        |
| 4.2      | Plaque mince et flexure lithosphérique . . . . .                                    | 67        |
| 4.2.1    | Représentation de la flexure en 1D . . . . .  | 67        |
| 4.2.2    | Calcul de la flexure en 2D . . . . .  | 70        |
| 4.3      | Contraintes générées et projection sur des structures de failles . . . . .          | 71        |
| 4.3.1    | Extraction de contrainte . . . . .  | 71        |
| 4.3.2    | Projection des contraintes sur des failles . . . . .                                | 74        |
| 4.4      | Le cas de l’ajustement isostatique glaciaire (GIA) . . . . .                        | 76        |
| 4.5      | Cas de l’érosion . . . . .  | 79        |
| <b>5</b> | <b>Impact actuel du rebond postglaciaire alpin</b>                                  | <b>85</b> |
| 5.1      | Introduction - Le paradoxe contrainte / taux de déformation postglaciaire . . . . . | 86        |
| 5.2      | Modélisation et jeu de données . . . . .  | 88        |
| 5.2.1    | Jeu de données utilisé . . . . .  | 88        |
| 5.2.2    | Paramètre de modélisation . . . . .   | 89        |
| 5.3      | Résultat des modélisations et comparaison avec le GNSS . . . . .                    | 92        |
| 5.3.1    | Comparaison des champs de vitesses . . . . .  | 92        |
| 5.3.2    | Comparaison des taux de déformation . . . . .                                       | 94        |
| 5.4      | Contraintes et impact sur la sismicité . . . . .                                    | 97        |
| 5.4.1    | Modélisation des perturbations de contrainte . . . . .                              | 97        |
| 5.4.2    | Projection des perturbations de contrainte . . . . .                                | 99        |

|          |  |            |
|----------|--|------------|
| 5.4.3    | Perturbations de contrainte vs. Contraintes totales . . . . .  | 104        |
| 5.5      | Discussion . . . . .   | 109        |
| 5.6      | Conclusion . . . . .   | 110        |
| <b>6</b> | <b>Réponse flexurale au transport de masse Holocène</b>  | <b>111</b> |
| 6.1      | Introduction . . . . .   | 112        |
| 6.1.1    | Objectif du chapitre . . . . .   | 112        |
| 6.1.2    | Hypothèses de l'étude . . . . .  | 113        |
| 6.2      | Définition des jeux de données . . . . .   | 114        |
| 6.2.1    | Taux de dénudation en Europe occidentales . . . . .  | 114        |
| 6.2.2    | Grille d'érosion basées sur les taux de dénudation par bassins versants . . . . .                      | 118        |
| 6.2.3    | Grille d'érosion basées sur les élévations . . . . .   | 123        |
| 6.2.4    | Jeux de données sur la sédimentation holocène . . . . .  | 123        |
| 6.3      | Test de sensibilité des modèles flexuraux . . . . .  | 125        |
| 6.3.1    | Test sur les modèles d'érosions . . . . .  | 125        |
| 6.3.2    | Test sur les modèles de sédimentations . . . . .   | 131        |
| 6.3.3    | Jeu de données final combiné érosion – sédimentation . . . . .   | 133        |
| 6.4      | Modélisation des contraintes et taux de déformations . . . . .   | 135        |
| 6.4.1    | Taux de déformations modélisés . . . . .   | 135        |
| 6.4.2    | Contraintes modélisées . . . . .   | 137        |
| 6.5      | Conclusion . . . . .   | 149        |
| <b>7</b> | <b>Synthèse sismotectonique des Alpes Occidentales</b>   | <b>151</b> |
| 7.1      | Intégration des résultats des différents processus . . . . .   | 152        |
| 7.2      | Part des différents processus . . . . .  | 153        |
| 7.2.1    | Mouvements verticaux . . . . .   | 153        |
| 7.2.2    | Champs de taux de déformation . . . . .  | 157        |
| 7.2.3    | Réponse temporelle des taux de déformation . . . . .   | 160        |
| 7.3      | Impact temporel des processus de surface sur la sismicité – implication pour l'aléa sismique . . . . . | 162        |
| 7.3.1    | Période de validité des taux d'érosion . . . . .   | 162        |
| 7.3.2    | Contrainte quaternaire projetée sur une structure de faille des Alpes Occidentales. . . . .            | 164        |

## TABLE DES MATIÈRES

---

|          |  |            |
|----------|--|------------|
| 7.3.3    | État de contrainte dans les Alpes Occidentales . . . . . | 167        |
| 7.4      | À retenir . . . . .                                      | 169        |
| <b>8</b> | <b>Conclusion et perspectives</b>                        | <b>171</b> |
| 8.1      | Conclusion générale . . . . .                            | 172        |
| 8.2      | Perspectives de recherche . . . . .                      | 174        |
|          | <b>Bibliographie</b>                                     | <b>175</b> |
|          | <b>Annexes</b>   | <b>199</b> |
|          | <b>Remerciements</b>                                     | <b>231</b> |

# Chapitre 1

## Introduction

## 1.1 Sismicité et déformation intraplaque

La question de l'origine de la sismicité est centrale pour mieux anticiper les risques sismiques. Une très grande majorité de la sismicité est d'origine tectonique : à l'échelle du globe, la sismicité est majoritairement l'expression des mouvements relatifs des plaques tectoniques, et est donc principalement localisée au niveau des frontières de plaques (subduction, ride médio-océanique, orogène active ; fig. 1.1). Les zones à l'intérieur de ces plaques, appelées domaines intraplaques, sont définies comme étant des zones à très faibles déformations ( $10^{-10} - 10^{-13} \text{ a}^{-1}$  ; jusqu'à 5 ordres de grandeur en dessous des valeurs des frontières de plaques, Talwani, 1999; Mazzotti and Adams, 2005) avec une sismicité d'intensité faible à modérée.

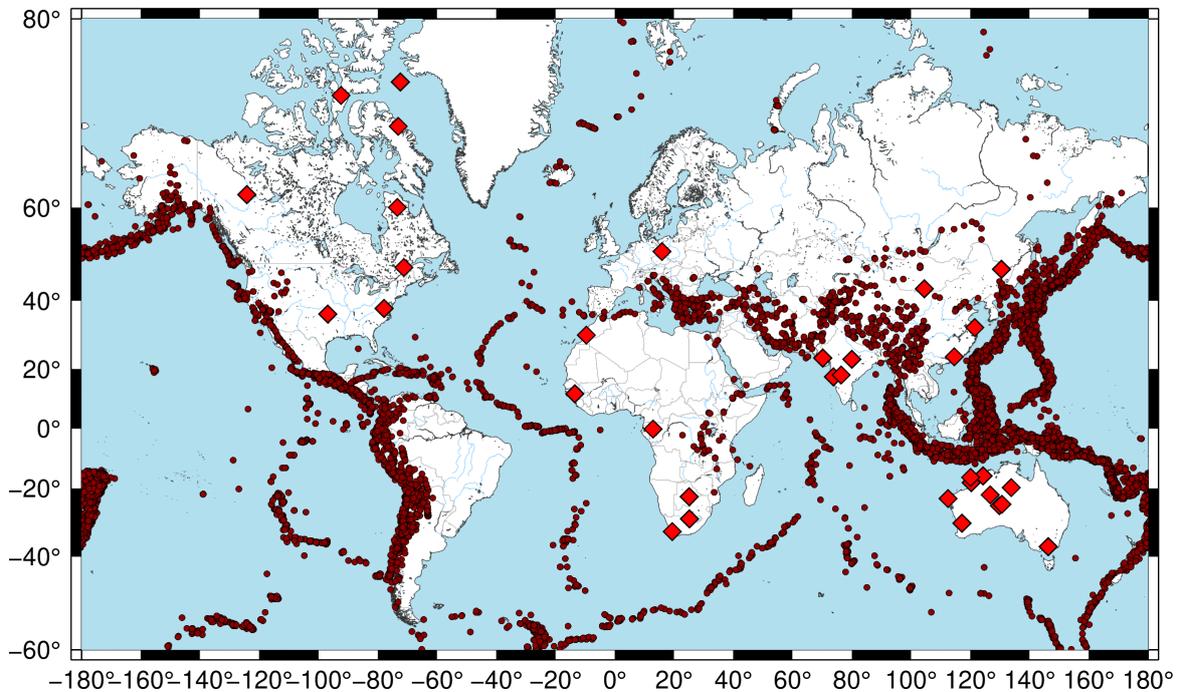


FIGURE 1.1 – Sismicité à l'échelle mondiale (catalogue *USGS*,  $M_w > 5.8$  de 1960 à 2022). Cercle rouge : sismicité associée aux frontières de plaques. Losange rouge : principaux séismes intraplaques continentaux dans le catalogue.

Dans les domaines intraplaques, la sismicité est donc bien plus faible, mais pas inexistante (fig.1.1, losanges). Cette sismicité est plus complexe à caractériser (Johnston and Kanter, 1990, e.g.) car :

- La déformation et les vitesses de chargement sont souvent trop faibles pour être mesurées significativement par des outils géodésiques ( $< 1 \text{ mm.a}^{-1}$  ; Mazzotti and Adams, 2005; Sella

et al., 2007; Craig and Calais, 2014).

- Même si les séismes intraplaques peuvent atteindre de fortes magnitudes (e.g. Séisme de Bhuj, Inde, 2001,  $M_w = 7.7$ ), ils sont peu fréquents et ne suivent pas la notion de cycle sismique (Calais et al., 2016). Le faible nombre d'évènements rend difficile la prédiction de la localisation de prochains séismes, et la définition des zones à risque sismique élevé.

Dans ces zones, l'étude de l'origine de la sismicité est donc primordiale pour mieux caractériser l'aléa sismique. Les processus proposés comme responsables de la sismicité sont variés, tel que la transmission de contraintes tectoniques depuis les frontières de plaques (Calais et al., 2016; Craig et al., 2016), l'action anthropique (séisme induit (e.g. séisme de Strasbourg, 2019) ou déclenchés (e.g. séisme du Teil, 2019), Keranen and Weingarten, 2018), le rebond induit par la fonte des glaciers (e.g. Peltier and Andrews, 1976; Steffen et al., 2021) ou l'érosion (e.g. Calais et al., 2010; Vernant et al., 2013). Ces deux derniers agissant à la surface de la terre, ils sont appelés « processus de surface ». D'abord proposé comme processus pouvant inhiber l'activité des failles sous les grandes calottes glaciaires (Johnston, 1987), l'impact des processus de surface est maintenant plutôt considéré comme modulant la sismicité dans les zones actives (Steer et al., 2014) et en domaine intraplaque (Hetzl and Hampel, 2005; Gallen and Thigpen, 2018).

Étudier les processus de surface dans les zones à faible déformation permet donc de s'affranchir des signaux tectoniques importants et d'étudier les processus de surface comme forçage majoritaire. Dans cette thèse, l'objectif est donc d'étudier l'impact des processus de surface dans une zone à faible déformation : les Alpes Occidentales (cf. section 1.2). Bien que la partie orientale des Alpes soit tectoniquement active, la zone géographique d'intérêt est centrée sur la partie occidentale des Alpes, suffisamment éloignée de ces zones actives pour être assimilée à un domaine intraplaque. Le but est d'estimer les contraintes générées par l'effet combiné de l'érosion et du rebond postglaciaire. Les échelles de temps considérées pour ces deux processus sont très différentes : 10 – 100 ka pour le rebond postglaciaire (Ivy-Ochs et al., 2008); de 12-17 ka (érosion postglaciaire, Hinderer, 2001) à 10 Ma pour l'érosion (Willett, 2010; Suc and Fauquette, 2012). Pour pouvoir comparer l'impact de la dernière déglaciation (10-20 ka) avec celui de l'érosion holocène ( $\approx 12$  ka), la période de temps considérée dans cette thèse est restreinte à 10 ka.

## 1.2 Le cas de la France

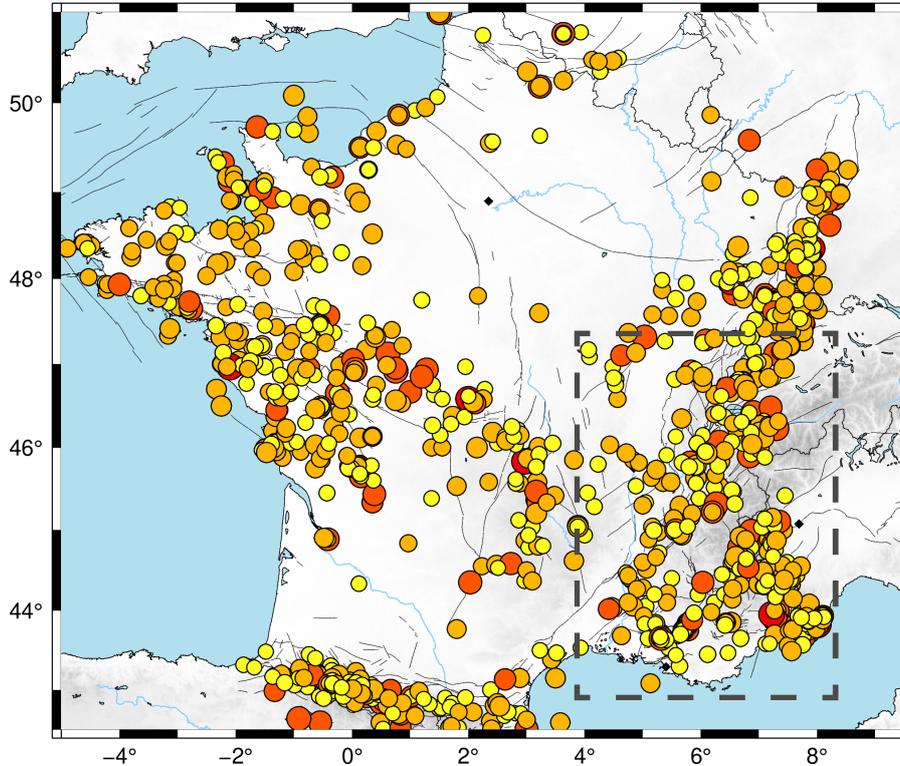


FIGURE 1.2 – Sismicité historique et instrumentale de la France Métropolitaine, d’après le catalogue FCAT-17 (Manchuel et al., 2018). La zone d’étude est encadrée en tireté gris.

À l’échelle de la France, la sismicité est hétérogène (fig. 1.2). Certaines zones présentent une sismicité quasiment nulle, tel que le bassin parisien ou aquitain, et d’autres présentent une sismicité dense avec quelques séismes relativement forts ( $M_w > 5$ ). Ces hétérogénéités dans la sismicité induisent un risque sismique variable : l’Institut de Radioprotection et de Sureté Nucléaire (*IRSN*) est à l’origine du zonage sismique en France (fig. 1.3.a), construit à partir des catalogues de sismicité, qui est applicable à la majorité des constructions. Ainsi, les zones présentant un zonage sismique moyen (intensité la plus forte sur le territoire métropolitain) se situent dans les Pyrénées et dans les Alpes françaises. Elles présentent à la fois une forte densité de sismicité et des magnitudes élevées (fig. 1.2).

Une grande partie des installations nucléaires se situent dans le quart sud-est de la France, particulièrement dans la vallée du Rhône (fig. 1.3.b, triangle rouge), tel que les centrales de Cruas et de Tricastin. Dans cette région, la définition et l’amélioration des modèles d’aléa sismique sont primordiales pour mieux caractériser les risques sismiques pour les installations

de la zone. Dans ce contexte, la compréhension des processus de sismicité des Alpes Occidentales représente un enjeu important.

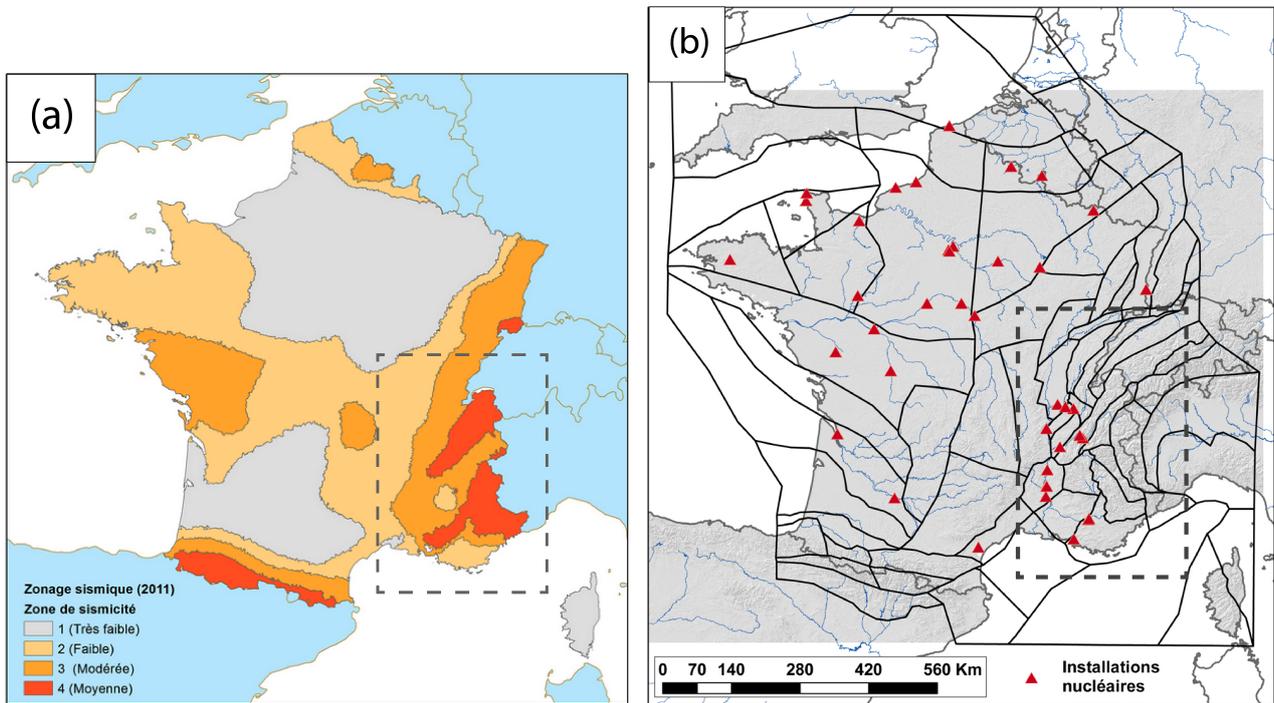


FIGURE 1.3 – (a) Zonage sismique de la France Métropolitaine (IRSN, 2011) (b) Zonage sismo-tectonique et localisation des installations nucléaires (IRSN, 2013). La zone d'étude est encadrée en tireté gris.

## 1.3 Problématique

Le projet SIGMA-2, est un projet international de Recherche et Développement qui a pour but d'améliorer les calculs d'aléa sismique, avec des acteurs industriels et universitaires. Le projet DEFORM3D, au sein du projet SIGMA-2, a pour objectif de développer des modèles mécaniques pour intégrer les différents processus de forçage dans les zones à faible déformation. C'est dans le cadre de ce projet que s'inscrit cette thèse, financée par EDF (Électricité de France).

Cette thèse a pour but d'étudier l'impact de processus non tectoniques sur les champs de déformation et la sismicité, dans le but de mieux caractériser l'aléa sismique dans les Alpes Occidentales. Un des proxy couramment utilisé pour l'aléa sismique est la comparaison des déformations sismiques avec les signaux actuels géodésiques (e.g. Walpersdorf et al., 2015, sur

les Alpes Occidentales). Un des objectifs principaux est le calcul de nouveaux champs de vitesse et de déformation, à travers le traitement massif d'un grand nombre de stations GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*, données issues du *Nevada Geodetic Laboratory*, Blewitt et al., 2018), afin de préciser les informations données par les champs déjà existants sur la zone (Masson et al., 2019b; Walpersdorf et al., 2018).

Cette réévaluation des champs géodésiques est présentée en chapitre 3 après avoir posé le contexte sismotectonique des Alpes Occidentales (chap. 2). L'approche utilisée pour étudier les processus de surface est celle de la modélisation analytique de plaque mince élastique (ou de flexure de plaque, Watts, 2001, chap. 4). Cette étude se focalise sur la réponse isostatique des Alpes après le dernier cycle glaciaire (chap. 5) et à l'action combinée érosion-sédimentation (chap. 6). Enfin, ces différents processus seront intégrés dans un contexte sismotectonique plus large (chap. 7), où il sera également discuté la représentativité des résultats obtenues sur une période Quaternaire à Pliocène.

## Chapitre 2

# Contexte géologique et sismotectonique des Alpes Occidentales

## 2.1 Introduction - Alpes Occidentales et sismicité

Comme présenté précédemment, la France Métropolitaine présente une sismicité spatialement hétérogène (fig. 1.2). Certaines zones présentent une densité et des magnitudes de séismes extrêmement faibles ( $M_w < 2$ , fig. 2.1; Mazzotti et al., 2020), comme le bassin de Paris ou Aquitain. À l'inverse, la zone des Alpes Occidentales est une zone présentant à la fois une forte densité de sismicité (fig. 2.1) et des magnitudes importantes ( $M_w > 4 - 5$ , fig. 2.2), en faisant une des zones avec le zonage sismique le plus élevé en France (sismicité modérée à moyenne, *IRSN*, fig. 1.3.a). Les Alpes Occidentales présentent également une activité tectonique récente (fin de l'orogène  $\approx 20$  Ma), induisant un fort héritage structural. La forte activité sismique, associée à l'histoire complexe des Alpes en a fait une des zones les mieux documentées en France.

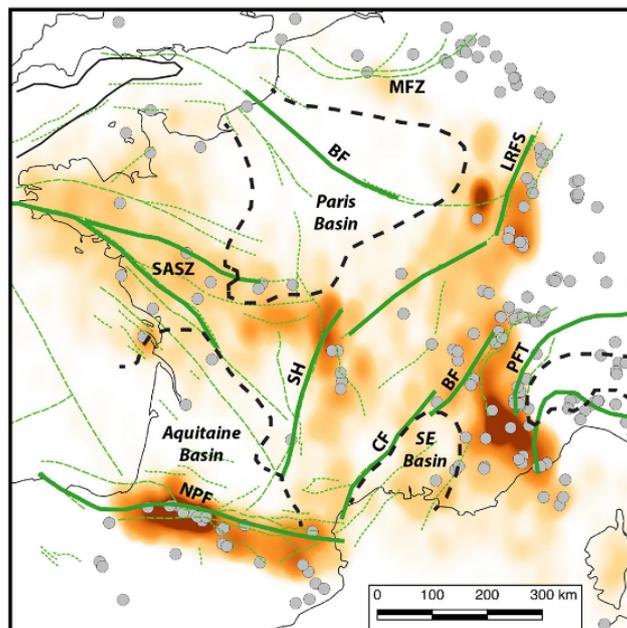


FIGURE 2.1 – Densité de sismicité en France métropolitaine (nuance orange) d'après (Mazzotti et al., 2020). Ligne verte : faille majeure. Ligne noir pointillée : bassin sédimentaire.

Ce chapitre vise à décrire les Alpes Occidentales à travers un état de l'art des différents aspects sismotectoniques de la zone. L'histoire de la formation des Alpes jusqu'à la cinématique actuelle des plaques (section 2.2) permet de poser le cadre géologique de la zone d'étude et de présenter l'héritage structural de premier ordre des Alpes. Un historique des résultats fournis par l'instrumentation sismologique (section 2.3) et géodésique (section 2.4) est réalisé. Enfin, les différentes hypothèses avancées pour expliquer cette activité sismique sont présentées en

section 2.5.

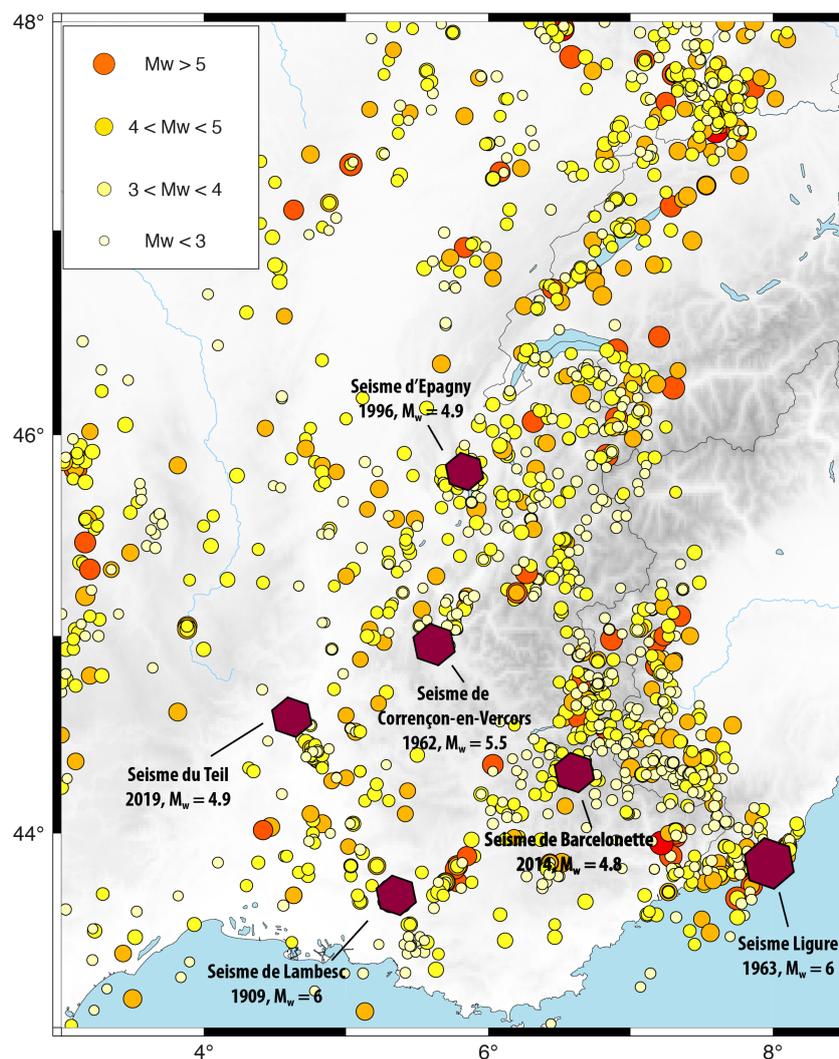


FIGURE 2.2 – Sismicité des Alpes Occidentales (issue du catalogue FCAT-17, Manchuel et al., 2018). Les séismes les plus importants de 1909 jusqu'à maintenant ont été représentés par un hexagone.

## 2.2 Histoire et structure de la zone d'étude

La chaîne des Alpes (au sens large) s'étend depuis le sud-est de la France (selon un axe N-S) jusqu'en Autriche (selon un axe est-ouest). Ce massif a été formé lors de la fermeture de la Thétys, à partir du Crétacé (entrée en subduction de l'océan Thétys) jusqu'au Miocène (fin de l'orogénèse alpine) soit sur une période s'étirant de 130 Ma à 20 Ma (Handy et al., 2010). À partir de l'Oligocène (35 Ma), la subduction de l'ouest de la Téthys recule (processus de *roll-back* en anglais), créant un bassin d'arrière-arc correspondant à la mer ligure (e.g. Rosenbaum et al., 2002) : le panneau plongeant a reculé jusqu'à atteindre sa position actuelle, dans la

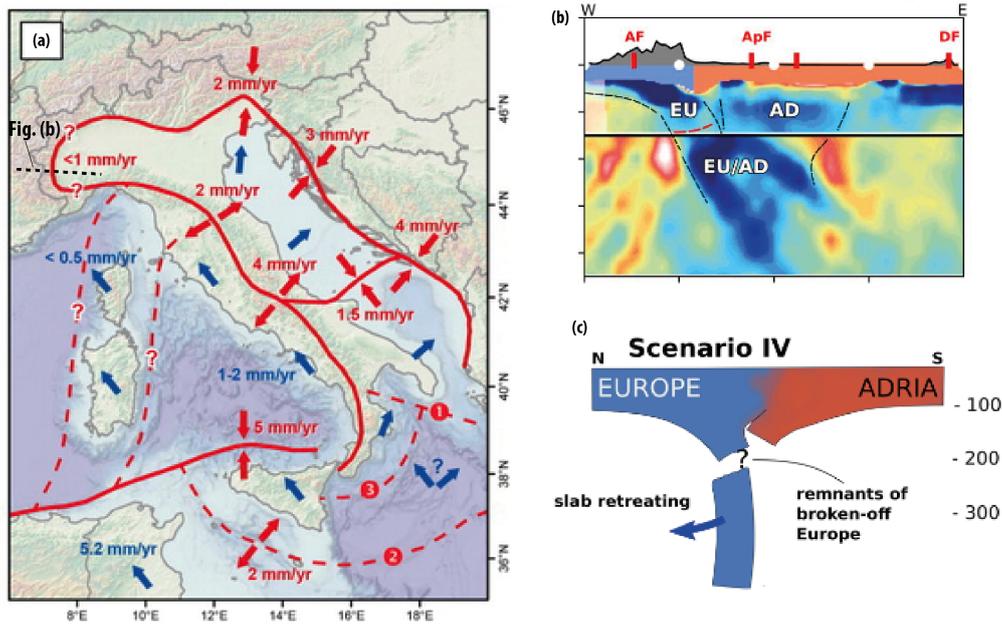


FIGURE 2.3 – (a) Cinématique des plaques Adria et Apulie et vitesses attendues d’après Nocquet (2012) ; (b) Modèle tomographique d’après Kästle et al. (2018) et Zhao et al. (2016) interprété par Kästle et al. (2020) ; (c) Scénario proposé par Kästle et al. (2020) pour expliquer le modèle tomographique des Alpes Occidentales.

chaîne des Apennin, en Italie (e.g. Handy et al., 2010; Romagny et al., 2020). Ce déplacement de subduction est associé à une rotation de la plaque concernée, la microplaque Adria, et une collision de celle-ci avec la plaque Eurasie. Les forts reliefs qui caractérisent les Alpes sont donc le témoin de la collision entre la plaque Eurasie au nord, et la plaque Afrique au sud (plus précisément l’avancé Adriatique ; e.g. Rosenbaum et al., 2002; Romagny et al., 2020).

La partie des Alpes étudiée tout au long de cette thèse est l’extrémité ouest de la chaîne (appelé pour la suite Alpes Occidentales) qui suit un arc de cercle le long de la frontière France-Italie et jusqu’au sud de la Suisse : la forme en arc de cercle est liée à la rotation anti-horaire de la plaque Adria. La rotation de la plaque Adria est toujours active à l’heure actuelle, visible dans le champ GNSS européen : Nocquet (2012) estime une vitesse de  $2\text{-}4 \text{ mm.a}^{-1}$  d’extension au niveau des Apennin et de  $2\text{-}3 \text{ mm.a}^{-1}$  de raccourcissement au niveau des Alpes Orientales (fig. 2.3.a). Le pôle de rotation de la plaque Adria calculé par D’Agostino et al. (2008) (celui utilisé dans l’étude de Nocquet, 2012) est localisé à l’extrémité ouest de la plaine du Pô (fig. 2.3.a), très proche de l’axe de la chaîne des Alpes Occidentales (fig. 2.4.a, étoile). Ainsi, l’impact de la rotation de la plaque Adria dans notre zone d’étude est très faible (ca.  $< 0,8 \text{ mm.a}^{-1}$  Nocquet, 2012).

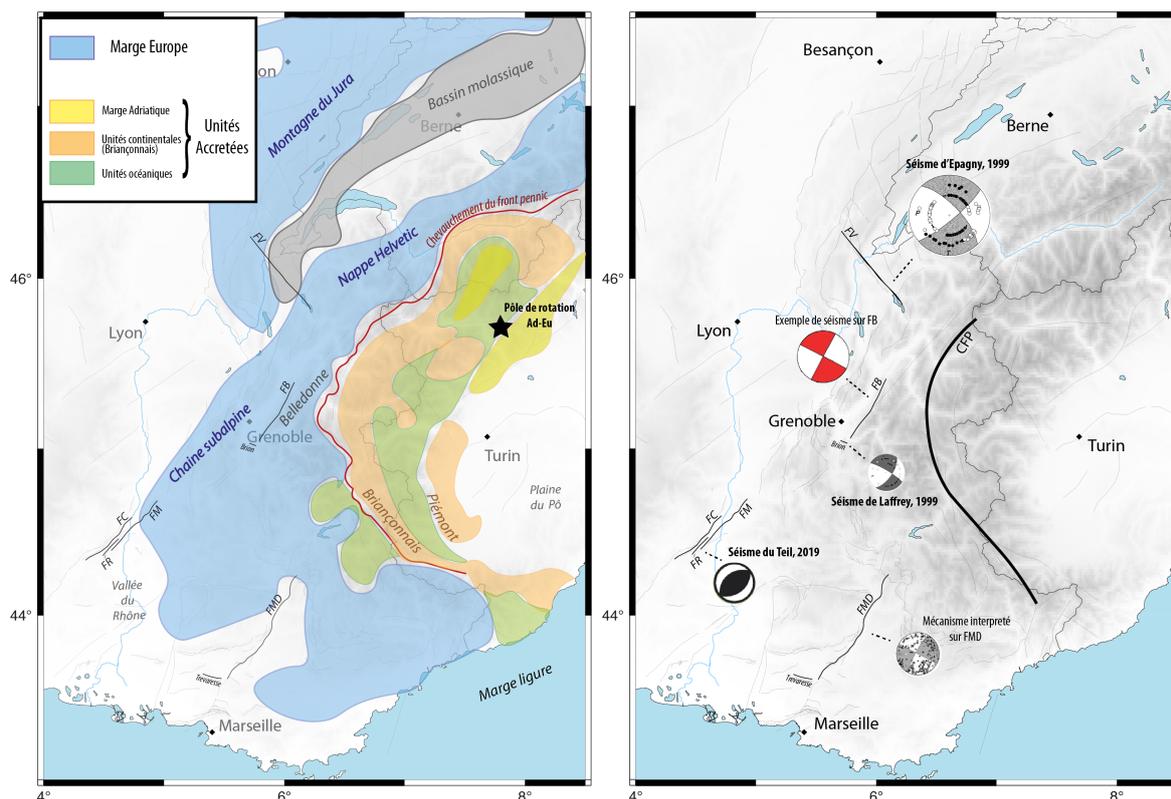


FIGURE 2.4 – (a) Carte schématique des ensembles géologiques dans les Alpes Occidentales, simplifié d'après Handy et al. (2010). Le pôle de rotation est représenté par une étoile. (b) Structures de failles modélisées au cours de la thèse. Le tracé des failles est issu de la BDFa (Jomard et al., 2017). Les mécanismes aux foyers de certains séismes et des failles sont représentés sur la carte : Séisme du Teil (Ritz et al., 2020) ; Séisme de Laffrey et faille de Belledonne (Thouvenot et al., 2003) ; Faille de la Durance (Cushing et al., 2008) ; Séisme d'Epagny (Thouvenot et al., 1998). CFP : Chevauchement du front pennin ; FB : faille de Belledonne ; FMD : faille de la moyenne Durance ; FV : faille du Vuache ; FC : faille des Cevennes ; FR : faille de la Rouvière ; FM : Faille de Marsanne.

Les roches constitutives des Alpes sont représentées en figure 2.4.a en fonction de leur origine tectonique. Le front pennin (Tricart, 1984) est la limite géologique entre la plaque Eurasie (fig. 2.4.a, bleu) et la plaque Adria. Ainsi, à l'ouest et au nord du chevauchement du front pennin (massifs externes, chaîne subalpine, Jura) les terrains sont majoritairement constitués de dépôts mésozoïques et crétacés largement déformés et métamorphisés. En revanche, à l'est du front pennin, les roches sont plus variées avec les dépôts continentaux (en orange sur la figure) de la paléo-plaque Briançonnaise (Handy et al., 2010), les dépôts distaux de la marge Adria (en jaune sur la figure) et les unités océaniques et ophiolitiques (en vert), reliques de la Thétys. Le programme ECORS-CROP, réalisé en 1985, a été lancé dans le but d'étudier la structure interne des Alpes. Ce profil de sismique réflexion met en évidence un grand nombre de structures compressives crustales et lithosphériques, montrant un écaillage depuis les zones

internes jusqu'aux massifs externes des Alpes (Nicolas et al., 1990) et un épaissement crustal de l'ordre de 50 km localement (Gran Paradiso ; Tardy et al., 1990).

Le profil de sismique réflexion ECORS-CROP a également permis de mettre en évidence la présence d'une bande de manteau à 25-30 km sous la partie interne des Alpes (Nicolas et al., 1990). Dans les Alpes Occidentales, Tesauro et al. (2008) estiment une profondeur de Moho de 25 à 40 km. Les imageries tomographiques réalisées sur la zone révèlent une anomalie de vitesses positives sous les Alpes Occidentales (fig 2.3.b, Kästle et al., 2018; Zhao et al., 2016), indiquant un domaine plus froid, interprété comme un panneau plongeant (e.g. Lippitsch et al., 2003). La structure précise profonde est débattue (Kästle et al., 2020) mais une hypothèse récurrente associe le signal actuel au panneau plongeant de la plaque Eurasie, partiellement ou totalement détaché (fig. 2.3.c; Kästle et al., 2020).

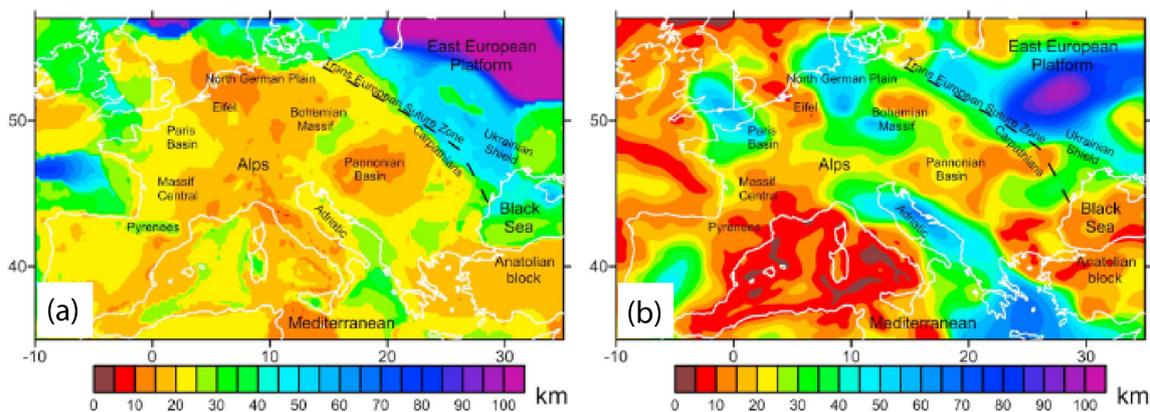


FIGURE 2.5 – Épaisseur élastique effective sur l'Europe d'après Kaban et al. (2018) pour (a) le modèle de Tesauro et al. (2009) et (b) le modèle de Kaban et al. (2018).

Les études géophysiques réalisées à l'échelle de l'Europe ont permis d'apporter des informations supplémentaires sur la structure et la résistance mécanique des Alpes. La résistance mécanique de la lithosphère est exprimée avec la notion d'épaisseur élastique effective (noté  $T_{ee}$  pour *Effective Elastic Thickness*), qui est l'épaisseur de la couche élastique équivalente, c'est-à-dire qui a les mêmes caractéristiques de rigidités flexurales que la lithosphère (e.g. Watts et al., 1982; Watts and Zhong, 2000). Tesauro et al. (2009), à partir de données thermiques et rhéologiques, calculent des valeurs de  $T_{ee}$  de 15-20 km (fig. 2.5.a). Les analyses spectrales entre gravimétrie et topographie-bathymétrie permettent de calculer des épaisseurs élastiques équivalentes sur l'ensemble du bassin méditerranéen : l'étude récente de Kaban et al. (2018) qui prend en

compte les sédiments dans le bassin méditerranéen réévalue les valeurs de  $T_{ee}$  sur les Alpes entre 20 et 40 km (fig. 2.5.b).

## 2.3 Activité sismique

### 2.3.1 Sismicité instrumentale et historique

Depuis la mise en place du réseau sismologique français (premier sismomètre installé en 1892), les Alpes Occidentales ont été une des zones les plus étudiées en France (avec les Pyrénées et l'Ouest de la France) en raison de la présence d'une forte activité sismique (e.g. Larroque et al., 2021). En effet, en 1909, le séisme de Lambesc ( $M_w = 6$ , au Nord d'Aix-en-Provence, dans l'avant pays alpin) devient le premier séisme instrumental enregistré en France (Baroux et al., 2003). Par la suite, à partir des années 80, la création de réseaux publics nationaux pour la recherche académique (ReNaSS, intégré maintenant au réseau Résif, EPOS-FR) et régionaux (SISMALP) permet une avancée importante dans la détection des séismes et la caractérisation de la sismicité en France, et particulièrement dans les Alpes.

À partir des années 2000, la couverture du réseau est suffisante pour mettre en évidence l'expression de la sismicité le long de deux arcs : l'arc Briançonnais et l'arc Piémontais (Sue et al., 2002). Durant la même période, plusieurs études visent à caractériser la sismicité et la déformation sismique dans les Alpes : les Alpes Suisses sont caractérisées pour la première fois par des mécanismes en faille normale (Maurer et al., 1997; Baroux et al., 2001) à décrochant (Eva et al., 1998; Kastrup et al., 2004), tandis que dans la plaine du Pô, au pied des Alpes Occidentales, de la compression est observée (Eva et al., 1997). Baroux et al. (2001) définissent des styles de déformation sur 6 zones du sud-est de la France, mettant ainsi en évidence sur l'ensemble des Alpes Occidentales des styles de failles très variés, suggérant des zones purement en compression (e.g. Digne) très proches de zones en extension (Alpes Suisse) ou en décrochement (Alpes du Sud). Delacou et al. (2004) réalisent également une étude à l'échelle des Alpes Occidentales, en apportant une approche plus continue, montrant ainsi clairement l'extension dans les Alpes internes perpendiculaire à l'axe de l'orogène et des déformations décrochantes dans les massifs externes.

La création d'un catalogue de sismicité instrumentale homogène à l'échelle nationale (Si-Hex,

Cara et al., 2015) a permis d'augmenter le nombre de données disponibles et d'homogénéiser les jeux de données. Ce catalogue fut complété ensuite par la base de données de sismicité historique SisFrance (FCAT17, Manchuel et al., 2018). En 2020, Mazzotti et al. produisent un catalogue de 1700 mécanismes au foyer à l'échelle nationale montrant notamment la rotation des axes P et T le long de l'arc alpin (FMHex20, Mazzotti et al., 2021). L'étude récente de Mathey et al. (2021) spécifiquement sur les Alpes Occidentales, basée sur la compilation de plus de 30000 séismes et le calcul d'environ 2200 mécanismes au foyer, réévalue l'orientation principale de l'extension dans le cœur de la chaîne comme oblique (NW-SE) par rapport à l'axe de l'orogène (fig. 2.6.b). Ces mécanismes aux foyers ajoutés à la base de données FMHex20 (FMHex22; <https://data.oreme.org/observation/fmhex>); Mazzotti et al., 2021) sont représentés en figure 2.6.a. Sur l'ensemble de la zone, la sismicité est superficielle (<15km de profondeur sur tout l'arc briançonnais, jusqu'à 20 km pour l'arc Piémontais; Mathey et al., 2021).

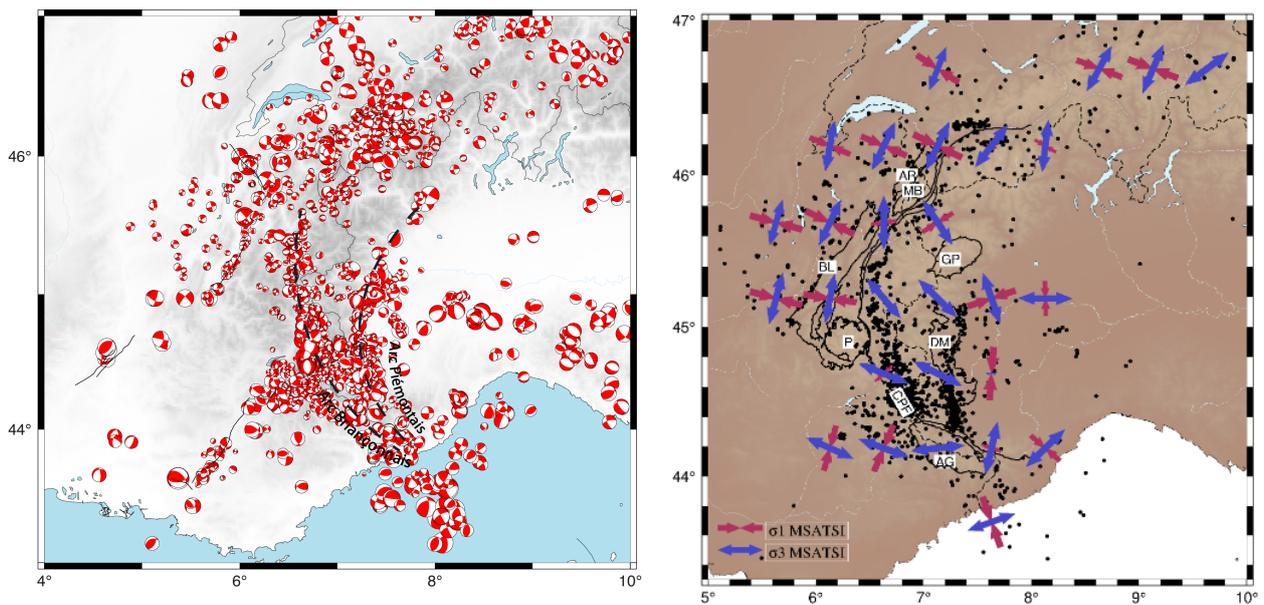


FIGURE 2.6 – (a) Mécanismes au foyer de la base de données FMHex22 (<https://data.oreme.org/observation/fmhex>, Mazzotti et al. (2021) complété par Mathey et al. (2021)). (b) Style de déformations sismiques (Mathey et al., 2021).

### 2.3.2 Structures actives

La base de données des failles potentiellement actives (BDFa, Jomard et al., 2017) créée par l'Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire (IRSN) sert de référence pour les failles sismogènes en France Métropolitaine. Un grand nombre de ces failles se situent dans le sud-est de la France. Certaines structures d'intérêt dans le cadre de notre étude, de par leurs

localisations ou leurs activités sismiques, sont décrites dans cette section. La localisation de ces failles et les styles de déformations sismiques sont visibles en figure 2.4.b.

### **La faille de Belledonne (FB)**

La faille Bordière de Belledonne (FB) est une structure NE-SW (N30°E) sub-verticale d'environ 50 km de long qui délimite la bordure NW du massif de Belledonne, dans la région de Grenoble. Cette faille est peu exprimée en surface, mais présente une micro-sismicité essentiellement étudiée à travers le réseau Sismalp entre 1989 et 2000. La FB est caractérisée par une sismicité modérée ( $M < 3.5$ ) mais continue le long de la trace de la faille (Thouvenot et al., 2003; Billant et al., 2015). La sismicité est légèrement plus dense sur la moitié sud de la faille. Les mécanismes aux foyers montrent très majoritairement un jeu dextre de la faille. Le séisme instrumental le plus important attribué à la FB est celui de Monteynard en 1963, d'une magnitude  $M_I = 4.9$  (intensité VII), au sud-ouest de la faille. Des séismes antérieurs ont été reportés dans les villages de cette zone (e.g. Uriage, 1782, intensité VI; dommages recensés à Grenoble plusieurs fois pendant le XIV<sup>ème</sup> siècle) sans que ces événements puissent avec certitude être reliés à la FB. Le séisme ressenti le plus récent (intensité V-VI) est celui de Laffrey en 1999. Il est associé à la faille du Brion, une structure SW-NE (N122°E), de pendage 55° vers le NW, au sud de la faille de Belledonne (Thouvenot et al., 2003), qui a joué en décrochement senestre.

### **La faille du Vuache (FV)**

La faille du Vuache (FV) s'étend du sud du massif du Jura jusqu'aux chaînes subalpines, dans la région d'Annecy (80 km), d'orientation NW-SE (N130°E - N150°E) et de pendage 50° à 80° vers le NE (e.g. Baize et al., 2011). Elle est la faille majoritaire des structures décrochantes senestres du Jura. Elle est très visible puisqu'elle décale (jeu senestre) des structures géologiques (plis dans le Jura) et des marqueurs géomorphologiques quaternaires (montagnes de Salève, vallée dans bassin molassique; Delaunay and Rampnoux, 1981). C'est une faille générée au Crétacé en faille normale, qui serait réactivée en décrochement senestre depuis le Miocène (Charollais, 1983; Homberg et al., 2002). La FV présente une sismicité historique importante, qui a pu être reliée sans ambiguïté au jeu de la faille. Le séisme récent le plus important à eu lieu en 1996, d'une Magnitude  $M_w = 4.9$ .

### **La faille de la Moyenne Durance (FMD)**

La faille de la moyenne Durance (FMD) est une des failles majeures du sud-est de la France, d'une longueur de 70 km répartie sur de nombreux segments, visible géomorphologiquement puisqu'elle délimite le nord du plateau de Valensole (NE-SW). Le pendage estimé à 65° vers l'ouest en surface deviendrait listrique en profondeur. La FMD est considérée comme active depuis le crétacé inférieur, avec une activité principale au plio-quaternaire (Roure et al., 1992). Elle montre des déformations quaternaires avec des décalages dans des dépôts torrentiels jusqu'à environ 20 000 ans BP (Sébrier et al., 1997). L'activité sismique actuelle de la FMD est régulière (en moyenne un séisme ressenti tous les 100 ans, d'après la base de données SisFrance) mais modérée (Magnitude  $M < 3$ ). Le sens de glissement de la faille dérivée des mécanismes aux foyer est senestre (Cushing et al., 2008). Le séisme de Lambesc (1909,  $M_w=6$ ) est associé à la faille de Trevaresse (Baroux et al., 2003), structure NW-SE de 17 km (pendage : 30°– 40°), localisée au sud de la FMD.

### **Le faisceau est de la faille des Cévennes (FC)**

La faille des Cévennes (FC) est une structure NE-SW qui délimite la bordure sud-est du Massif Central. C'est une faille décrochante Hercynienne (Arthaud and Matte, 1975) d'échelle crustale, associée à des failles normales Oligocènes dans l'Est de la faille. L'activité récente de cette faille est débattue, puisque les décalages de marqueurs géomorphologiques ne sont pas concluants : Lacassin et al. (1998) proposent un jeu senestre potentiellement actif de la faille, infirmé par Ambert et al. (1998). Malcles et al. (2020) suggèrent une incision plus forte au nord de la faille qu'au sud, associée à un différentiel de surrection de l'ordre de 40 m.Ma<sup>-1</sup> localement. Bien qu'historiquement principalement étudié du côté SW de la structure (Lacassin et al., 1998), le 11 novembre 2019, un séisme de magnitude  $M_w = 4.9$  est ressenti au niveau de la ville du Teil, sur la bordure Est du faisceau de faille. Ce séisme de mécanisme inverse attribué à la faille de la Rouvière (FR), est particulier de par sa faible profondeur (1-3 km), générant une rupture en surface d'une dizaine de centimètres sur une longueur 5 km (Ritz et al., 2020). Dans cette thèse, le faisceau est de la faille des Cévennes est défini comme constitué du segment Est de la faille des Cévennes, de la faille de la Rouvière, et la faille de Marsanne (FM, faille NE-SW, cinématique similaire à celle des Cévennes).

De par sa position (en périphérie de la vallée du Rhône, à distance des Alpes et de l'avant-pays

alpin), l'étude sur la faille des Cévennes reste annexe dans le cadre des processus de déformation des Alpes Occidentales. Néanmoins, la récente activité de la faille de la Rouvière, ainsi que les débats qui en ont découlé, nous ont poussé à la considérer parmi les structures d'intérêt.

### **Le Chevauchement du Front Pennique (CFP)**

Le front pennique (CFP) fut la structure compressive majeure lors de la collision alpine (Tricart, 1984). Il consiste en un grand chevauchement suivant l'arc orogénique qui constitue la limite géologique entre les plaques Eurasie et Adria. Ce chevauchement n'est, au sens strict, pas considéré comme une faille sismogène, puisqu'il ne figure pas dans la BDFA. Cependant une réactivation tardive (Plio-Pleistocène) de cette structure en extension est proposée (Bilau et al., 2021; Sue and Tricart, 1999). Compte tenu du fait que les mécanismes au foyer en faille normale perpendiculaire à l'axe de l'orogène sont localisés autour, voir à l'aplomb de ce chevauchement (fig. 2.6.a; section 2.3.1, Sue and Tricart, 2003), pour la suite de la thèse, on considèrera la géométrie du Front pennique comme représentative des failles potentiellement à l'origine de la sismicité en extension dans le cœur de chaîne.

## **2.4 Géodésie dans les Alpes Occidentales**

L'activité sismique ainsi que le contexte tectonique des Alpes Occidentales en a fait une zone d'intérêt de la France Métropolitaine pour étudier les déformations actuelles. En effet, c'est une des premières régions présentant un signal géodésique significatif. Cette section vise à retracer l'histoire de l'instrumentation et la mise en évidence de déformation active dans les Alpes Occidentales, d'abord par l'analyse des campagnes de nivellement et triangulation (section 2.4.1) puis par le développement du réseaux GNSS (section 2.4.2).

### **2.4.1 Nivellement et Triangulation 1850 - 1990**

Le nivellement consiste à mesurer le dénivelé sur une succession de points, en regardant la différence d'altitude entre chaque point sur une mire graduée. Il existe 3 réseaux de nivellement de premier ordre, c'est-à-dire à l'échelle de la France. Le premier réseau de nivellement à l'échelle de la France a été établi entre 1857 et 1864, par P.A. Bourdalouë. Par la suite, un nouveau réseau est établi par C. Lallemand en 1884, appelé par la suite Nivellement Général de la France (*NGF*). Ce réseau a été mis à jour par l'IGN à partir de 1962. La comparaison

des différentes campagnes de mesures permet de calculer les déplacements verticaux. Des campagnes de triangulation (qui consiste à mesurer, en réalisant des visées, les angles de triangles successifs, pour calculer des longueurs) sont également mises en place à cette période.

Malgré les incertitudes élevées (plusieurs  $\text{mm.a}^{-1}$ ), les études réalisées qui portent sur le nivellement dans les Alpes Occidentales montrent du soulèvement : Jouanne et al. (1995) comparent les campagnes de nivellement NGF (1886-1907) et IGN69 (1965-1979) et calculent une vitesse de soulèvement jusqu'à  $2 \text{ mm.a}^{-1}$  dans le massif des Alpes et du Jura (fig. 2.7.a). La comparaison des campagnes de triangulation de 1930-36 et 1979-84 suggère un raccourcissement NW-SE dans le Jura (environ  $0,5 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ , équivalent à une différence de vitesse sur la zone jusqu'à  $5 \text{ mm.a}^{-1}$ , Jouanne et al., 1994). Cependant, dans la même étude, des taux d'extension E-W ( $0,4 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ ) sont observés de Annecy à Genève (fig. 2.7.b), associés à l'époque à des processus locaux ou à des limites méthodologiques. Les amplitudes des taux de déformation calculés à cette époque sont très élevées par rapport à l'ordre de grandeur de ceux calculés actuellement sur la zone ( $10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ).

À partir des années 90, c'est l'utilisation du GNSS qui devient prédominante dans l'étude géodésique des déformations actuelles, mettant fin à la mise à jour fréquente des réseaux de nivellement. Le nivellement a cependant continué à être utilisé par la suite, surtout dans les années 90-2000, pour la comparaison avec les champs GNSS (cf. section 2.4.2).

### 2.4.2 À partir de 1990, les études basées sur le GNSS

Les premières mesures GNSS sont d'abord réalisées par des campagnes de mesures épisodiques : les points sont mesurés pendant 3 jours en continu, à quelques années d'intervalle. Dans un premier temps, seul le réseau satellitaire américain est disponible pour les études scientifiques (*Global Positioning System*, GPS). Dans les Alpes Occidentales, des comparaisons entre campagnes GNSS (ALPES93, Chery et al., 1995) et de triangulation (1946-83) sont effectuées aux abords de structures potentiellement actives (Martinod et al., 1996; Ferhat et al., 1998), dans l'objectif de comprendre la cinématique de la chaîne vis-à-vis de la convergence des plaques Afrique-Eurasie. Ces études pointent un raccourcissement de l'ordre de quelques  $\text{mm.a}^{-1}$  (2-4  $\text{mm.a}^{-1}$ ) au niveau du front externe, également pointé par Calais et al. (2000b). La comparaison des campagnes GPS de 1993 et 1998 par Vigny et al. (2002) suggère que la convergence n'est

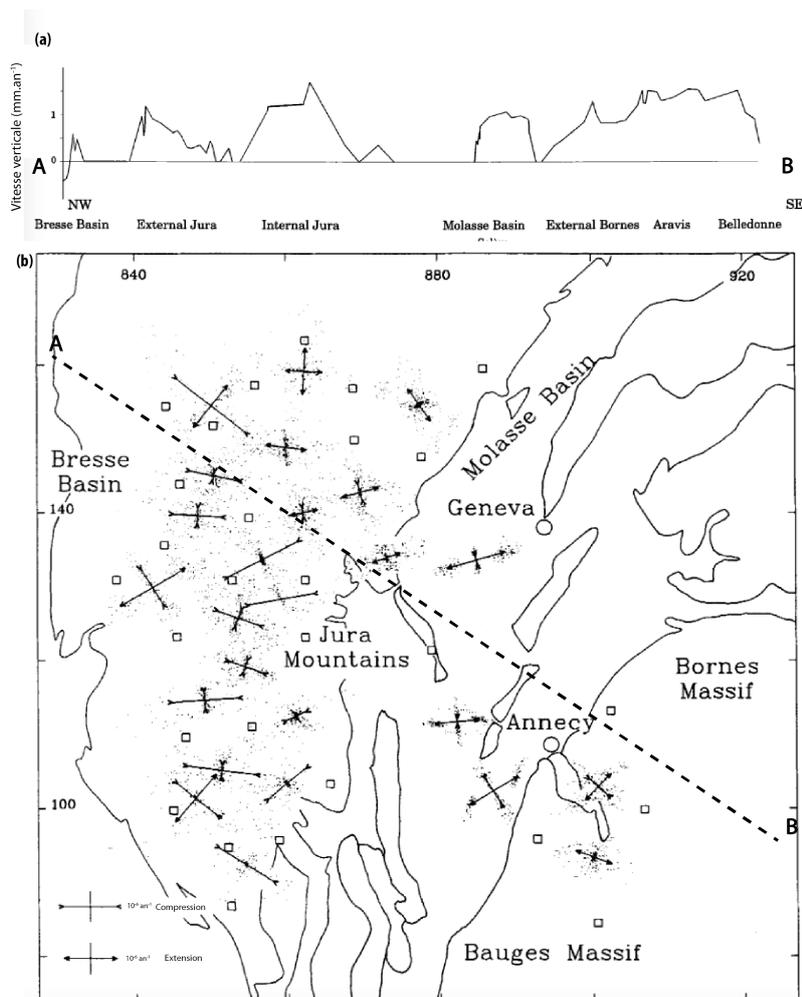


FIGURE 2.7 – (a) Vitesses verticales issus du nivellement (Jouanne et al., 1995) et (b) taux de déformations issus de la triangulation (Jouanne et al., 1994) sur les Alpes Occidentales.

que faiblement accommodée au niveau des Alpes, avec un raccourcissement calculé au niveau des massifs externes inférieur à  $2 \text{ mm.a}^{-1}$ , et une extension dans la partie interne, perpendiculaire à la chaîne de  $3,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ .

À la même période, les premières stations permanentes commencent à présenter des temps d'enregistrement suffisamment longs pour être analysés, comme le réseau Regal, constitué de 12 stations dans les Alpes Occidentales et l'avant-pays (Calais et al., 2000a), avec une incertitude de  $5 \text{ mm.a}^{-1}$  pour un temps d'enregistrement de 2,5 a. La longueur des séries temporelles augmentant, l'analyse des premiers réseaux permanents à l'échelle des Alpes permet de réduire l'incertitude à  $0,3 - 1,4 \text{ mm.a}^{-1}$ , suggérant une extension des Alpes Occidentales, évaluée à ce moment-là à  $2 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$  (Calais et al., 2002). Le faible nombre de stations rend l'estimation

des taux de déformation très dépendante des effets individuels des stations.

Cette valeur d'incertitude est fortement réduite dans les années qui suivent de part 1) l'amélioration des caractéristiques de calculs de position GPS, telles que le système de référence ou les éphémérides (Dow et al., 2009) et 2) l'existence d'un réseau national (Résif-Renag) et l'intégration des réseaux géodésiques privés dans la recherche académique.

En plus des études réalisées spécifiquement sur les Alpes Occidentales (Walpersdorf et al., 2015; Nocquet et al., 2016), des études de grandes ampleurs impliquant du traitement de larges jeux de données sont réalisées (Serpelloni et al., 2013; Nguyen et al., 2016) : l'augmentation du nombre de données permet notamment de mieux contraindre les calculs de taux de déformation. Même si l'incertitude du GNSS sur la composante verticale est plus grande que sur les composantes horizontales, le soulèvement dans les Alpes est suffisamment important pour être largement significatif dans les études GNSS (Serpelloni et al., 2013; Nguyen et al., 2016) ou en combinant avec du nivellement (Nocquet et al., 2016, fig. 2.8). Ce soulèvement est de l'ordre de  $2 \text{ mm.a}^{-1}$ , spatialement corrélé avec la topographie (Nguyen et al., 2016). En parallèle, Brockmann et al. (2012) estiment avec le réseau Suisse AGNES un soulèvement de  $1,5 \text{ mm.a}^{-1}$  dans les Alpes suisses. Les déformations horizontales ne sont pas mises en avant dans ces études puisque non significatives. Walpersdorf et al. (2015) estiment une extension de  $(16 \pm 11) \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  dans le Briançonnais à partir de l'analyse de 30 stations.

La précision actuelle des estimations de vitesses pour les station permanente d'une durée de 10 ans est de  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$  pour les composantes horizontales, et de  $0,4 - 0,5 \text{ mm.a}^{-1}$  sur les composantes verticales (Sánchez et al., 2018; Masson et al., 2019a, , fig. 2.8.b, 2.8.c). Les études récentes (Sánchez et al., 2018; Walpersdorf et al., 2018; Masson et al., 2019b) permettent de confirmer les amplitudes du soulèvement des Alpes Occidentales (jusqu'à  $2 \text{ mm.a}^{-1}$  dans la partie interne des Alpes) et les taux d'extension dans la partie interne des Alpes (bien que leurs amplitudes restent débattues : de  $2$  à  $20 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ). Les différences dans la qualité des stations, la densité de stations utilisées, ainsi que les méthodes de calculs des taux de déformation pourraient expliquer la gamme de valeurs proposées. Les méthodes utilisées et la comparaison des champs calculés par les différentes études sont détaillées dans le chapitre 3.

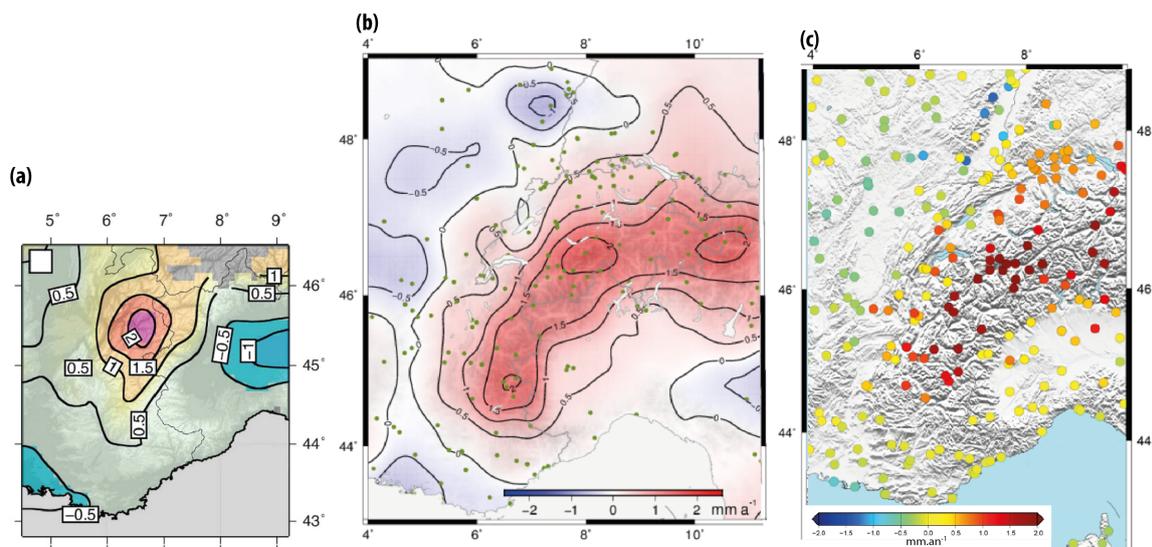


FIGURE 2.8 – Vitesses verticales géodésiques calculées sur les Alpes Occidentales par (a) Nocquet et al. (2016, combinaison GNSS et nivellement), (b) Sanchez et al. (2018, 180 stations) et (c) Masson (2019, 987 stations à l'échelle de l'Europe Occidentale).

La cohérence entre les styles de déformations sismiques et les taux de déformations géodésiques dans les Alpes Occidentales a été pointée assez tôt : Sue et al. (2007) estiment une part de 10 – 20 % de déformation sismique dans le signal GNSS. Walpersdorf et al. (2018) et Mathey et al. (2021) pointent la cohérence entre la localisation de l'extension géodésique maximale et la sismicité en extension au niveau de l'arc Briançonnais. Cette corrélation n'est pas observée par Masson et al. (2019b), qui estiment un maximum des taux d'extension plus au nord, dans les Alpes suisses.

## 2.5 Hypothèses des processus de déformation

Depuis la mise en évidence de sismicité et de soulèvement dans les Alpes, de nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer les signaux mesurés. L'hypothèse tectonique de la convergence Afrique – Eurasie a d'abord été utilisée pour expliquer le soulèvement, qui est associé à ce moment-là à la sismicité (Jouanne et al., 1995). Les premières mesures de taux de déformation (triangulation et GPS) sont réalisées dans l'objectif de comprendre comment s'accommodent cette convergence (Jouanne et al., 1995; Ferhat et al., 1998; Calais et al., 2000b).

La création de catalogues de mécanismes aux foyers a montré des cinématiques en failles normales et décrochantes dans la chaîne. Les hypothèses avancées pour expliquer ces mécanismes

aux foyers ont d'abord été d'origine tectonique à grande échelle, associée à la présence de nappes « libres » (e.g. Ritz, 1992). Certaines études pointent l'action combinée de ces forces tectoniques associées à des mécanismes de rééquilibrages isostatiques Baroux et al. (2001) ou à de l'effondrement gravitaire (Dewey, 1988).

Depuis que les analyses géodésiques ont permis d'affirmer que le centre des Alpes Occidentales ne montre pas de raccourcissement mais plutôt une extension (qui s'exprime par la divergence des vitesses horizontales) associée à une sismicité en faille normale et en décrochement, les hypothèses de processus à l'origine de la déformation majoritairement avancées peuvent être divisées en deux catégories :

- La réponse isostatique à des redistributions de masses de surfaces (e.g. érosion-sédimentation ; rebond postglaciaire)
- Les processus profonds, à travers des réponses de la lithosphère au détachement du panneau plongeant Eurasie ou à la convection mantellique.

Le rebond isostatique glaciaire a rapidement été considéré comme processus actif dans les Alpes (Gudmundsson, 1994) : en effet, les vitesses de soulèvement les plus importantes ( $>1 \text{ mm.a}^{-1}$ ) sont localisées sous les traces du dernier maximum glaciaire de la calotte Würm (Chéry et al., 2016; Mey et al., 2016). Stocchi et al. (2005) estime une contribution du rebond postglaciaire jusqu'à  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$  dans le soulèvement actuel à travers une modélisation du niveau marin relatif, réévaluée à  $0,5 \text{ mm.a}^{-1}$  par Spada et al. (2009). Barletta et al. (2006) pointent également la contribution des fontes de glacier actuel, cette part pouvant atteindre localement  $0,4 - 0,5 \text{ mm.a}^{-1}$ , et celle du petit âge glaciaire d'environ  $0,3 \text{ mm.a}^{-1}$ .

Les études plus récentes estiment une part plus importante du rebond postglaciaire dans le soulèvement des Alpes : Mey et al. (2016) propose sur la base d'un modèle flexural une part de l'ajustement isostatique glaciaire de l'ordre de 90% du signal vertical, tandis que Chéry et al. (2016) expliquent entièrement du soulèvement en incluant des variations latérales de rhéologies dans un modèle de rebond postglaciaire. Aucune de ces études ne s'intéresse aux taux de déformation générés par le rajustement postglaciaire.

L'extension sismique au coeur des chaînes de montagnes (section 2.3) a pu être interprété par le passé comme de l'effondrement gravitaire (e.g. Ménard and Molnar, 1988; Champagnac et al., 2006). Avouac and Burov (1996) proposent que l'érosion soit un mécanisme prépondérant sur l'effondrement gravitaire. Champagnac et al. (2008) ) suggèrent que le rebond isostatique engendré par l'érosion des reliefs soit à l'origine de la moitié du basculement de surfaces géomorphologiques dans les Alpes Occidentales. En modélisant la réponse lithosphérique à l'érosion, Vernant et al. (2013) proposent ce processus externe comme source de sismicité en extension dans les Alpes malgré un contexte global en raccourcissement.

Comme montré en section 2.2, la tomographie a permis de mettre en évidence la présence d'un panneau plongeant sous les Alpes Occidentales, partiellement ou totalement détaché. Le détachement de ce panneau plongeant provoquerait à la fois un soulèvement de la lithosphère en raison des forces de restauration et de la convection mantellique (e.g. Sternai et al., 2019). Mathey et al. (2021) proposent une action conjointe du détachement du panneau plongeant et de la rotation de la plaque Adria pour expliquer l'extension sismique observée dans le coeur des Alpes Occidentales ainsi que la compression dans la plaine du Pô. Une étude multifactorielle est proposée par (Sternai et al., 2019, fig. 2.9), dans laquelle le rebond postglaciaire, l'érosion (à l'échelle de plusieurs millions d'années) et les processus profonds sont testés pour expliquer le soulèvement des Alpes et l'extension sismique (l'extension géodésique n'est pas considérée). Cette étude pointe la difficulté de quantifier la part des processus profonds dans le signal actuel de par la variabilité des réponses modélisées.

Les auteurs estiment qu'une contribution de 40 à 50 % du soulèvement pourrait être attribuée à la combinaison déglaciation – érosion (fig. 2.9). Cependant, certaines paramétrisations permettraient d'estimer jusqu'à 100% du soulèvement juste avec la déglaciation (fig. 2.9, ligne pointillée bleue), attribuant donc une part bien plus importante au processus de surface. De plus, l'aspect « piqué » du soulèvement alpin qui suit la topographie (e.g. Nguyen et al., 2016; Sánchez et al., 2018) ne semble pas aller dans le sens d'une origine profonde (qui sont de plus grande échelle). Le choix est fait d'étudier l'impact des processus de surfaces, les processus profonds ne seront donc pas pris en compte dans cette thèse.

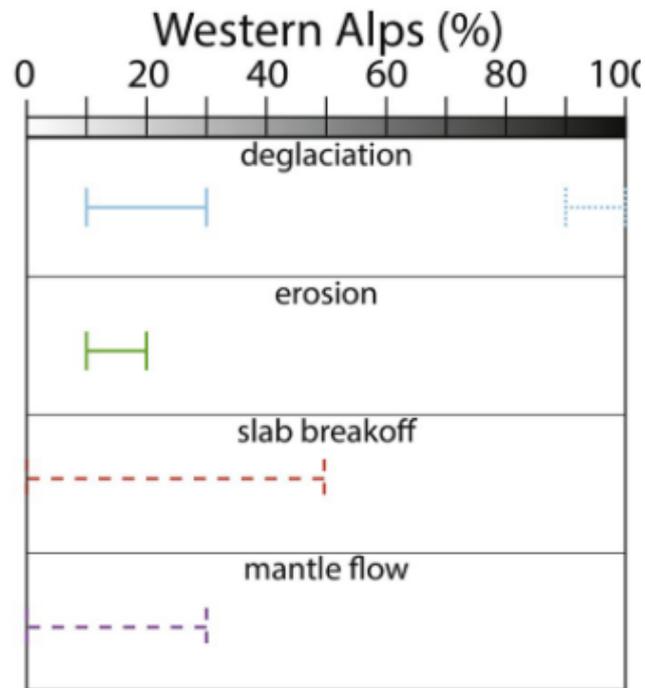


FIGURE 2.9 – Part des différents processus estimés dans le soulèvement des Alpes, d’après Sternai et al. (2019)

## 2.6 Conclusion

Les Alpes Occidentales présentent un sujet d’étude complexe avec un grand nombre de structures héritées et des signaux géodésiques et sismologiques dont l’origine est difficile à associer à un processus unique. Seules deux processus précédemment cités seront testés dans le cadre de cette thèse, à savoir le rebond postglaciaire (chap. 5) et le transport de masse Holocène (chap. 6). Ces processus sont spécifiquement appliqués au cas des Alpes Occidentales par une comparaison de données géodésiques et le calcul de leurs effets sur la sismicité. Pour avoir des champs de taux de déformation sur les Alpes Occidentales les plus récents possibles, le prochain chapitre présente une réévaluation des champs GNSS, à travers l’analyse d’un réseau large et dense (>1000 stations), en effectuant un traitement massif de données.

## Chapitre 3

# Estimation des taux de déformation actuels dans les Alpes Occidentales

## Analyse comparative entre 3 jeux de données GNSS

Ce chapitre vise à apporter une expertise sur les déformations actuelles dans les Alpes Occidentales à l'aide de mesure GNSS. Il retrace les méthodes et traitements mis en place pour l'analyse, ainsi qu'une comparaison de 3 jeux de données différents. Ce chapitre a fait l'objet d'un rapport réalisé dans le cadre du projet SIGMA2 (*Scientific Committee meeting* de Novembre 2021).

### 3.1 Introduction

Comme présenté précédemment, les Alpes Occidentales sont l'une des zones les plus sismiquement actives en France métropolitaine (fig. 1.2). La compréhension des processus à l'origine de la sismicité est un enjeu complexe dans cette région (cf. chap. 2). Afin d'analyser les déformations dans la zone et d'apporter des contraintes sur les modélisations de processus de surface, il est important de pouvoir caractériser au mieux les vitesses et taux de déformation actuels dans les Alpes Occidentales (GNSS). Ainsi, les modèles réalisés dans la suite de la thèse peuvent être comparés à des observables actuels.

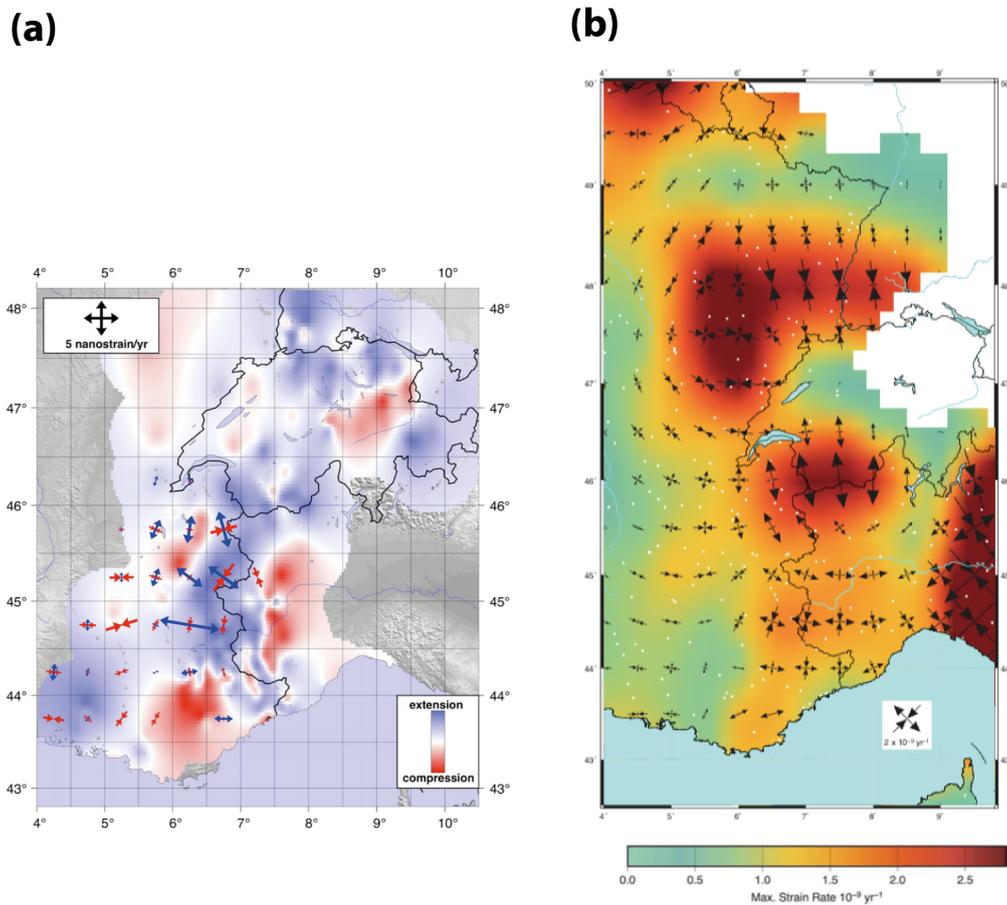


FIGURE 3.1 – Taux de déformation dans les Alpes Occidentales d’après (a) Walpersdorf et al. (2018) et (b) Masson et al. (2019b).

Il est compliqué de caractériser précisément le signal GNSS en France, en raison des faibles vitesses et déformations (respectivement  $< 0,5 \text{ mm.a}^{-1}$  et  $< 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ; Masson et al., 2019b). Les vitesses verticales dans les Alpes sont l’une des seules zones montrant un signal significatif ( $> 1 - 1,5 \text{ mm.a}^{-1}$ , e.g. Sánchez et al., 2018). En revanche, les taux de déformations GNSS dans

la zone d'étude sont faibles, ce qui les rend difficile à distinguer du bruit de mesures (de l'ordre de  $10^{-9}$  a<sup>-1</sup>, chap. 2.4). De plus, la topographie de la zone ne permet pas une répartition homogène des stations, ce qui rajoute à la complexité. Même si les différentes études s'accordent sur la présence de taux d'extensions dans les Alpes Occidentales (e.g. Masson et al., 2019b; Walpersdorf et al., 2018, fig. 3.1), il n'y a pas de consensus sur les formes et les amplitudes de ces taux de déformation. La caractérisation précise des taux de déformation actuels, et leur variabilité spatiale, est un point fondamental pour comprendre les origines de la déformation.

L'amélioration de l'instrumentation GNSS ainsi que la longue période de temps sur laquelle les données sont disponibles (durée moyenne des série = 7 ans dans l'étude de Masson et al., 2019b) permettent une résolution de l'ordre de  $10^{-9}$  a<sup>-1</sup> (Walpersdorf et al., 2018; Masson et al., 2019b). Masson et al. (2019a) définissent à partir de champs de vitesses synthétiques un seuil de détection de taux de déformation à  $0,35 \times 10^{-9}$  a<sup>-1</sup>. Les taux de déformations calculés sur les Alpes françaises varient d'une extension pure de  $3,15 \times 10^{-9}$  a<sup>-1</sup> (Walpersdorf et al., 2018, fig. 3.1.a) à un décrochement de  $1,6 \times 10^{-9}$  a<sup>-1</sup> (Masson, 2019, fig. 3.1.b). Sur la carte de Masson et al. (2019b), le maximum d'extension est localisé dans le sud de la Suisse ( $3 \times 10^{-9}$  a<sup>-1</sup>). Même si les deux études indiquent des taux d'extension GNSS dans les Alpes Occidentales associés à du décrochement dans les Alpes françaises, une variabilité importante existe entre ces deux études dans les amplitudes et les localisations des patches de taux de déformation. Ces variabilités dans les taux de déformation peuvent être expliquées par la différence dans les jeux de données (e.g. positions des stations) et dans la méthode de calcul des taux de déformation.

L'objectif principal de cette étude est d'identifier un modèle robuste de taux de déformation par la réévaluation des vitesses horizontales GNSS (section 3.2.1) avec des données récentes, le post-traitement des champs de vitesses (section 3.3) et la comparaison de différents jeux de données afin d'identifier un signal commun (section 3.4). Les trois jeux de données utilisés sont constitués d'un grand nombre - et d'une densité élevée - de stations pour identifier les signaux communs dans les Alpes Occidentales. On apporte par le biais de cette étude une analyse comparative de 3 champs de vitesses calculés à partir de 3 réseaux différents. Les champs de vitesses utilisés sont :

- Un champ de vitesses que j'ai calculé à partir des séries temporelles de positions fournies

en ligne par le **Nevada Geodetic Laboratory (NGL)**. Il est présenté en section 3.2.1.

- Le champ de vitesses calculé par Christine Masson dans le cadre de sa thèse (Masson, 2019) au laboratoire **Géosciences Montpellier (GM)**, décrit en section 3.2.2.
- Un champ de vitesses combinées communiqué et calculé par Elmar Brockmann de **Swiss-Topo (ST)** présenté en section 3.2.3.

Chaque jeu de données est détaillé en section 3.2. Le même processus d'extraction de taux de déformation est appliqué sur les différents champs de vitesses et présenté en section 3.3.2. La synthèse finale est présentée en section 3.4.3.

## 3.2 Champs de vitesses

### 3.2.1 Nevada Geodetic Laboratory (NGL)

Le Nevada Geodetic Laboratory (NGL) fournit des séries temporelles de positions (Blewitt et al., 2018) calculées avec Gipsy X (Bertiger et al., 2020). Le calcul est réalisé à l'échelle globale sur toutes les données GNSS disponibles en ligne en utilisant les produits du Jet Propulsion Laboratory (JPL) avec la méthode dite de « *Precise Point Positioning* » (PPP), dans le système de référence IGS14.

1285 stations sont utilisées, réparties sur une dizaine de pays, sur une période d'enregistrement de 1998 à 2021. Néanmoins, la distribution des stations est hétérogène. Certains pays présentent une forte densité de stations (comme la France, l'Allemagne ou l'Italie), tandis que pour d'autres pays, seulement quelques stations sont disponibles (comme la Suisse, l'Autriche ou la Croatie). La localisation des stations est montrée en figure 3.2. Les traitements effectués sur les séries temporelles sont présentés en section 3.2.1.1. Les champs de vitesses et les critères pour définir les valeurs aberrantes (appelés « *outliers* ») sont présentés en section 3.3.1.

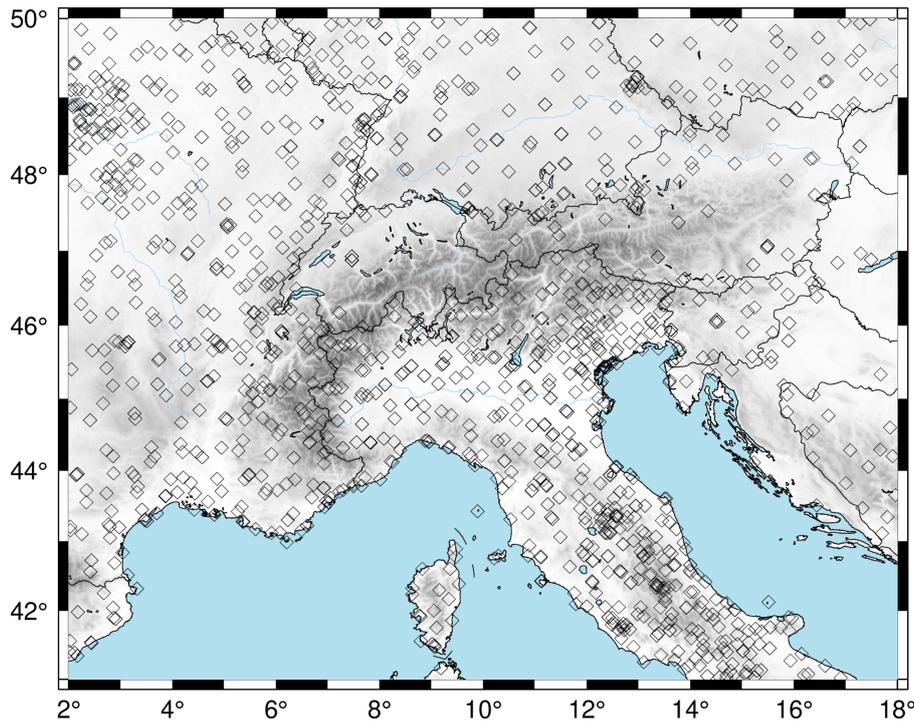


FIGURE 3.2 – Localisation des stations utilisées pour l’analyse des séries temporelles du jeu de donnée NGL.

### 3.2.1.1 Calcul des séries temporelles

Les séries temporelles sont analysées à partir du fichier de position 3D à l’aide d’un code développé par C. Masson et S. Mazzotti (*modppp6.R*, Masson, 2019) : Ce code permet la détection automatique des sauts (qui peuvent être causés par les changements d’antennes, les séismes, etc.) dans les séries. Cette méthode de détection est basée sur une inversion simultanée des positions sur les 3 composantes, en testant des sauts artificiels tous les 20 jours (Masson et al., 2019a). Le traitement par détection automatique permet le traitement d’un grand nombre de séries temporelles sur lesquelles les potentielles informations sur les dates et causes des sauts ne sont pas disponibles. Les vitesses et les caractéristiques du bruit sont également calculées avec ce code.

Les paramètres de sélection pour définir la qualité des séries sont la durée, la complétude (qui est généralement aussi un indicateur de la continuité de la série) et la dispersion (représentée par le RMS « *Root Mean Squares* » de la dispersion). Les statistiques de ces paramètres (pour le jeu de données NGL) sont présentées en figure 3.3. Comme le nombre de fichiers est important (1285 stations dans la région d’intérêt), un premier filtre automatique est appliqué sur ces caractéristiques pour définir un jeu de données fiable. Des valeurs seuils sont définies

pour chaque paramètre. L'objectif de ce filtre est de rejeter les stations considérées comme peu fiables. Le choix des valeurs seuils est défini comme suit (fig. 3.3) :

- *Les stations d'une durée de moins de 2 ans* (90 stations) : En dessous de 2 ans, la série temporelle est considérée comme peu représentative de la vitesse long-terme (e.g. Blewitt and Lavallée, 2002; Masson et al., 2019a).
- *Les stations dont la complétude est inférieure à 50%* (123 stations) : Les données de campagnes ou les séries non-continues présentent des faibles valeurs de complétudes. On définit ainsi un sous jeu de données de stations permanentes en rejetant les stations avec une valeur de complétude inférieure à 50%. Les séries non-continues sont réutilisées par la suite, mais en utilisant un traitement différent que le reste des stations (section 3.2.1.2).
- *Les séries présentant une forte dispersion* (13 stations) : Une station est rejetée si la dispersion de l'une de ses composantes est élevée. Le RMS est utilisé ici comme une définition de la dispersion. Les séries présentant des RMS dans les 1% les plus élevés sont rejetées.

Ce filtre rejette 226 stations, c'est à dire 18% du jeu de données total. La localisation des stations non rejetées par ce filtre est montrée en figure 3.4.a. La densité de ce sous-réseau est hétérogène, avec une forte densité dans le sud et l'ouest des Alpes (sauf pour la Suisse), et une faible densité dans le nord et l'est des Alpes.

Le détail des localisations des stations rejetées est présenté en figure 3.4.b. Une grande part de ces stations est localisée dans le sud de l'Allemagne. Elles ont été rejetées de par leurs faibles valeurs de complétude puisqu'il s'agit, pour la majorité, de stations de campagne. Ce filtre automatique ne permet pas une résolution suffisante pour étudier la déformation à l'échelle des Alpes. Même si dans le reste de cette thèse, les travaux se concentrent sur les Alpes Occidentales, il est important d'avoir une bonne résolution sur le sud de l'Allemagne pour éviter les effets de bord dans les calculs de taux de déformation. Les séries temporelles avec une faible valeur de complétude (qui avait été, dans un premier temps, rejetées par le filtre automatique) sont donc retenues et traitées de manière plus spécifique (« *données non-continues* »).

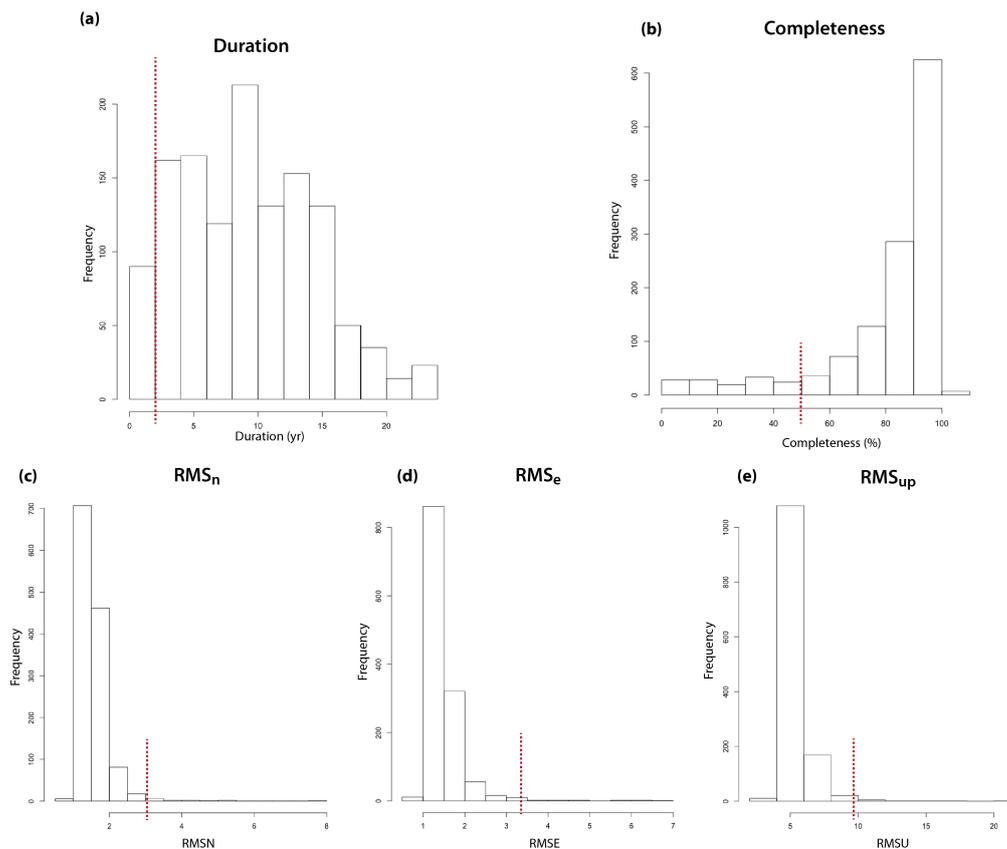


FIGURE 3.3 – Histogramme des statistiques sur les paramètres du jeu de données. Les lignes pointillés rouges représentent le seuil d’acceptabilité de chacun de ces paramètres. (a) Durée (rejetée si  $T < 2$  a) (b) Complétudes (rejetée si  $C < 50\%$ ) (c) RMS sur la composante nord (rejetée si  $RMSN > 3,1$  mm) (d) RMS sur la composante est (rejetée si  $RMSE > 3,35$  mm) (e) RMS sur la composante verticale (rejetée si  $RMSU > 9,7$  mm)

### 3.2.1.2 Type de séries

Deux différents types de traitements sont appliqués. La détection automatique des sauts et la correction systématique de signaux saisonniers sont calculées avec *modppp6.R* sur les stations permanentes (stations non-rejetées par le filtre automatique, figure 3.4.a). Ce traitement est présenté en section « *stations permanentes* ». On définit comme « données éparses » les séries des stations avec une complétude inférieure à 50% (point rouge sur la figure 3.4.b), sur lesquelles on applique un traitement spécifique, présenté dans la section « *données non-continues* ».

#### Stations Permanentes

Le sous-jeu de données de stations permanentes est constitué de 1059 stations, avec des durées d’enregistrement comprises entre 2 et 23 ans (durée moyenne = 10 ans). Un exemple de séries temporelles (ARLO) est présenté en figure 3.5. Seul le traitement automatique réalisé

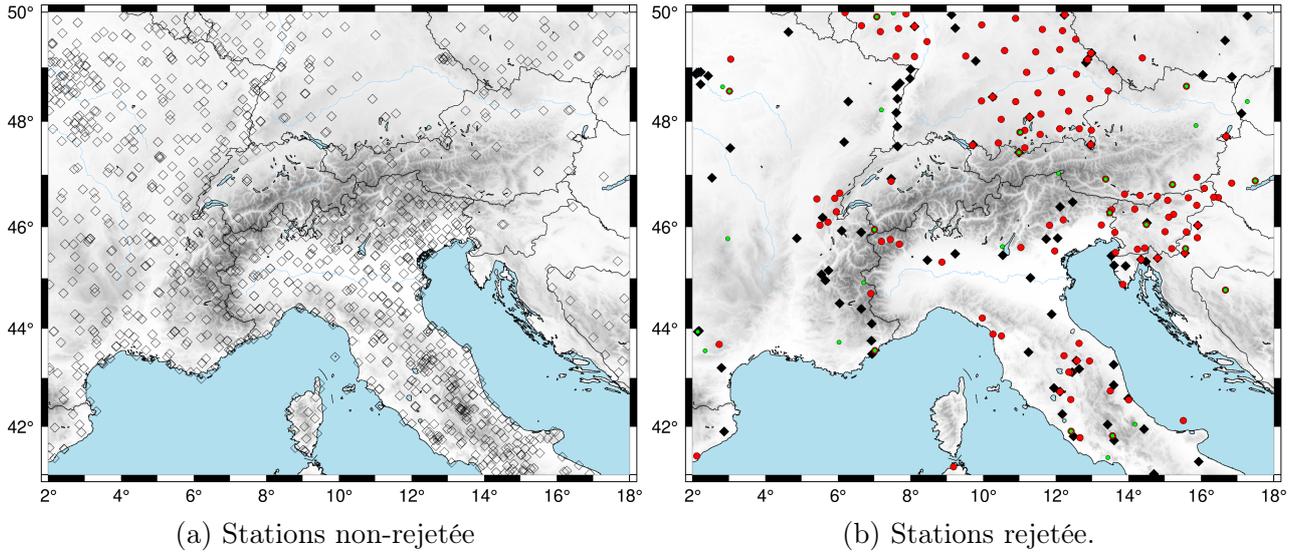


FIGURE 3.4 – Localisation des stations non-rejetées (a) et rejetées (b) par le filtre automatique. Diamant noir : durée inférieure à 2 ans ; Point rouge : complétude inférieure à 50% ; point vert : forte dispersion.

avec *modppp6.R* est appliqué sur ces séries. Pour chacune des stations, un modèle de vitesse est calculé (figure 3.5, ligne rouge), ainsi que les signaux saisonniers et semi-saisonniers (figure 3.5, ligne verte) et les sauts (figure 3.5, ligne violette).

Les incertitudes sur les vitesses associées à chaque station sont calculées à partir de la formule du bruit colorée d’après Williams (2003) : les incertitudes moyennes pour les composantes Nord et Est sont respectivement  $0,35 \text{ mm.a}^{-1}$  et  $0,25 \text{ mm.a}^{-1}$ . Sur la composante verticale, l’incertitude moyenne est de  $0,5 \text{ mm.a}^{-1}$ . Les vitesses sont calculées dans le référentiel Eurasie défini par la rotation Eurasie / IGS14 (Kreemer et al., 2014, fig. 3.7, flèches noires).

### Données non-continues

123 stations ont été rejetées par le filtre automatique en raison de leurs faibles valeurs de complétude (section 3.2.1.1). Fréquemment, les très faibles valeurs de complétude représentent des discontinuités dans l’enregistrement de la station. Un exemple d’une série temporelle non-continue est présenté en figure 3.6.

Sur ces 123 stations, 44 présentent moins de 5 ans de mesures : cette durée est considérée ici comme trop courte pour être fiable, pour des données éparses. Une analyse spécifique sur les

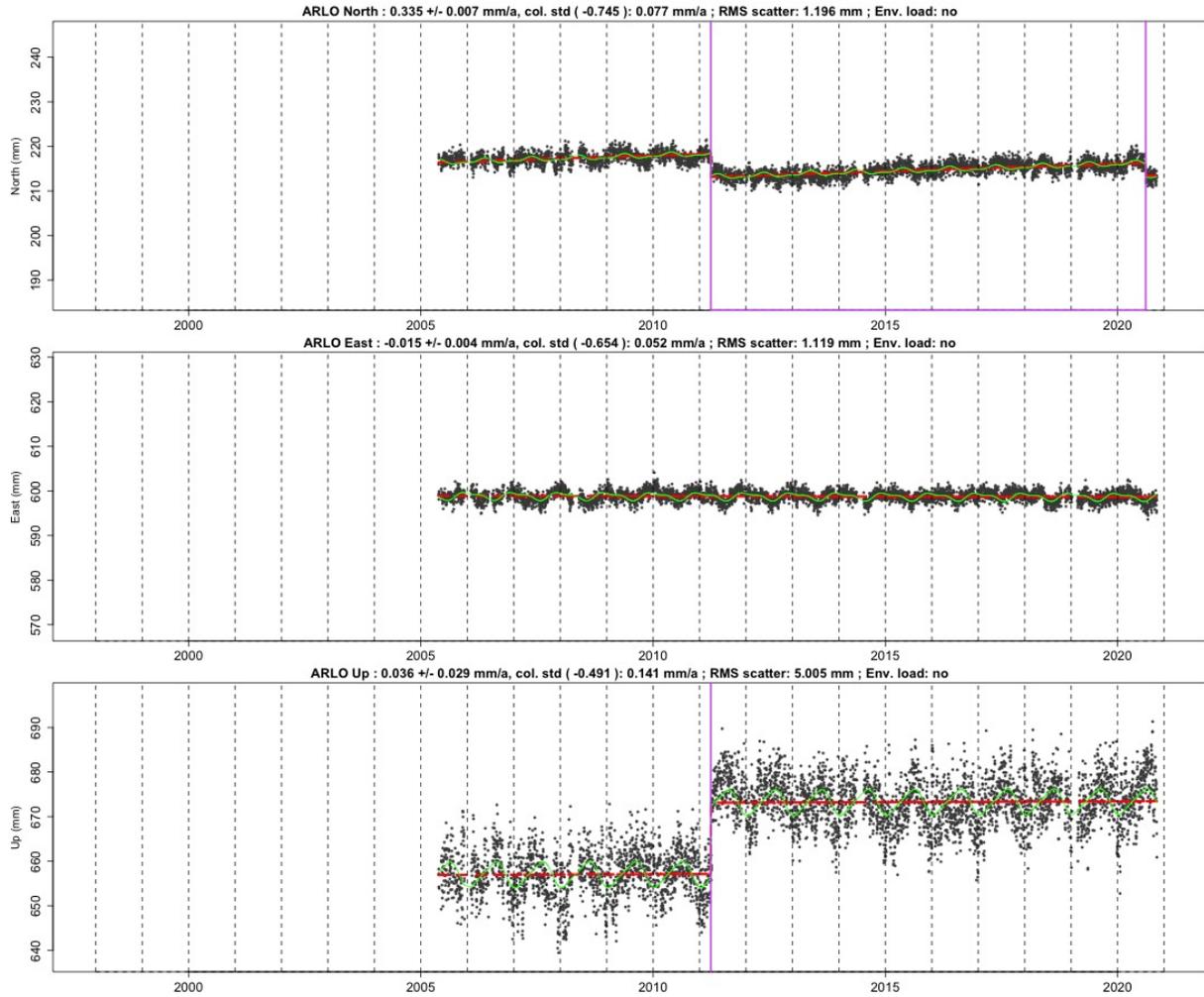


FIGURE 3.5 – Exemple d’une série temporelle issue d’une station permanente, avec un enregistrement continu (ARLO). Ligne rouge : modèle de vitesse ; Ligne verte : modèle de signaux saisonniers ; ligne violette : saut dans la série.

79 stations restantes est effectuée. Après vérifications au cas par cas, 15 stations sont rejetées parce que les séries temporelles ne sont pas considérées comme suffisamment robustes (e.g. trop bruitées). Le sous-jeu final des données non-continues est constitué de 64 stations. Le champ de vitesse calculé est représenté en figure 3.7 (flèches bleues).

Les incertitudes sur les vitesses ( $\sigma_F$ ) des données éparées sont calculées avec la formule de Mao et al. (1999) pour un modèle de bruit dit « *flicker noise* » (indice spectrale = -1) :

$$\sigma_F = \frac{\alpha \times RMS^2 \times 1,78}{g^{0,22} \times T^2} \quad (3.1)$$

avec  $g$  la complétude,  $T$  la durée,  $\alpha$  un facteur multiplicateur. Les valeurs de  $\alpha$  utilisées sont

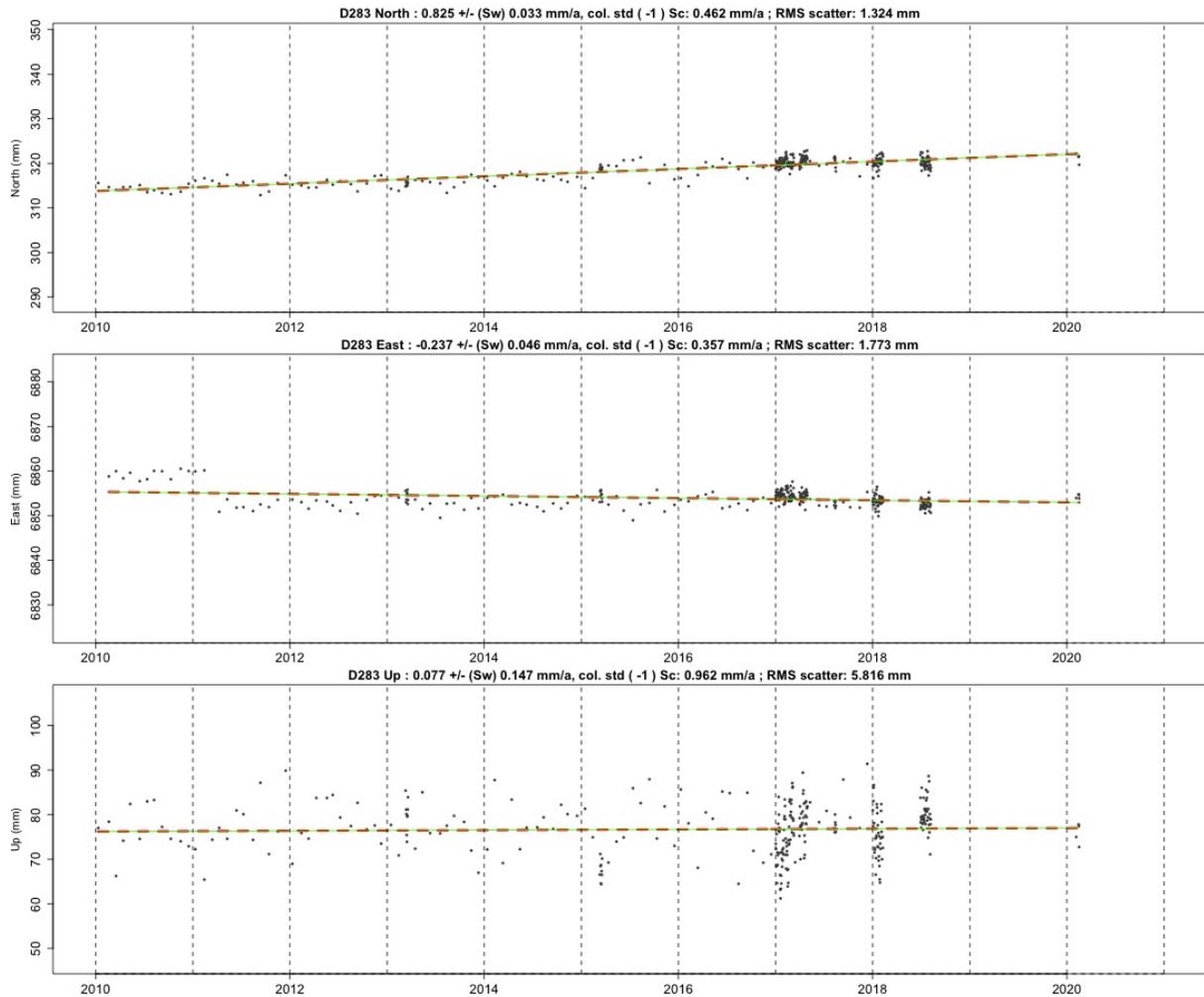


FIGURE 3.6 – Exemple de série temporelle issue d’une station à l’enregistrement non-continue (D266).

celles de l’étude de Tarayoun (2018) :  $\alpha_N = 14,7$ ,  $\alpha_E = 4,8$  et  $\alpha_U = 3,3$ , calibrées par comparaison avec des séries permanentes. Ces valeurs sont validées ici en comparant les incertitudes de 15 stations avec des durées d’enregistrement de plus de 10 ans et des complétudes supérieures à 90%. La différence entre les incertitudes calculées avec les formules de Williams (2003) et Mao et al. (1999) sont de  $0,1 \text{ mm.a}^{-1}$  pour la composante Nord,  $0,05 \text{ mm.a}^{-1}$  pour la composante Est et  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$  pour la composante verticale.

Pour les sections suivantes, les deux sous-jeux sont traités de la même façon comme appartenant au même jeu de données : le champ de vitesse NGL final (fig. 3.7) est composé de 1123 stations.

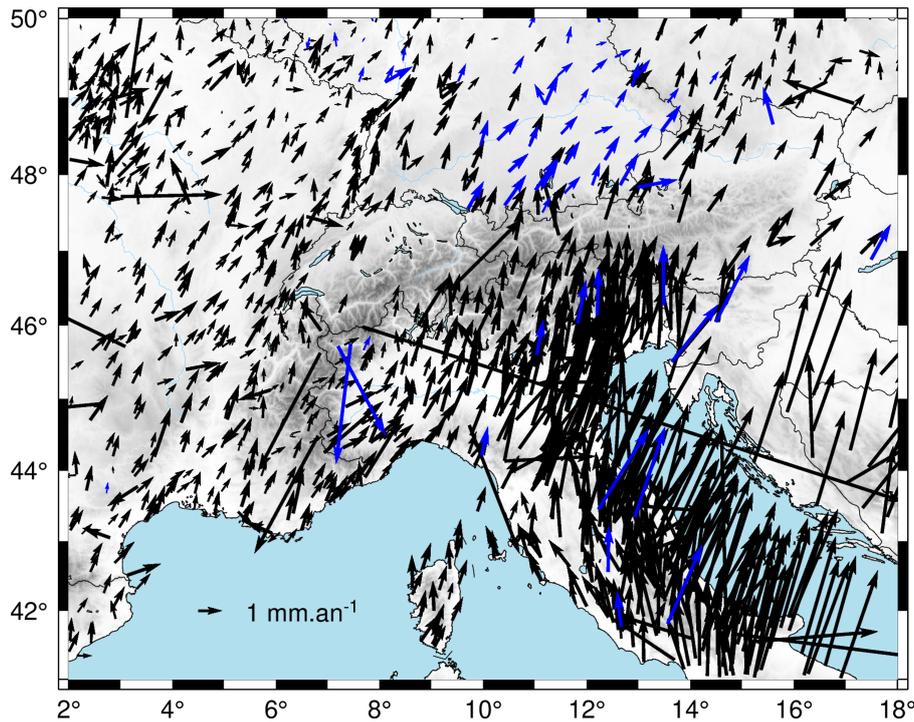


FIGURE 3.7 – Champ de vitesse NGL, issu du traitement automatique des stations permanentes (flèches noires) et de l’analyse des stations avec un enregistrement non-continue (flèches bleues). Référentiel = Eurasie.

### 3.2.2 Géosciences Montpellier (GM)

Christine Masson (Géosciences Montpellier) a effectué un traitement homogène sur un réseau dense de 1443 stations GNSS (Masson et al., 2019a) sur l’ensemble de la France métropolitaine et des régions limitrophes. Cette étude a permis une amélioration dans la résolution des champs GNSS dans ces zones à faible déformation (incertitudes de l’ordre de  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$ ). Le champ de vitesse a été calculé en PPP (*Precise Point Positioning*) avec le code CSRS-PPP, développé par le Canadian Geodetic Survey of Natural Ressources Canada (NRCan-CSRS Kouba and Héroux, 2001). Ce code de calcul n’est à l’heure actuelle plus maintenu.

Les données de stations proviennent de réseaux publics (RENAG, IGN\_RGP, EUREF...) et privés (Orpheon, TERIA, SAT-INFO), localisés essentiellement en France. Certaines stations sont cependant localisées en Italie, en Espagne, en Belgique... Les données s’étendent de 1998 à 2016, avec une durée d’enregistrement moyenne de 7,9 ans. Le champ de vitesse a été calculé dans le référentiel Igb08. Une rotation a été effectuée a posteriori afin de mettre le champ de vitesse dans un référentiel « France ».

Pour les parties suivantes, l'étude se focalise sur les Alpes et n'utilise donc que 925 stations de cette analyse (appelé par la suite champ de vitesse « *GM* »).

### 3.2.3 SwissTopo (ST)

Les données du territoire Suisse (fichiers Rinex ou les séries temporelles de position) ne sont pas disponibles. Par conséquent, les champs de vitesses de GM et NGL présentent un déficit de données au niveau de la Suisse. Ce manque de donnée influence fortement l'interprétation de la déformation GNSS dans les Alpes Occidentales (Masson, 2019).

Dans le but de corriger le problème induit par ce déficit, on utilise un champ de vitesse communiqué par Elmar Brockmann. Ce champ est calculé par le Federal Office of Topography (SwissTopo, appelé par la suite « *ST* »). Il est constitué de 31 stations permanentes du réseau AGNES, et les vitesses sont calculées dans un référentiel suisse (LV95). Le champ de vitesses complet a été calculé par E. Brockmann en combinant ces 31 stations aux données disponibles des pays voisins. Ainsi, le champ de vitesse ST est une combinaison de 33 champs de vitesses disponibles indépendants, incluant le champ de vitesses GM. Il est donc constitué de champs de vitesses dont les méthodes de traitement, les calculs de vitesses et les incertitudes sont hétérogènes. Cependant, ce jeu de données offre l'avantage de présenter une forte densité de station au niveau de la Suisse, dans notre zone d'étude.

Le champ de vitesse final ST est composé de 4817 stations, réparties sur l'ensemble de l'Europe de l'Ouest, dont 806 dans la région des Alpes.

## 3.3 Post-traitement des jeux de données

Pour rappel, les trois jeux de données sont résumés ici :

- **Géosciences Montpellier (GM)** : Champ de vitesses par Masson et al. (2019a), calculé avec CSRS-PPP, développé par NRCan (Kouba and Héroux, 2001) et analysé avec le code *modppp6.R*. 925 stations ont été analysées, entre 1998 et 2016.
- **Nevada Geodetic Laboratory (NGL)** : Champ de vitesses d'après Blewitt et al. (2018) calculé avec GipsyX (Bertiger et al., 2020). 1123 séries temporelles ont été calcu-

lées dans le cadre de cette étude avec *modppp6.R*, d'une durée moyenne de 10 ans. Tous les traitements mis en place pour obtenir ce champ de vitesses sont présentés en section 3.2.1.

- **SwissTopo (ST)** : Champ de vitesses calculé et transmis par E. Brockmann, d'après la combinaison de différents champs de vitesses disponibles (4817 stations).

Les traitements appliqués sur les champs de vitesses sont décrits en section 3.3.1. Dans un premier temps, les champs de vitesses sont mis dans le même référentiel (section 3.3.1.1). Ensuite, les valeurs aberrantes (appelées « *outliers* ») sont détectées et rejetées des jeux de données (section 3.3.1.2). La méthode d'extraction des taux de déformation est présentée en section 3.3.2. Chaque traitement est appliqué sur l'ensemble des jeux de données. Néanmoins, comme l'étude se concentre sur les Alpes Occidentales, seule cette région est présentée dans la prochaine section. Le nombre de stations dans la région d'intérêt (longitude comprise entre 3° et 10°, latitude comprise entre 42° et 50°) est de 430 stations pour NGL, 806 stations pour ST et 266 pour GM.

### 3.3.1 Post traitement sur les champs de vitesses

#### 3.3.1.1 Rotation

Chaque champ de vitesses ayant été calculé indépendamment, les trois champs ne sont pas dans le même référentiel. Dans le but de les comparer, il est nécessaire de pouvoir les analyser dans un référentiel commun. Un sous-jeu de données de 310 stations communes aux trois jeux de données est défini. Les stations de ce sous-jeu dans la zone d'étude sont présentés en figure 3.8 (losange noir).

Une rotation est calculée à partir de ce sous-jeu de données sur les trois champs de vitesses, qui définissent donc une zone considérée comme « stable ». Plusieurs itérations sont calculées en supprimant dans le calcul de la rotation les valeurs extrêmes, d'après la définition de valeurs aberrantes de Tukey (1977) :

$$res \geq q_3 + 1,5 \times (q_3 - q_1) \quad (3.2)$$

où  $q_1$  et  $q_3$  sont respectivement le premier et le troisième quartiles et  $res$  les résidus. La solution

de ce calcul est stable après 4 itérations. Les champs de vitesses après rotations sur le sous-jeu de données sont présentés en figure 3.8.

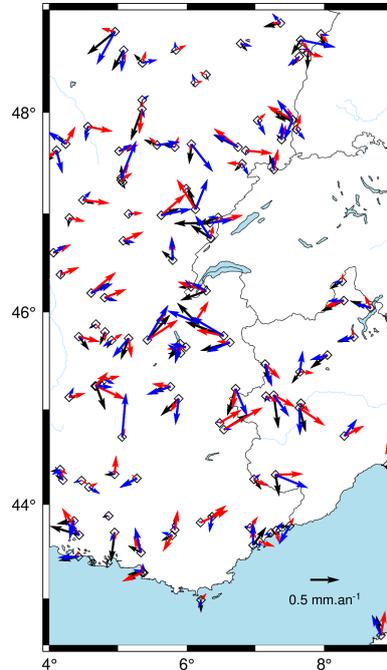


FIGURE 3.8 – Champs de vitesses après rotation sur les stations communes. Rouge = GM ; Bleue = NGL ; Noire = ST.

### 3.3.1.2 Valeurs aberrantes

L'objectif étant d'étudier les déformations tectoniques à l'échelle des Alpes Occidentales, il est nécessaire de s'affranchir des effets des processus locaux (exemple : extraction de ressources, processus gravitationnel...) ou des instabilités des sites qui peuvent affecter les stations. Ces processus peuvent générer des signaux indépendants des tendances régionales, qu'on définit comme *outliers*. Afin d'éviter les erreurs liées aux outliers dans le calcul des champs finaux, il est important de nettoyer le jeu de données de ces valeurs aberrantes. Les outliers sont détectés et supprimés du jeu de données après rotation.

Une station est considérée comme outlier si la vitesse d'au moins une de ses composantes est trop éloignée de la distribution générale des vitesses (version étendue de l'équation 3.2, Tukey (1977)) :

$$vel \leq q_1 - 1,5 \times (q_3 - q_1) \quad (3.3)$$

$$vel \geq q_3 + 1,5 \times (q_3 - q_1) \quad (3.4)$$

avec  $vel$  la vitesse qui définit une station comme outlier.

Pour prendre en compte les variations spatiales dans le signal de vitesses, la définition des outliers se fait sur des clusters régionaux de stations. Ces clusters sont principalement définis par la position des stations (les stations doivent être dans la même région), avec une faible contribution des vitesses (la vitesse a une pondération de 0,1 dans la définition des clusters) : ainsi, les clusters obtenus sont essentiellement régionaux, mais présentent des vitesses cohérentes entre elles. Ces clusters sont définis avec la méthode de clustering k-means que Masson et al. (2019b). Un exemple de division par cluster est présenté en figure 3.9. Le nombre de clusters pour chaque jeu de données a été sélectionné afin que la dimension moyenne de ces clusters soit de 350 km.

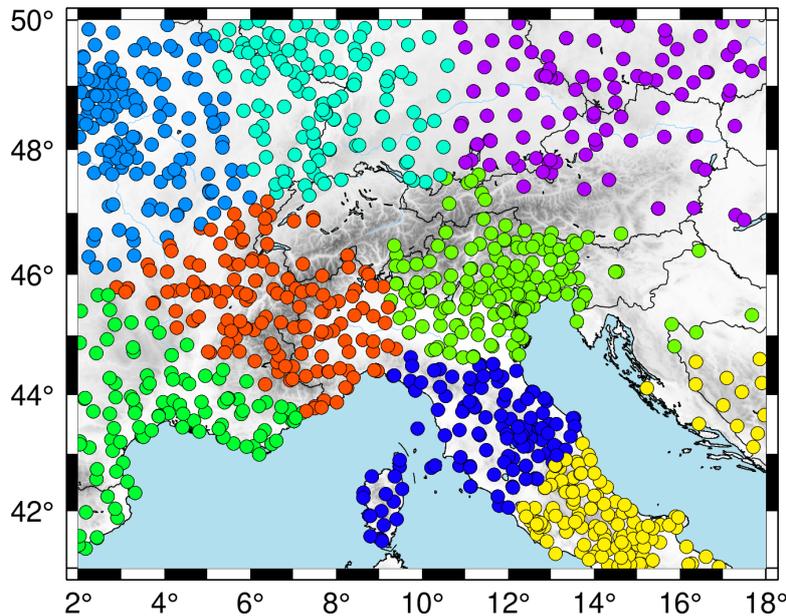


FIGURE 3.9 – Exemple de distribution de cluster sur le champ de vitesses NGL. Ici, le nombre total de station a été divisé en 8 clusters. Le diamètre moyen des clusters est de 350 km.

La détection d’outliers est effectuée 30 fois sur chaque jeu de données. À chaque itération, les clusters sont redéfinis. Ainsi, les stations ne vont pas être systématiquement associées aux mêmes clusters, ce qui, à chaque itération, va faire varier le seuil de définition des outliers. Au final, une station considérée comme outlier dans 90% des itérations est rejetée du jeu de données.

J'ai appliqué cette méthode de détection sur les champs de vitesses NGL et ST :

- **NGL** : 96 outliers détectés sur 1123 stations (8% du jeu de données). Un exemple de détection d'outlier est présenté en figure 3.10.
- **ST** : 314 outliers détectés sur 5131 stations (6% du jeu de données).

Le jeu de donnée GM avait déjà été corrigé des outliers à l'aide d'une méthode très similaire réalisée par C. Masson. Le seuil de définition des outliers avait également été défini à l'aide des équations 3.3 et 3.4, mais sur l'entièreté du jeu de données (pas de définition de cluster). Puis, dans un second temps, les détections d'outliers avaient été calculées à l'aide de la distance de Mahalanobis. J'ai testé cette méthode sur un champ synthétique de bruit (aucun signal tectonique, bruit synthétique créé à partir des caractéristiques de bruit de données réelles). Ce test a montré que les deux méthodes sont pareillement efficaces : le bruit sur les vitesses horizontales est réduit de 75% (écart-type sur les composantes est et nord).

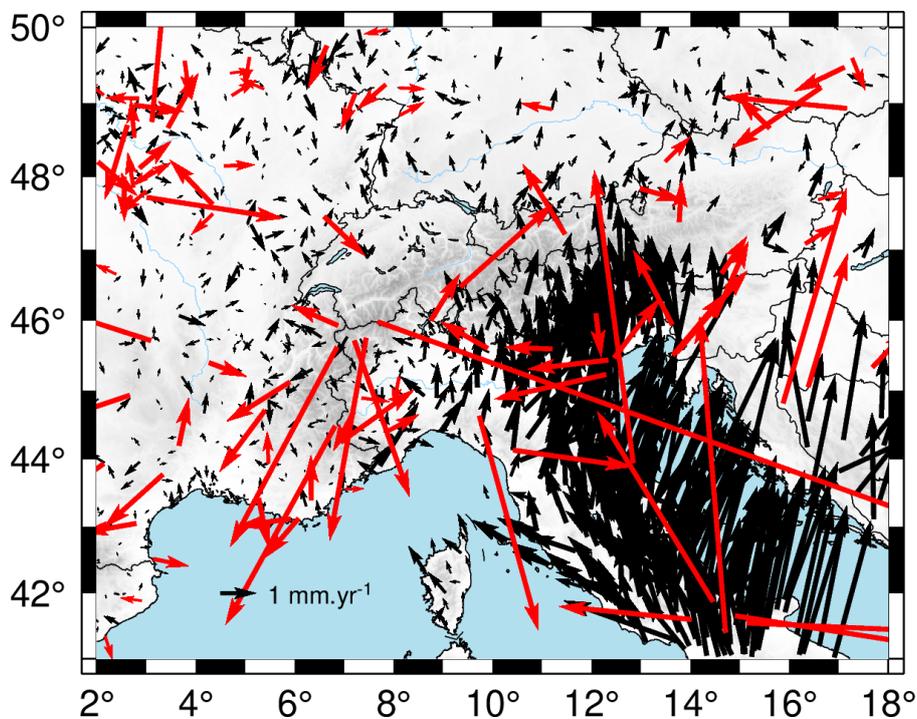


FIGURE 3.10 – Exemple de détection d'outliers dans un champ de vitesses brut (NGL, référentiel : stations communes des 3 jeux de données). Les outliers sont représentés par des flèches rouges, et sont supprimés du jeu de données finale dans les parties suivantes.

### 3.3.2 Extraction de signal régional tectonique

#### 3.3.2.1 La méthode du lissage Gaussien

Comme les stations ne sont pas localisées sur une grille dense et homogène, le calcul des taux de déformation entre les stations est très dépendant de la géométrie du réseau. De plus, ce type de calcul peut apporter une grande importance aux stations individuellement, plutôt que de mettre en avant des signaux régionaux. Afin d'éviter au maximum la dépendance à la densité du réseau et à la variabilité induite par ses hétérogénéités, les vitesses sont lissées sur une grille régulière ( $0,5 \times 0,5$  degrés). La vitesse est calculée sur chaque point de la grille à partir des vitesses brutes de l'ensemble des stations du réseau, pondérées par (1) la distance entre la station et le point de grille à l'aide d'une fonction Gaussienne et (2) l'inverse de l'incertitude de la vitesse (Mazzotti et al., 2011). La vitesse lissée  $V_g$  à chaque point de la grille est définie par :

$$V_{gi} = \left( \sum_{n=1}^n \frac{G_n}{f_w} V_{ni} \right) / W_i \quad (3.5)$$

$$W_i = \sum_{n=1}^n \frac{G_n}{f_w} \quad (3.6)$$

avec  $i$  la composante,  $N$  le nombre de stations,  $V_n$  le vecteur vitesse à la station  $n$  et  $f_w$  le facteur de pondération lié à l'incertitude. Comme les incertitudes ne sont pas calculées de manière homogène pour les 3 jeux de données, ici, on fixe  $f_w = 1$  (c'est-à-dire qu'il n'y a pas de pondération sur l'incertitude des stations).  $G_n$  est défini par le paramètre de la fonction gaussienne  $r_g$  (qui correspond à la demi-largeur de la fonction), et  $\Delta_n$  la distance entre les stations et le point de la grille :

$$G_n = e^{-\log(2) \frac{\Delta_n^2}{r_g^2}} \quad (3.7)$$

La fonction gaussienne est dérivée pour obtenir le taux de déformation à chaque point de la grille. Afin de donner une valeur scalaire du taux de déformation, on utilise la valeur  $e_{max}$  définie par :

$$e_{max} = (|e_1|, |e_2|, |e_1 + e_2|) \quad (3.8)$$

avec  $e_1$  et  $e_2$  les valeurs propres.

### 3.3.2.2 La distance de lissage

La valeur de la distance de lissage  $r_g$  influence le niveau de bruit, la résolution et l'amplitude spatiale du lissage dans les solutions finales : une grande distance diminue le niveau de bruit au détriment de la résolution spatiale et de l'amplitude. Un équilibre doit être trouvé dans le choix de la distance de lissage afin de réduire le bruit mais de garder visible les possibles signaux tectoniques. Sur la base de tests sur champs synthétiques, Masson et al. (2019b) recommandent une valeur de 160 km ( $r_g = 80$  km) pour l'étude de la France entière. Comme on travaille ici sur une zone plus spécifique, la distance de lissage est diminuée à 120 km ( $r_g = 60$  km) dans le but de garder une meilleure résolution des signaux de déformation. De plus, comme on travaille avec une comparaison sur plusieurs jeux de données, la question du niveau de bruit est moins centrale, il est donc envisageable d'avoir une distance de lissage plus faible.

Afin de spécifier les paramètres de l'analyse par lissage, des tests ont été effectués sur des champs synthétiques de bruit. Pour une distance de 120 km :

- Le bruit maximum dans le signal de taux de déformation est réduit de 65%.
- 95% du signal de vitesse est réduit à moins de 0,11 mm.a<sup>-1</sup>.
- 95% du bruit de taux de déformation est réduit à moins de  $1,5 \times 10^{-9}$  a<sup>-1</sup>.

Le quantile à 95% est sélectionné comme la limite de détection pour les champs lissés (0,11 mm.a<sup>-1</sup> pour la vitesse,  $1,5 \times 10^{-9}$  a<sup>-1</sup> pour les taux de déformations).

### 3.3.2.3 Incertitudes

L'incertitude sur la valeur de taux de déformation ( $e_{max}$ ) est calculée d'après la méthode statistique de Monte-Carlo. Cette méthode est basée sur l'échantillonnage aléatoire : dans le cas de cette étude, chaque vitesse est ré-échantillonnée dans son intervalle d'incertitude. La variabilité dans la solution du ré-échantillonnage est utilisée comme valeur de l'incertitude sur les taux de déformation pour chaque jeu de données (fig. 3.11). 5000 tirages aléatoires ont été effectués, afin que le nombre de tirage soit suffisant pour assurer la validité de l'incertitude sur les taux de déformations.

Les incertitudes sur les vitesses des champs NGL et GM ont été calculées d'une manière identique. En revanche, les incertitudes sur les vitesses du champ ST sont calculées sur la base des combinaisons des champs. Les incertitudes sur les vitesses des champs NGL et GM n'ont donc pas la même signification que celles du champ ST. En conséquence, les comparaisons des incertitudes des taux de déformation n'est effectuée qu'entre les champs NGL et GM.

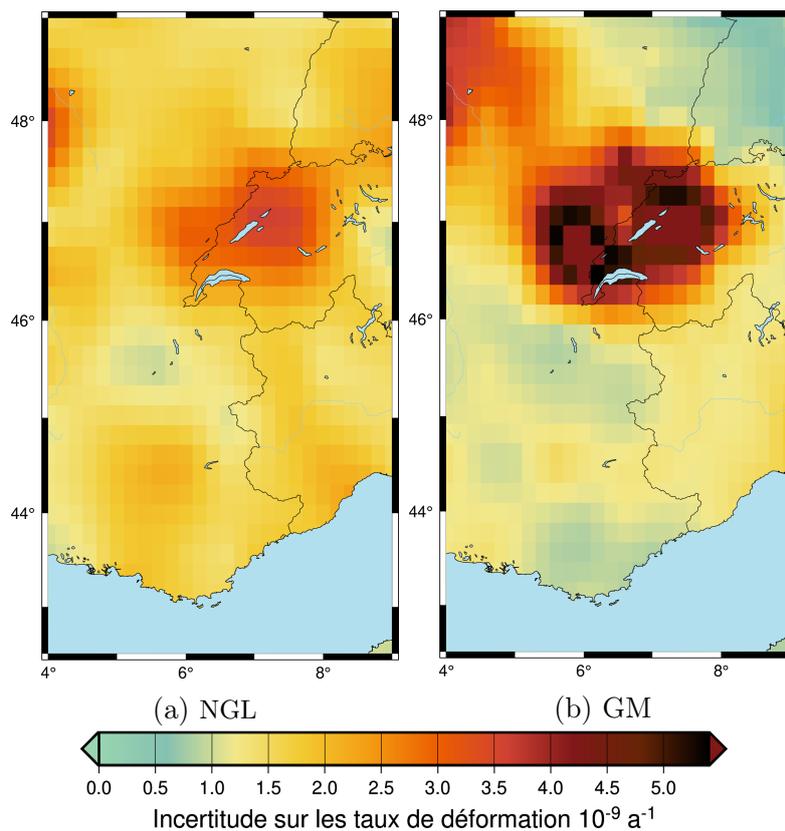


FIGURE 3.11 – Incertitudes associées aux champs de taux de déformation NGL et GM (distance de lissage = 120km).

L'incertitude sur la majorité de la région est comprise entre  $1,5$  et  $2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour le réseau NGL, et moins de  $1,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour GM. Sur le champ GM, la région au sud-ouest de l'Allemagne présente des incertitudes plus faibles en raison de la faible densité de stations : en conséquence, l'échantillonnage aléatoire n'affecte que très peu la variabilité dans cette zone. Cet exemple montre une limite à la technique de la variabilité du ré-échantillonnage comme mesure de l'incertitude.

Les deux champs présentent les plus fortes incertitudes dans le sud de la Suisse (proche lac

Léman) et dans le Jura. Dans ces régions, les incertitudes atteignent  $3,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour NGL et à  $5,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour GM. L'incertitude est plus haute dans ces régions en raison de l'absence de données en Suisse, ce qui entraîne une forte dépendance de la solution aux quelques stations existante.

## 3.4 Comparaison

Cette partie consiste à développer une analyse comparative des champs de vitesses et de taux de déformation à partir des trois jeux de données. L'objectif principal de cette étude est d'identifier au premier ordre des signaux communs aux différents champs, et donc suffisamment robustes pour une analyse sismotectonique.

### 3.4.1 Comparaison des champs de vitesses

L'influence du contexte géodynamique est différente entre les Alpes Occidentales et les Alpes Orientales. Les Alpes Orientales sont très marquées par la rotation de la microplaques Adria, qui s'exprime par des vitesses GNSS importantes (visible sur la figure 3.10, au nord de l'Italie). En raison de la proximité entre le pôle de rotation et notre zone d'étude, cette rotation est négligeable dans les Alpes Occidentales (Nocquet, 2012, ; chap. 2). C'est sur cette zone que se concentrent les parties suivantes, dans laquelle la tectonique des plaques n'a pas un rôle majeur.

#### 3.4.1.1 Champs de vitesses horizontales brutes

Les trois champs de vitesses sont comparés dans le but d'identifier des signaux communs (fig. 3.12). Par opposition aux champs de vitesses lissés (section 3.4.1.3), ces champs de vitesses post-traités sont appelés « champs de vitesses bruts ».

Un des points majeurs de cette comparaison est que chacun des trois jeux de données présentent des vitesses inférieures à  $1 \text{ mm.a}^{-1}$  : Ces faibles vitesses confirment l'hypothèse que la zone des Alpes Occidentales est une zone à faible déformation avec très peu d'influence de la tectonique alpine. Identifier des signaux régionaux dans les zones à faibles déformations est complexe de par les incertitudes de mesure et la grande variabilité entre les stations. Le seul signal cohérent régionalement visible sur les champs de vitesses bruts est le déplacement de  $0.2-0.5 \text{ mm.a}^{-1}$  visible sur le champ ST au nord de la Suisse, orienté vers le nord (à nord-est). Les densités de

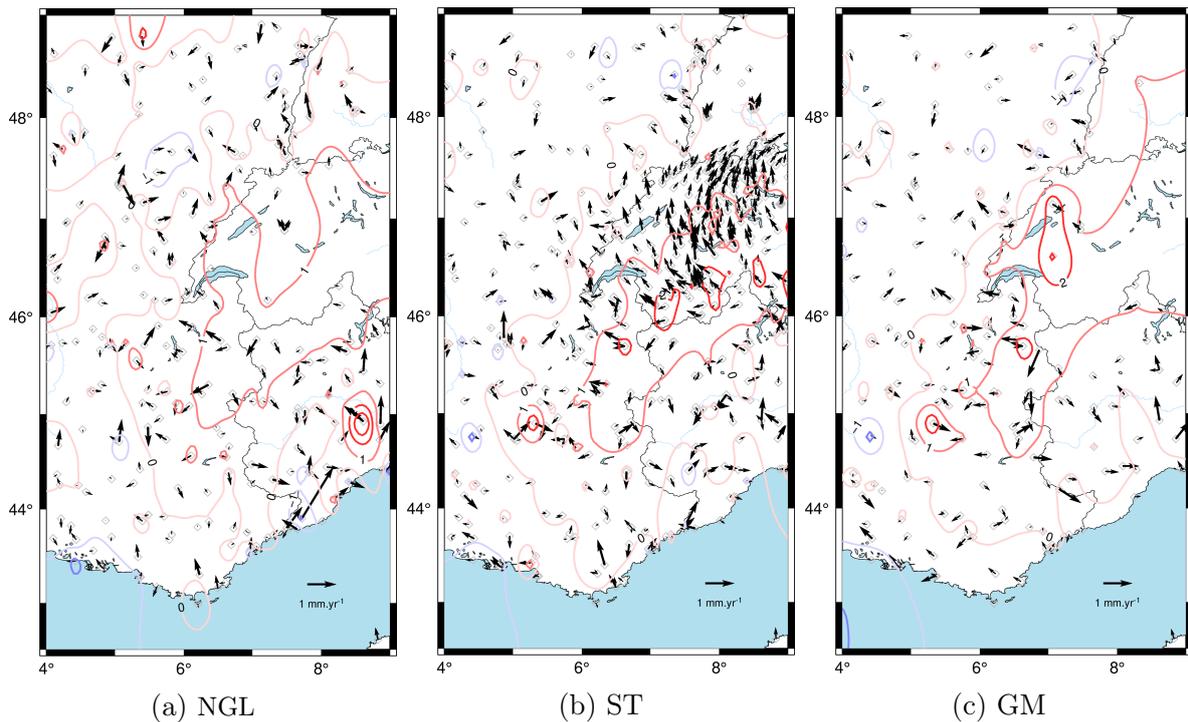


FIGURE 3.12 – Champs de vitesses horizontales bruts (flèches) et verticales (isocontours) dans les Alpes occidentales.

stations des autres champs ne permettent pas de voir ce motif de déplacement. Afin d’avoir une image plus claire du possible signal dans l’ouest des Alpes, on applique un lissage gaussien sur ces trois champs de vitesses (section 3.4.1.3).

### 3.4.1.2 Champs de vitesses verticales

La comparaison des vitesses verticales est rendue complexe par les systèmes de références dans lesquels les champs ont été calculés : IGB08 pour GM, IGS14 pour NGL et le résultat de la combinaison pour ST (LV95). Ces différences de référentiels induisent un décalage entre la valeur de référence verticale, estimé à  $0,47 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  entre GM et NGL pour les stations communes à ces deux jeux de données (d’après Roussez (2020) dans le cadre de son stage). Dans le but de pouvoir comparer la composante verticale des jeux de données, les trois champs de vitesses verticales sont centrés sur  $0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  (les médianes sont fixées à  $0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) : les offsets appliqués pour GM, NGL et ST, calculés à partir des stations communes, sont respectivement de  $-0,06$ ,  $0,27$  et  $0,35 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . Ces translations confirment les écarts de l’ordre de  $0,4\text{-}0,5 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  existant entre les différents champs de vitesses verticales en fonction de leurs référentiels. Ce point est important à noter et à garder en tête car il constitue une limite importante dans l’analyse des

processus géodynamiques basée sur les vitesses verticales absolues (soulèvement ou subsidence).

Les champs ayant été centrés sur 0, les vitesses verticales dans l'avant-pays oscillent autour de  $0 \text{ mm.a}^{-1}$  (figure 3.12, ligne continue). Les trois jeux de données sont très cohérents entre eux sur la composante verticale et montrent les mêmes signaux. Le soulèvement des Alpes est clairement visible, avec des vitesses supérieures ou égales à  $1 \text{ mm.a}^{-1}$  sur le sud de la Suisse et la Savoie sur les trois champs. Ce soulèvement atteint  $2 \text{ mm.a}^{-1}$  au cœur de la chaîne, soit en Suisse (champ ST) et à la frontière Suisse-France-Italie (champs ST et GM). Au sud de la chaîne, dans les Alpes françaises, les vitesses verticales sont comprises entre  $0,2$  et  $1 \text{ mm.a}^{-1}$ .

### 3.4.1.3 Champs de vitesses lissées

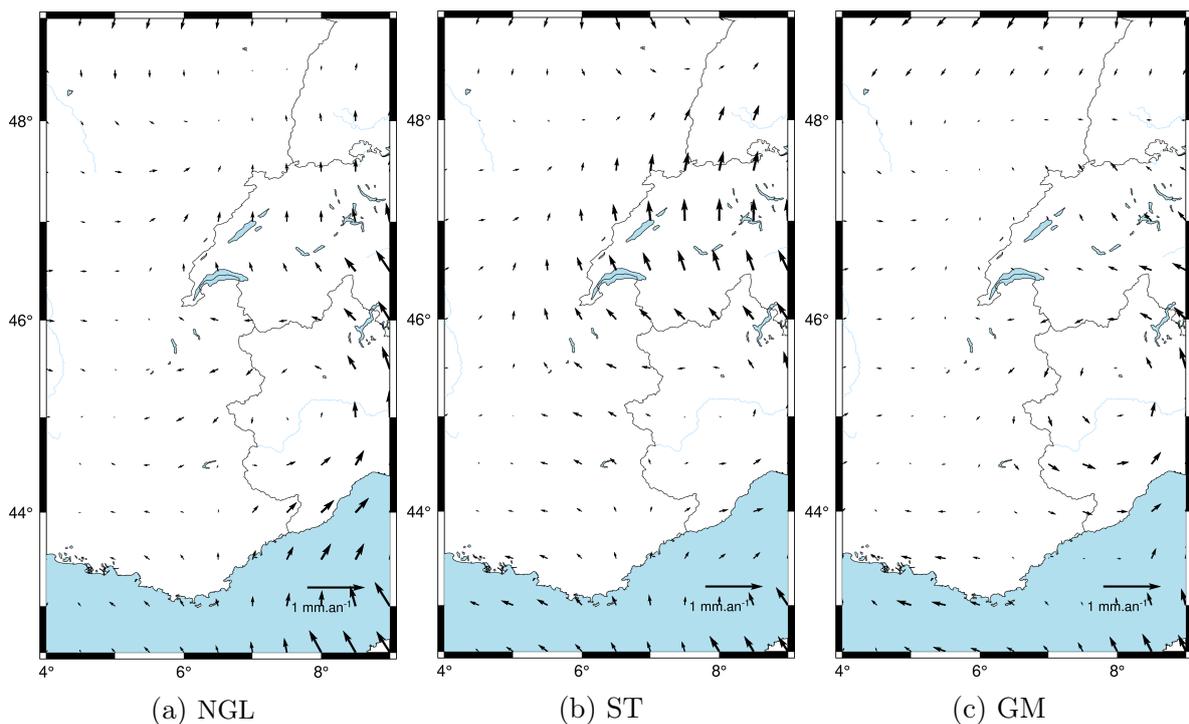


FIGURE 3.13 – Champs de vitesses lissées horizontaux (distance de lissage = 120 km)

Les vitesses issues du lissage gaussien sont représentées en figure 3.13. Les vitesses lissées atteignent  $0,4 \text{ mm.a}^{-1}$ , supérieures au seuil de détection précédemment définis ( $0,11 \text{ mm.a}^{-1}$ ; section 3.3.2.2). Les vitesses les plus fortes se situent en Suisse sur le champ ST, indiquant des vitesses vers le nord de  $0,3 - 0,4 \text{ mm.a}^{-1}$ . Ce motif est également visible sur le champ NGL, avec une amplitude plus faible (autour de  $0,1 - 0,2 \text{ mm.a}^{-1}$ ).

Un mouvement de rotation horaire est présent sur les trois jeux de données dans la plaine du Pô et le sud de la chaîne alpine (Italie). Sur le champ ST, l'amplitude de cette rotation est plus faible que  $0,1 \text{ mm.a}^{-1}$ , donc non significatif car dans le bruit de mesure. Cependant, la cohérence des trois champs confirme la présence de cette rotation, même s'il est complexe de quantifier précisément son amplitude. Ce signal semble cohérent au premier ordre avec la présence du pôle de rotation au nord de la plaine du Pô (chap. 2, fig. 2.4), qui pourrait générer des vitesses jusqu'à  $0,3 - 0,4 \text{ mm.a}^{-1}$  dans les Alpes Occidentales selon D'Agostino et al. (2008) (attention, il s'agit d'une estimation de vitesse « brute » et pas lissée).

Sur les champs GM et NGL, les vitesses sont orientées vers le sud dans la région du Briançonnais, tandis que l'orientation est vers le nord sur le champ ST. Ces directions contraires entre les différents champs peuvent être expliquées par les données de campagnes GNSS dans le Briançonnais, pris en compte dans le champ ST mais pas dans NGL et GM (voir la localisation des stations sur la figure 3.12). Dans le reste de la France et au niveau du graben du Rhin, les vitesses sont trop faibles pour être significatives.

Les champs de vitesses donnent des informations sur les mouvements différentiels dans la région d'intérêt. Comme l'objectif est d'étudier les processus de déformation et de sismicité dans les Alpes Occidentales, la partie suivante se concentre sur les comparaisons de taux de déformations GNSS (section 3.4.2), afin de donner une carte synthétique des taux de déformations au premier ordre dans cette région (section 3.4.3).

### 3.4.2 Comparaison des champs de taux de déformations

Les cartes des taux de déformation issus du lissage gaussien (120 km) sont présentées en figure 3.14. Dans les sections suivantes, ces champs de taux de déformations sont comparés en style de déformation (figure 3.15), puis les comparaisons sont effectuées sur les angles et les amplitudes des vecteurs. La carte synthétique issue de cette comparaison est présentée en figure 3.16. Les incertitudes sur les taux de déformation (section 3.3.2.3) servent à donner des informations relatives sur les zones plus ou moins bien contraintes dans cette comparaison (fig. 3.14, isocontours). Cependant, leurs amplitudes sont difficiles à analyser de manière formelle dans le contexte de cette comparaison.

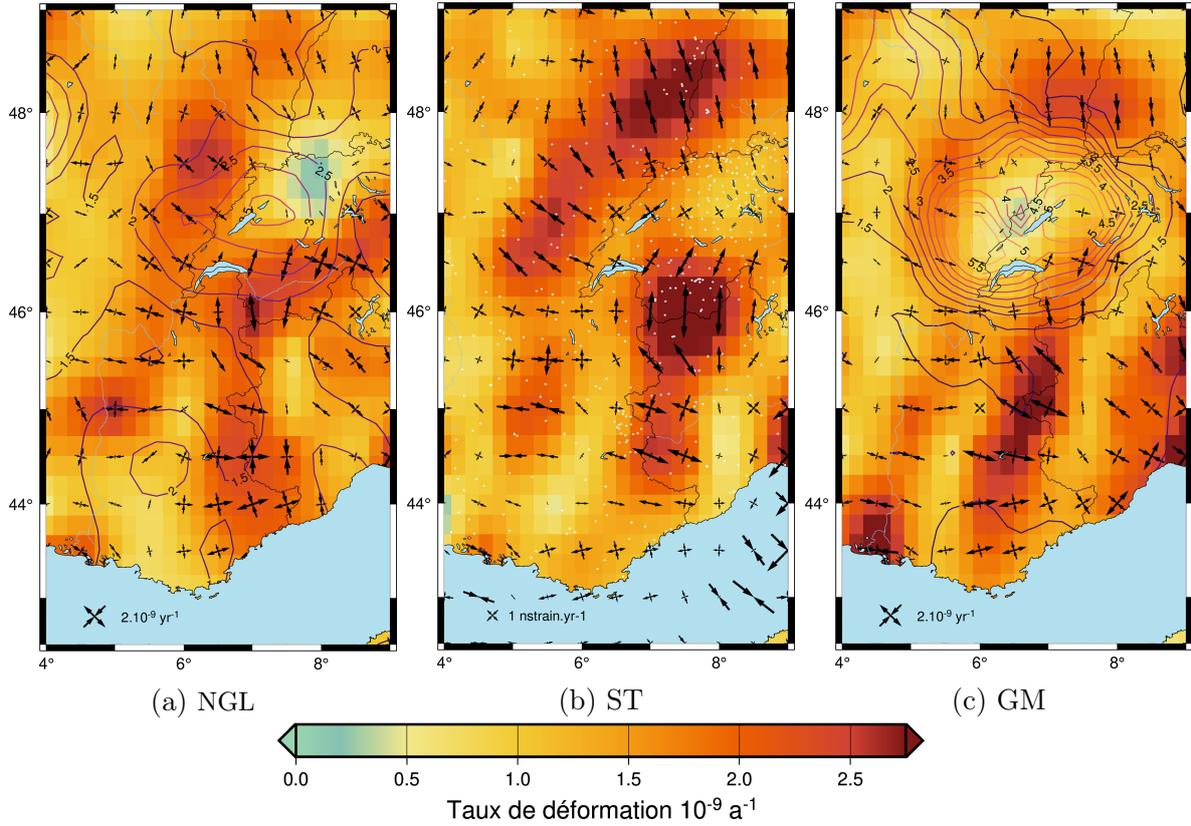


FIGURE 3.14 – Champ de taux de déformation (distance de lissage = 120 km). La barre de couleur représente l’amplitude de  $e_{max}$ , définis en équation 3.8. Les incertitudes sont représentées par des isocontours.

Les styles de déformations sont représentés par des isocontours sur la figure 3.15 (les vecteurs des taux de déformations sont les mêmes qu’en figure 3.14). Ces styles de déformations ont été définis par le ratio entre  $|e_1|$  et  $|e_2|$ . Un ratio de 1 ( $|e_1| = |e_2|$ ) correspond à une déformation décrochante. On définit ces différents styles (extension, décrochement, raccourcissement) en utilisant la définition suivante :

$$extension < 0,7 < dcrochement < 1,3 < raccourcissement \quad (3.9)$$

Les trois champs de taux de déformation présentent le même motif de style de déformation entre la partie interne et externe des Alpes : des taux d’extension couplés à du décrochement dans les Alpes internes (frontière France-Suisse-Italie) et des taux de raccourcissement dans l’avant-pays (vallée du Rhône, graben du Rhin) et le bassin de Paris.

L’orientation des taux de raccourcissement est similaire sur les trois champs, avec une rotation

de  $e_1$  radiale par rapport aux Alpes : N-S dans le graben du Rhin à E-W dans la vallée du Rhône. Dans le graben du Rhin, l'amplitude est variable entre les trois jeux de données, de  $1,8 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  (NGL) à  $2,6 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  (ST). Une partie de cette différence dans l'amplitude peut être attribuée à la différence de densité de stations au niveau de la Suisse.

La partie interne des Alpes présente des motifs plus variés entre les champs, rendant la comparaison plus complexe. Une zone présentant des taux d'extension N-S d'environ  $1,7$  à  $2,3 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  est visible sur les trois cartes à la frontière France-Suisse-Italie. À l'est de cette zone, le long de la frontière Suisse-Italie, les cartes montrent des taux d'extension N-S avec des variations d'amplitudes entre les champs de  $1,6 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  (NGL) à  $3 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  (ST). Les taux de déformations du champ GM sont très bruités dans cette zone. Comme pour le graben du Rhin, la différence dans les densités de station peut jouer un rôle majeur dans cette zone. Par conséquent, on considère le champ de taux de déformation ST plus fiable dans cette région.

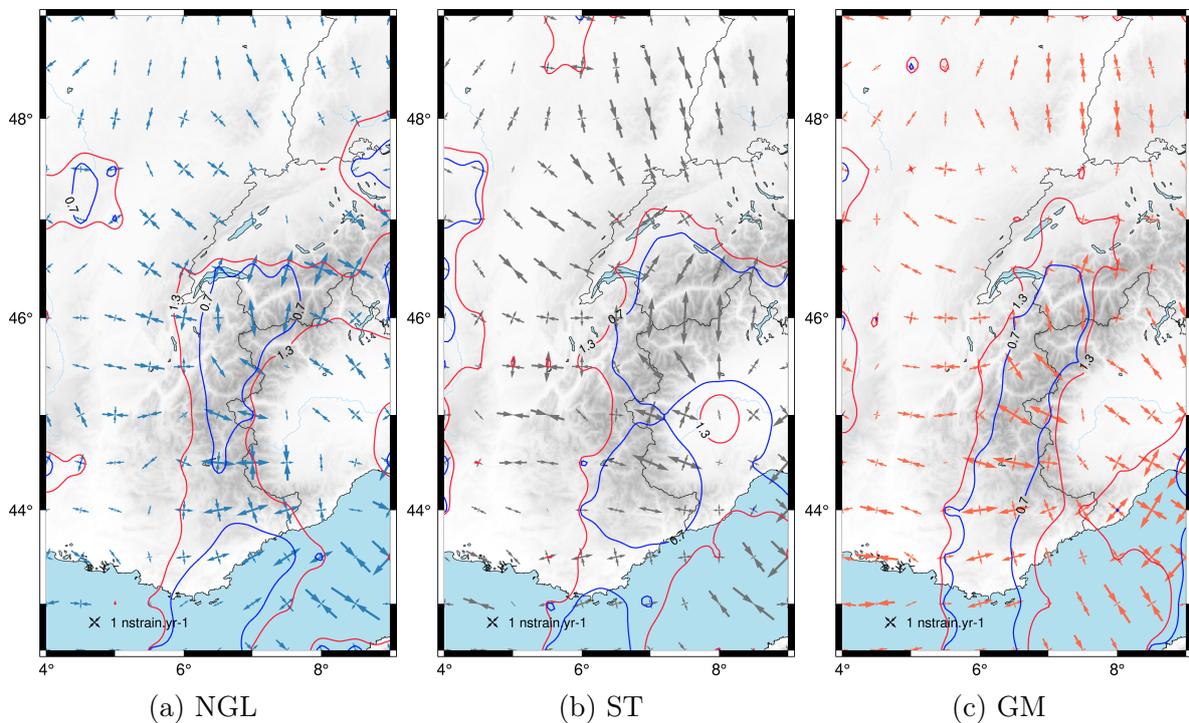


FIGURE 3.15 – Comparaison des styles de déformations. Les lignes continues (isocontours) représentent les limites des zones d'extension et de raccourcissements. Ligne bleue = extension ; Ligne rouge = raccourcissement.

Dans les Alpes françaises (le long de la frontière italienne), des taux d'extension E-W de 2

à  $2,4 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  sont observés sur les trois champs. Ces taux d'extension sont associés à du décrochement sur les champs issues de GM et de NGL, avec une direction de raccourcissement N-S à NE-SW et une amplitude de raccourcissement variable qui atteint  $2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  (NGL).

Comme montré sur la figure 3.12 (jeu de données ST), le champ de vitesse suisse est très homogène. Ce motif est associé à une zone à très faible taux de déformation dans le nord de la Suisse ( $\leq 0,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ), également présente sur les champs NGL et GM (calculés uniquement avec quelques stations en Suisse). Malgré les incertitudes liées au manque de données de certains réseaux, on peut conclure que le nord de la Suisse est une région présentant de très faibles déformations comparées aux restes des Alpes.

### 3.4.3 Synthèse

La compilation des différentes informations données par les trois jeux de données permet la construction d'une carte de taux de déformation communs au premier-ordre (fig. 3.16). Dans cette synthèse, les incertitudes données sont des estimations de la cohérence entre les trois jeux de données (écart entre les valeurs des différents champs).

Les trois jeux de données sont relativement cohérents dans la partie interne des Alpes, spécialement le long de la frontière France-Suisse, avec des taux d'extension NW-SE de  $(2 \pm 0,25) \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ . Ces taux d'extension diminuent jusqu'à  $(1,5 \pm 0,5) \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  dans le sud de la Suisse, associés dans les champs GM et NGL avec un raccourcissement N-S. Dans le sud de la Suisse, en raison du manque de donnée de NGL et GM, la carte schématique est essentiellement contrôlée par le champ de taux de déformations ST, montrant un taux d'extension N-S de  $(2,5 \pm 1) \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ .

L'avant-pays alpin, où les trois champs montrent du raccourcissement, peut être divisé en trois parties : la région du graben du Rhin avec une orientation de raccourcissement globalement N-S ; la vallée du Rhône, avec un raccourcissement E-W ; la zone du Jura et des Vosges, où les taux de déformation ne sont pas bien contraints (de nuls à raccourcissement NW-SE). Ces régions de l'avant-pays présentent donc un raccourcissement radial par rapport à la chaîne, avec une amplitude allant de  $(2,1 \pm 0,5) \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  dans le graben du Rhin à  $(1,6 \pm 0,25) \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  dans la vallée du Rhône. Le nord de la Suisse présente une absence de déformation significative avec

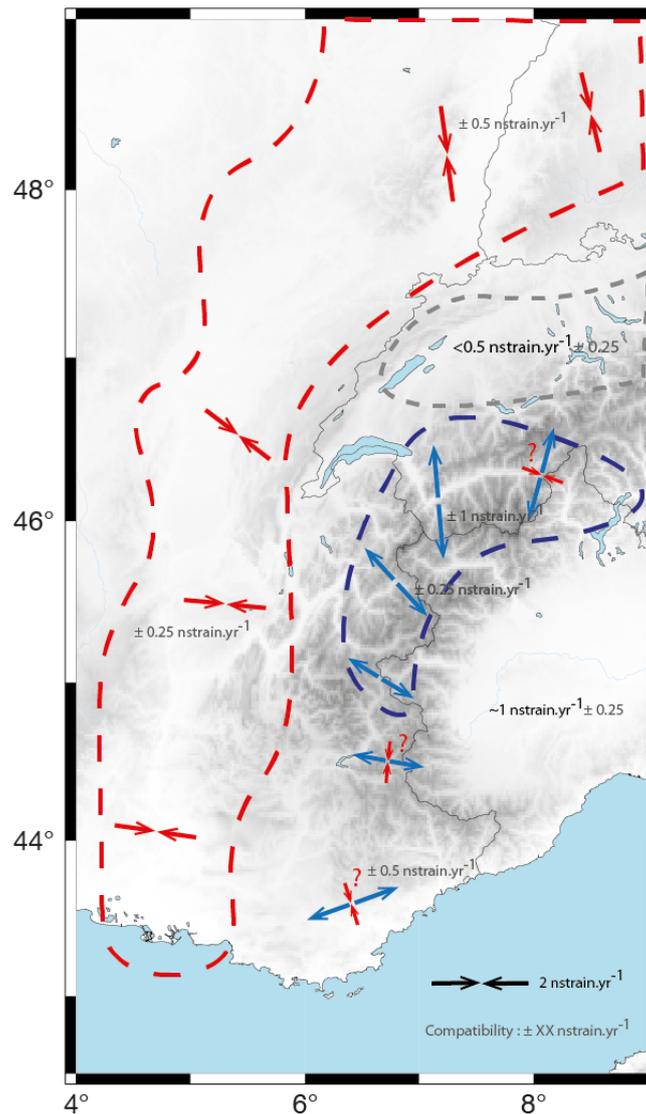


FIGURE 3.16 – Carte synthétique des taux de déformation issue de la comparaison des 3 jeux de données GNSS. Les styles de déformations principaux sont délimités par des lignes pointillées. Bleu = taux d’extension ; Rouge = taux de raccourcissement. Les valeurs grises sont les taux de déformation estimés cohérents entre les 3 jeux de données.

une amplitude inférieure à  $(0,5 \pm 0,25) \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ . Dans les Alpes françaises (frontière France-Italie), les taux d’extension E-W d’environ  $2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  (associés ou non à du décrochement) pourraient être reliés à la rotation de la plaque Adria : si on considère les vitesses de (D’Agostino et al., 2008,  $0,3\text{-}0,8 \text{ mm.a}^{-1}$ ) sur 200 km de large, les taux de déformation pourraient atteindre jusqu’à  $2\text{-}4 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ . La déformation dans la plaine du Pô est inférieure à  $(1 \pm 0,25) \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ .

La compilation et la synthèse de ces différents jeux de données a permis l’extraction d’un signal

de taux de déformation GNSS robuste dans les Alpes Occidentales. La méthode utilisée, par définition, donne une vision lissée du signal actuel : toutes les valeurs de taux de déformation sont probablement minimisées (en raison du lissage spatial). De plus, l'extraction de signal par solution lissée ne permet pas d'observer les potentielles variations abruptes dans le champ de taux de déformation (par exemple liées à l'activité d'une faille). Pour donner une quantification précise de la déformation, en plus de la comparaison des jeux de données, une comparaison de plusieurs méthodes de calculs des taux de déformation serait intéressante.

Malgré la méthode de calcul associée à des limites méthodologiques, particulièrement sur l'amplitude de la solution, la compatibilité entre trois jeux de données indépendants indique une interprétation fiable de la déformation GNSS des Alpes Occidentales.

### 3.5 Discussion

Dans la section 3.4.3, j'ai présenté une représentation du signal de déformation GNSS robuste dans l'ouest des Alpes, calculé à partir d'une méthode de lissage gaussien à 120 km.

Comme dit en chapitre 2, l'inversion des déformations et contraintes à partir des mécanismes au foyer révèle une extension pure dans la partie interne des Alpes et du décrochement dans la périphérie (Sue et al., 1999; Delacou et al., 2004; Mathey et al., 2021). Dans l'avant-pays, le nombre d'évènements sismiques est trop bas pour déduire un style de déformation robuste.

L'analyse récente de Mathey et al. (2021 ; chap. 2 ; fig. 2.6) met en avant une extension sismique NW-SE dans les Alpes internes, avec une bonne cohérence avec les taux d'extension GNSS dans la même région (fig. 3.16). Même si une partie du signal GNSS peut être exprimée sismiquement, l'amplitude de la déformation géodésique est toujours supérieure au taux de déformation sismique : dans la région du Briançonnais, notre étude montre des taux de déformation d'environ  $1,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ , tandis que les taux de déformations sismiques sont d'environ  $3,1 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (Mathey et al., 2021). Dans cette région, nos résultats suggèrent qu'un maximum de 20% de la déformation peut être d'origine sismique, moins que la part estimée par Walpersdorf et al. (2015) qui proposent que la déformation sismique pourrait représenter l'entièreté des taux de déformation dans le briançonnais. Dans certaines régions, comme le sud de la Suisse, les taux

de déformation géodésiques sont 1000 fois supérieurs aux taux de déformation sismiques.

### 3.6 À retenir

La comparaison présentée dans ce chapitre permet de mettre en avant des signaux communs et cohérents de vitesses et de taux de déformation dans trois jeux de données différents. Elle montre une tendance de taux d'extension globale NW-SE dans les Alpes française (ca.  $2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ), cohérents en style – mais clairement supérieurs en amplitude - avec la déformation sismique dans cette région. Le sud de la Suisse présente les plus hauts taux de déformation (ca.  $2,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ), alors que la partie nord de la Suisse présente des taux de déformation particulièrement faibles. Les régions d'avant-pays sont caractérisées par un raccourcissement radial par rapport aux Alpes.

Cette étude est un point de départ pour investiguer les processus de déformation actifs dans les Alpes Occidentales. L'objectif est d'utiliser cette carte de taux de déformation comme un observable pour la modélisation des processus de surface, en étudiant d'abord l'effet d'un processus transitoire de rebond postglaciaire (chap. 5) puis l'effet de l'érosion sur la zone (chap. 6). L'approche utilisée est celle de la modélisation numérique (chap. 4). Le but est d'estimer la part des différents processus dans la déformation actuelle des Alpes Occidentales (chap. 7).



# Chapitre 4

## Méthode de modélisation

### Représentation de l'ajustement isostatique par flexure élastique

Ce chapitre détaille les hypothèses et les équations utilisées pour modéliser la réponse flexurale de la lithosphère à une charge / décharge en surface. C'est sur cette base que les réponses au dernier cycle glaciaire (chap. 5) et à l'érosion holocène (chap. 6) dans les Alpes Occidentales seront modélisées.

## 4.1 Introduction

La problématique de l'origine de la sismicité intraplaque fut débattue, dès les premières études portant sur les zones continentales stable (Sykes, 1978; Walcott, 1970b; Johnston and Kanter, 1990). Cette question reste à l'heure actuelle ouverte : certaines études pointent les forces tectoniques long-termes pour expliquer la sismicité intraplaque (e.g. Craig et al., 2016; Ghosh et al., 2019), tandis que d'autres visent plutôt les processus de surface par le biais de la modélisation (e.g. Steffen et al., 2021; Vernant et al., 2013; Mazzotti et al., 2023).

L'objectif des chapitres suivants est de modéliser la réponse lithosphérique à des processus contribuant à des variations de masses en surface. Les processus de surface étudiés – l'érosion et le rebond postglaciaire – peuvent donc être représentés par des charges ou décharges appliquées à la surface de la lithosphère, sur des échelles de temps de l'ordre de la centaine jusqu'au million d'années. La modélisation permet donc d'étudier la réponse mécanique de la lithosphère à ces processus, et donc de calculer les contraintes et déformations générées. Sur ces échelles de temps, la réponse lithosphérique est classiquement représentée comme celle d'une plaque mince élastique reposant sur un milieu visqueux (e.g. Walcott, 1970a; Watts, 2001). Ces modèles sont utilisés pour représenter des processus et des échelles de temps variés, depuis les remplissages de lacs récents ( $10 - 10^2$  a, Cavalié et al., 2007; Doin et al., 2015) jusqu'au modélisation de bassin sédimentaire ( $>10^6$  a; e.g. Beaumont, 1981; Watts et al., 1982). Ce type de modèle est également utilisé pour modéliser l'érosion (e.g. Gallen and Thigpen, 2018; Champagnac et al., 2008), et est le principal type de modèle pour représenter le rebond postglaciaire (e.g. Walcott, 1970b; Wu et al., 1999; Mazzotti et al., 2005; Steffen et al., 2014).

Le paramètre utilisé pour caractériser cette plaque mince, l'épaisseur élastique, représente la rigidité flexurale à une charge spécifique : l'épaisseur élastique (équivalente) ne représente donc pas une épaisseur d'objet physique de la lithosphère (Watts, 2001). Elle dépend des paramètres de la charge, tel que la durée et la vitesse de mise en charge (e.g. Lau et al., 2021), et des grandeurs qui caractérisent la lithosphère, tel que le géotherme et la structure rhéologique (Willett et al., 1985; Schmalholz et al., 2009; Cattin et al., 2001). Au premier ordre, l'épaisseur élastique est reliée à l'âge de la lithosphère : une lithosphère vieille présente un géotherme froid, donc une épaisseur élastique importante (Willett et al., 1985; Burov and Diament, 1995).

Cette thèse s'intéresse à la réponse flexurale de la lithosphère au rebond postglaciaire et à l'érosion, sur des échelles de temps de 10-20 ka (des échelles de temps plus larges sont discutées en synthèse, chap. 7). Le code de modélisation analytique *gFlex* (Wickert, 2016) est sélectionné ici pour modéliser la flexure en 3D. Ce chapitre vise à détailler les hypothèses de modélisation (section 4.2) ainsi qu'à décrire les calculs de contraintes effectués (section 4.3) dans l'optique d'apporter une expertise sur les Alpes Occidentales. Les sections 4.4 et 4.5 visent à valider les modèles de plaque mince pour le rebond postglaciaire et l'érosion dans le cas des Alpes.

## 4.2 Plaque mince et flexure lithosphérique

La modélisation de la flexure lithosphérique par celle d'une plaque élastique repose sur la théorie des plaques minces de Kirchoff-Love (Kirchhoff, 1850; Love and Darwin, 1888), détaillée en section 4.2.1, qui s'inspire elle-même de la théorie des poutres dans laquelle la déformation s'effectue en flexion sans déformation ni contrainte verticale. Cette section décrit ces modèles de flexure en une dimension (section 4.2.1) puis en deux dimensions (section 4.2.2).

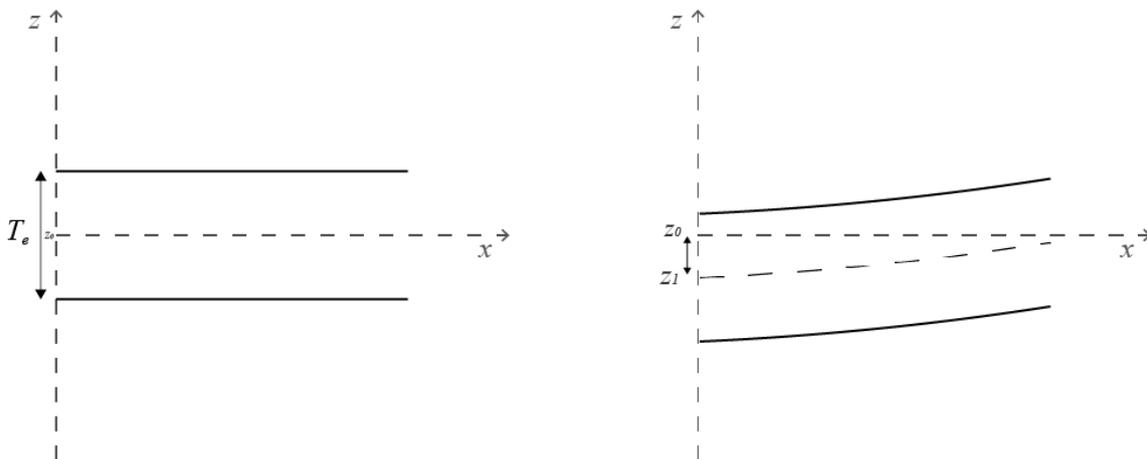


FIGURE 4.1 – Représentation schématique de (a) un modèle de flexure dans un repère orthonormé et (b) les contraintes et déformations en réponse à une flexure de plaque.

### 4.2.1 Représentation de la flexure en 1D

Dans un repère orthonormé  $(x, z)$ , on considère une plaque avec un comportement élastique défini par deux surfaces planes parallèles (fig. 4.1), avec  $z$  la distance à la fibre. La distance entre ces deux surfaces définit l'épaisseur élastique (notée  $T_e$ ). La théorie des plaque minces de

Kirchoff-Love (Kirchhoff, 1850; Love and Darwin, 1888) se base sur les hypothèses suivantes :

- L'épaisseur de la plaque reste constante au cours de la déformation, ce qui implique que **le cisaillement vertical est nul**.
- **La déformation est minime** (infinitésimale) par rapport à l'épaisseur de la plaque.
- **La rotation de la plaque est inférieure à 10°**.

La réponse flexurale (déplacement vertical)  $w$  due à une charge  $q$  ponctuelle est définie dans un repère  $(x, z)$  (fig.4.1) par (Turcotte and Schubert, 2014) :

$$w(x) = w_0 e^{-x/\alpha} \left( \cos \frac{x}{\alpha} + \sin \frac{x}{\alpha} \right) \quad (4.1)$$

Cette définition considère un modèle de plaque élastique reposant sur un substrat fluide incompressible avec un contraste de densité de part et d'autre de la plaque. Le paramètre flexural  $\alpha$ , la rigidité flexurale  $D$ , la charge  $q$  et la flexure maximale  $w_0$  (m) sont définis par :

$$\alpha = \left( \frac{4D}{(\rho_m - \rho_i)g} \right)^{1/4}, D = \frac{ET_e^3}{12(1 - \nu^2)}, W_0 = -\frac{q\alpha^3}{8D} \quad (4.2)$$

Avec  $\rho_m$  (kg.m<sup>-3</sup>) la masse volumique du fluide incompressible,  $\nu$  le coefficient de poisson, et  $E$  le module d'Young (Pa) du matériel élastique. Le paramètre flexural  $\alpha$  prend en compte la force de restauration hydrostatique causée par le remplacement du manteau dans la colonne par un matériel de remplissage (au dessus de la plaque) de masse volumique  $\rho_i$ .

Le déplacement horizontal est défini à une hauteur  $z$  dans la plaque :

$$U_x(x, z) = z \frac{2w_0}{\alpha} e^{-x/\alpha} \sin \left( \frac{x}{\alpha} \right) \quad (4.3)$$

Ainsi, les déplacements horizontaux sont nuls dans le plan médian de la plaque ( $z = 0$ ).

Afin de prendre en compte les déformations transitoires dues à la viscosité du substrat fluide, la déformation de la plaque peut inclure une dépendance au temps définie par un temps de relaxation et une décroissance exponentielle (Turcotte and Schubert, 2014) :

$$w(x, t) = w(x) e^{-t/\tau} \quad (4.4)$$

Avec  $\tau$  le temps caractéristique, dépendant de la viscosité  $\mu$ , tel que :

$$\tau = \frac{4\pi\mu}{\rho_m g \lambda} \quad (4.5)$$

$\rho_m$  est la masse volumique du manteau, et  $\lambda$  la dimension caractéristique (longueur d'onde) de la charge  $q$  (en m). Les vitesses  $v$  sont calculées à partir de l'équation 4.4 :

$$v = \frac{d(w)}{d_t} = \frac{-w(x, t)}{\tau} \quad (4.6)$$

Ainsi, le système est simplifié de manière à ne comprendre que deux variables principales : le paramètre flexural  $\alpha$  qui dépend surtout de **l'épaisseur élastique**  $T_e$ , et **le temps caractéristique**  $\tau$ . La figure 4.2.a montre la réponse flexurale pour plusieurs valeurs de  $T_e$ . Ces profils montrent la réponse d'une décharge de glace de 100 km de large pour 500 m d'épaisseur, construit en discrétisant la charge par des éléments de 1 km correspondant chacun à une charge ponctuelle  $q$ . Ainsi :

- L'épaisseur élastique  $T_e$  (à travers le paramètre flexural  $\alpha$ ) contrôle l'amplitude spatiale, la localisation du bourrelet flexural (*forebulge*) et la valeur maximale de la déflexion verticale : plus  $T_e$  est grand, plus la réponse est étalée spatialement, entraînant une valeur maximale de déplacement vertical plus faible (fig. 4.2.a). Le paramètre flexural  $\alpha$  dépend également du contraste de densité ( $\rho_m - \rho_i$ ), qui influence donc la forme de la réponse et des forebulges. Dans cette étude, le contraste de densité ne varie pas au cours des modélisations.
- Le temps caractéristique  $\tau$  contrôle la vitesse de relaxation du système, c'est-à-dire le temps pour que le système retourne à son état initial. Un  $\tau$  plus grand résulte dans une réponse plus longue dans le temps (fig. 4.2.b).

La plaque étant incompressible, la déformation verticale est nulle. Tout comme pour le déplacement, la déformation horizontale sur le plan médian est nulle. Ailleurs dans la plaque la déformation décroît exponentiellement au cours du temps (fig. 4.2.b bas). La forme de la réponse de la déformation ne suit pas celle du déplacement vertical (fig. 4.2.a bas). Le maximum de la déformation se situe au centre de la décharge et sur la partie interne du bourrelet : les

amplitudes de la déformation sont environs deux fois plus importantes au centre de la décharge que sur la partie interne du bourrelet (fig 4.2.a bas).

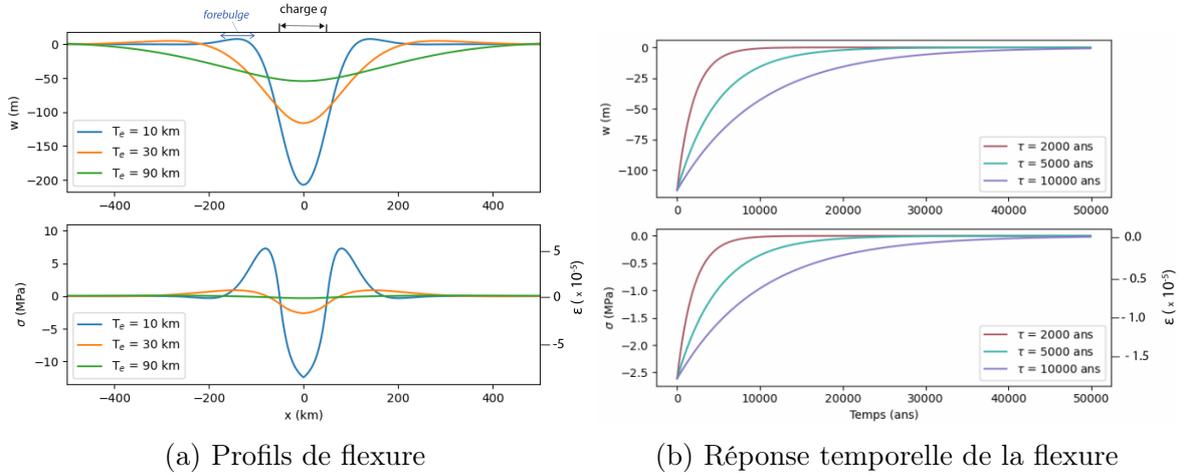


FIGURE 4.2 – Effets des variables principales  $T_e$  et  $\tau$  sur le profil de flexure et sur la réponse temporelle flexurale. Les valeurs de flexure, de contrainte et déformation correspondent au sommet de la plaque. L'évolution de la flexure au cours du temps est extraite au centre de la décharge.

## 4.2.2 Calcul de la flexure en 2D

Les codes réalisés au cours de cette thèse (*gflex\_load.py*) pour la modélisation des processus sont accessibles en ligne ([https://github.com/juliettegroset/Code\\_thesis\\_jgrosset.git](https://github.com/juliettegroset/Code_thesis_jgrosset.git)). La représentation algorithmique des différents codes utilisés est présentée en figure 4.3.

La flexure est présentée en une dimension dans la section 4.2.1, dans un but de simplification afin de présenter et détailler l'effet des paramètres  $T_e$  et  $\tau$ . Néanmoins, les Alpes Occidentales présentent une structure en arc de cercle qui ne peut être correctement simplifiée en 1D. Afin d'apporter l'analyse la plus réaliste possible, la flexure est ici modélisée en 2 dimensions.

En 2D, la flexure en tout point est calculée à l'aide du code *gFlex* (Wickert, 2016), par une solution de superposition analytique. Dans un espace  $(x, y)$  :

$$w(x, y) = w_0 kei \left( \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{\alpha} \right) \quad (4.7)$$

Avec *kei* la fonction de Kelvin à l'ordre 0,  $\alpha$  le paramètre flexural exprimé en 2D par :

$$\alpha = \left( \frac{D}{(\rho_m - \rho_i)g} \right)^{1/4} \quad (4.8)$$

et  $w_0$  le maximum de flexure au niveau de la charge  $q$  :

$$w_0 = -\frac{q\alpha^2}{2\pi D} \quad (4.9)$$

Dans l'ensemble des études présentées dans cette thèse, l'épaisseur élastique est considérée constante spatialement afin de limiter le nombre de paramètres variables et pour simplifier l'interprétation des résultats. La composante viscoélastique est prise en compte en modulant la flexure en tout point calculée par *gFlex* avec l'équation 4.4 (fig. 4.3).

Afin de travailler dans un espace planaire (conditions de validité des équations de flexure), les coordonnées de la grille de calcul sont d'abord convertis en coordonnées UTM. La possibilité d'extraire les valeurs de résultats associées à la flexure en des coordonnées spécifique a également été implémentée (fig. 4.3). Ainsi, un fichier de vitesses modélisées est extrait aux coordonnées des sites GNSS permanents inclus dans le calcul du NGL (cf. chap. 3). Les taux de déformation modélisés peuvent donc être calculés de la même façon que pour le champ GNSS, à partir de la méthode de lissage Gaussien, détaillée en chapitre 3 : ainsi, on limite les biais liés à la méthode de calcul des taux de déformation dans la comparaison entre champ modélisé et géodésique.

## 4.3 Contraintes générées et projection sur des structures de failles

### 4.3.1 Extraction de contrainte

On considère que les contraintes dépendent linéairement de la déformation. La déformation est calculée en dérivant spatialement la flexure :

$$\varepsilon_{i,j}(x, y, z) = -z \frac{\partial^2 w(x, y)}{\partial_{i,j}^2} \quad (4.10)$$

Avec  $(i, j) = (x, y)$ . Sur la base de la loi de Hooke, le tenseur de contrainte  $\sigma_G$  en tout point de

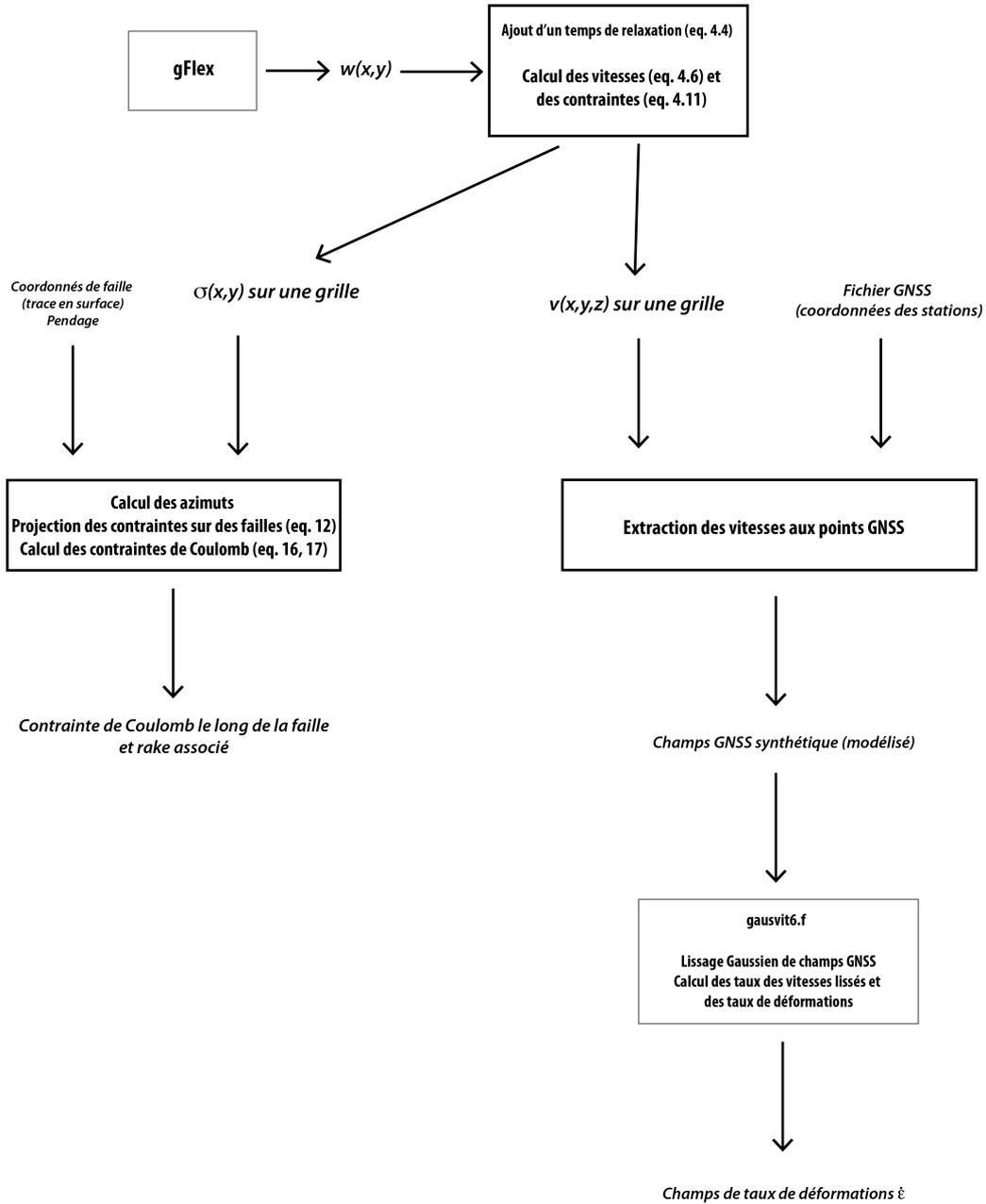


FIGURE 4.3 – Représentation algorithmique des code utilisés et créés dans le cadre de cette thèse. Contours gras : code créé ; contours gris : code utilisé déjà existant. (code *gflex\_load.py* : [https://github.com/juliettegrosset/Code\\_thesis\\_jgrosset.git](https://github.com/juliettegrosset/Code_thesis_jgrosset.git) ).

la grille est défini comme :

$$\sigma_G = 2\mu_l \epsilon + \lambda_l I tr(\epsilon) \quad (4.11)$$

avec  $\mu_l$  et  $\lambda_l$  les paramètres de Lamé,  $I$  la matrice d'identité, et  $tr(\epsilon)$  la trace du tenseur de déformation. Les contraintes étant linéairement liées aux déformations, la forme spatiale de la contrainte suit celle de la déformation (fig. 4.2).

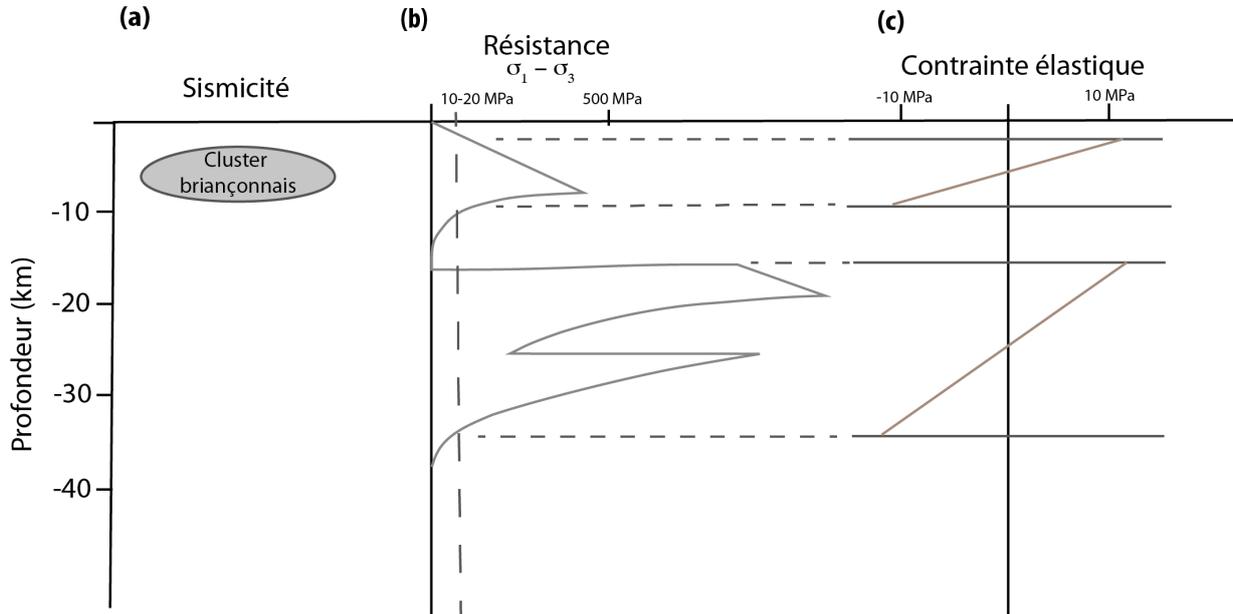


FIGURE 4.4 – Représentation schématique de (a) la profondeur de la sismicité dans les Alpes (cf. chapitre II), (b) d'un profil rhéologique représentatif des Alpes Occidentales, pour un moho à 25 km (Tesauro et al., 2009) et (c) des contraintes élastiques correspondantes dans le cas d'une flexure (N.B. il s'agit d'une représentation schématique. Le signe des contraintes flexurales dépend du « sens » de la flexure. En considérant que les contraintes positives correspondent à de l'extension, la figure (c) représente la réponse flexurale à une décharge.)

Les Alpes Occidentales présentent un géotherme continental « moyen à chaud » (60-90 mW.m<sup>-2</sup>, Lucazeau and Vasseur, 1989) et une croûte type quartzite-granulite (Tesauro et al., 2009) . Les lois de comportements pour ce type de lithosphères prédisent une faible résistance mécanique intégrée, c'est-à-dire découplée en deux « noyaux élastiques » (fig. 4.4.b) : un dans la croûte, et un dans le manteau supérieur. D'après Burov and Diament (1995), l'épaisseur élastique équivalente peut être estimé par :

$$T_e = \sqrt[3]{\left(\sum_{i=1}^n \Delta h_i^3\right)} \quad (4.12)$$

où  $\Delta h_i$  l'épaisseur de comportement élastique pour un seuil de contrainte différentiel, communément fixé à 10-20 MPa (Ranalli, 1994). Ainsi, dans le cas d'une lithosphère élastique découplée, l'épaisseur élastique équivalente est bien plus faible que lorsqu'il n'y a qu'un seul noyau élastique d'épaisseur similaire (cas d'une lithosphère froide et résistante). Les profils de flexure représentant ce cas sont donc « dédoublés » et de faible épaisseur élastique (fig. 4.4.c, représentation schématique). La sismicité dans les Alpes Occidentales est majoritairement peu

profonde ( $< 10$  km, cluster du Briançonnais, fig. 4.4.a, e.g. Mathey et al., 2021). Cette profondeur est localisée plutôt au niveau de la moitié supérieure des modèles de plaque élastique. Les contraintes étant nulles au niveau du plan médian de la plaque, les contraintes et déformations sont par la suite extraites au sommet de la plaque, dans le but de donner les perturbations maximales liées à la réponse flexure de la lithosphère. Les valeurs données au cours de cette thèse sont donc à considérer comme des valeurs maximales de déformation flexurale.

### 4.3.2 Projection des contraintes sur des failles

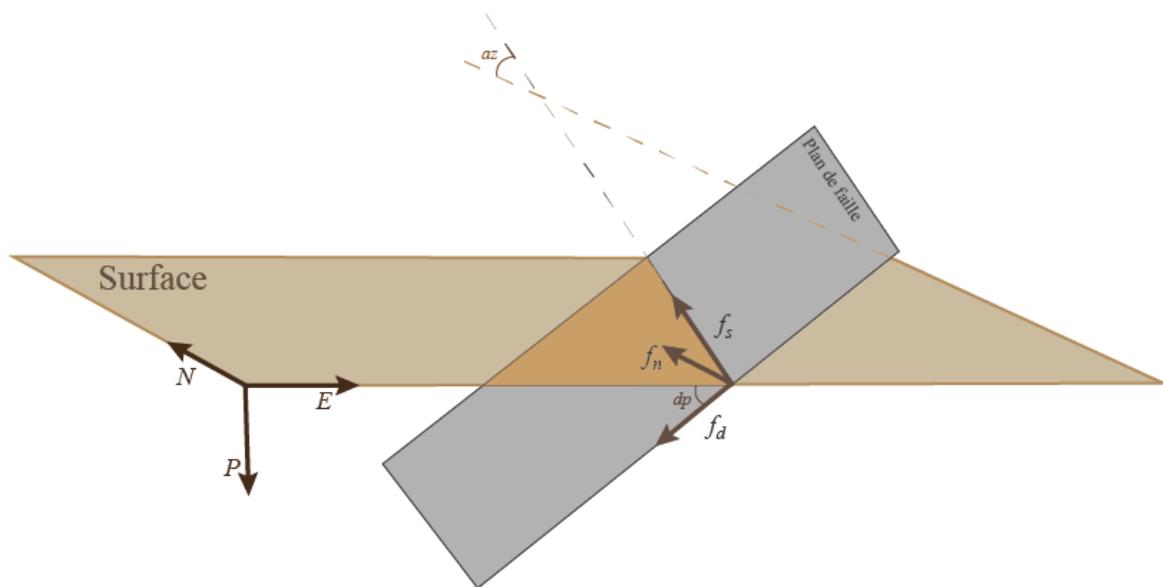


FIGURE 4.5 – Représentation schématique des projections de contraintes sur un plan de faille.

On définit le repère  $(f_d, f_s, f_n)$  dans le plan de faille d'azimut  $az$  et de pendage  $dp$  (figure 4.5).

- $f_d$  : vecteur dans le plan de faille, le long de l'axe du pendage  $dp$
- $f_s$  : vecteur horizontal dans le plan de faille, le long de l'azimut  $az$
- $f_n$  : vecteur normal au plan de faille

Dans cette thèse, l'effet des perturbations de contrainte générées par les processus étudiés est projeté sur des failles pré-existantes. Ces failles sont définies par une succession de plans sui-

vant leurs traces en surface (d'après la *B DFA* et néotectonique, cf chap. 2). Compte tenu des incertitudes sur les données des failles en profondeur, plusieurs valeurs de pendages sont testées.

Le vecteur contrainte  $v_\sigma$  agissant sur le plan de faille est donné par une rotation du tenseur de contrainte  $\sigma_G$  (eq. 4.11) :

$$v_\sigma = \sigma_G \cdot f_n \quad (4.13)$$

On peut ainsi calculer les contraintes flexurales qui s'appliquent sur le plan de faille :  $\sigma_n$  la contrainte normale au plan et  $\tau_t$  la contrainte tangentielle totale (avec  $\tau_s$  et  $\tau_d$  les contraintes tangentielles suivant respectivement l'azimut  $az$  et le pendage  $pd$ ), définies comme suit :

$$\sigma_n = v_\sigma \cdot f_n \quad (4.14)$$

$$\tau_d = v_\sigma \cdot f_d \quad (4.15)$$

$$\tau_s = v_\sigma \cdot f_s \quad (4.16)$$

$$\tau_t = \sqrt{\tau_s^2 + \tau_d^2} \quad (4.17)$$

L'impact des perturbations de contrainte induit par la flexure est estimé sur les failles en considérant une croûte au bord de la rupture sur l'ensemble de la zone étudiée. L'état de contrainte sur les failles est étudié en utilisant les contraintes de Coulomb (*Coulomb Failure Stress*, appelé *CFS* par la suite) définies comme (e.g. King et al., 1994) :

$$CFS = \tau_t - \mu' \sigma_n \quad (4.18)$$

avec  $\mu'$  le coefficient de friction effectif. Lorsque  $CFS < 0$ , la faille est bloquée ; si  $CFS > 0$ , la faille est réactivée. Deux valeurs de coefficient de friction effectif sont considérées sur l'ensemble de la thèse :

- Une valeur de coefficient de friction effectif standard, basé sur des valeurs expérimentales, fixé à 0,6 (Byerlee, 1978).

- Une valeur de coefficient de friction effectif correspondant à des zones affaiblies, fixé à 0,1 (Bird and Kong, 1994, sur San Andreas).

Dans cette étude, on étudie les perturbations de contrainte flexurale (holocène). Dans le cas de perturbation de contrainte, on a la perturbation de contrainte de Coulomb ( $\Delta_{CFS}$ ) définie comme :

$$\Delta_{CFS} = \Delta\tau_t - \mu' \Delta\sigma_n \quad (4.19)$$

avec  $\Delta\sigma_n$  la perturbation de contrainte normale. La direction de glissement  $r$  par rapport à l'horizontale (appelé par la suite *rake*) associée à cette perturbation de contrainte est définie par :

$$r = \arctan\left(\frac{\tau_d}{\tau_s}\right) \quad (4.20)$$

$\Delta_{CFS}$  est interprété ici comme un critère de réactivation des failles étudiées : si  $\Delta_{CFS} > 0$ , alors le glissement est favorisé suivant  $r$  ; si  $\Delta_{CFS} < 0$ , le processus étudié éloigne la faille du seuil de rupture. Ces deux paramètres ( $\Delta_{CFS}$  et  $r$ ) sont les critères majoritaires utilisés par la suite pour discuter de sismicité potentielle sur les structures présentées en chapitre 2.

## 4.4 Le cas de l'ajustement isostatique glaciaire (GIA)

Le cas de la modélisation du rebond postglaciaire a fait l'objet d'une publication (Grosset et al., 2023, en cours de publication, disponible en annexe). La « validation » de l'utilisation d'un modèle de plaque mince dans le cas du rebond postglaciaire est détaillée dans la partie *Supplementary Material* de l'article (disponible en annexe).

Le rebond postglaciaire (GIA, pour *Glacial Isostatic Adjustment*) correspond à un processus de chargement/déchargement sur une échelle de temps de  $10^2 \sim 10^5$  a, qui implique de prendre en comptes des déformations à la fois élastiques et visqueuses (dans la croute et le manteau) en admettant certaines hypothèses et simplifications (présentées dans ce chapitre). La modélisation de plaque mince sur un milieu visqueux linéaire présenté dans ce chapitre correspond au type

de modèle le plus simple (e.g. Mey et al., 2016). Néanmoins, l'approche la plus communément utilisée pour représenter le rebond postglaciaire est celle de modèles rhéologiquement stratifiés 1D, constitués de couches supérieures élastiques sur de multiples couches visco-élastiques de type Maxwell (Peltier and Andrews, 1976; Spada et al., 2011) avec des propriétés différentes. Dans cette section, les modèles en plaques minces utilisés dans la suite de la thèse sont comparés aux modèles majoritairement utilisés (Maxwell 1D) dans un souci de validation.

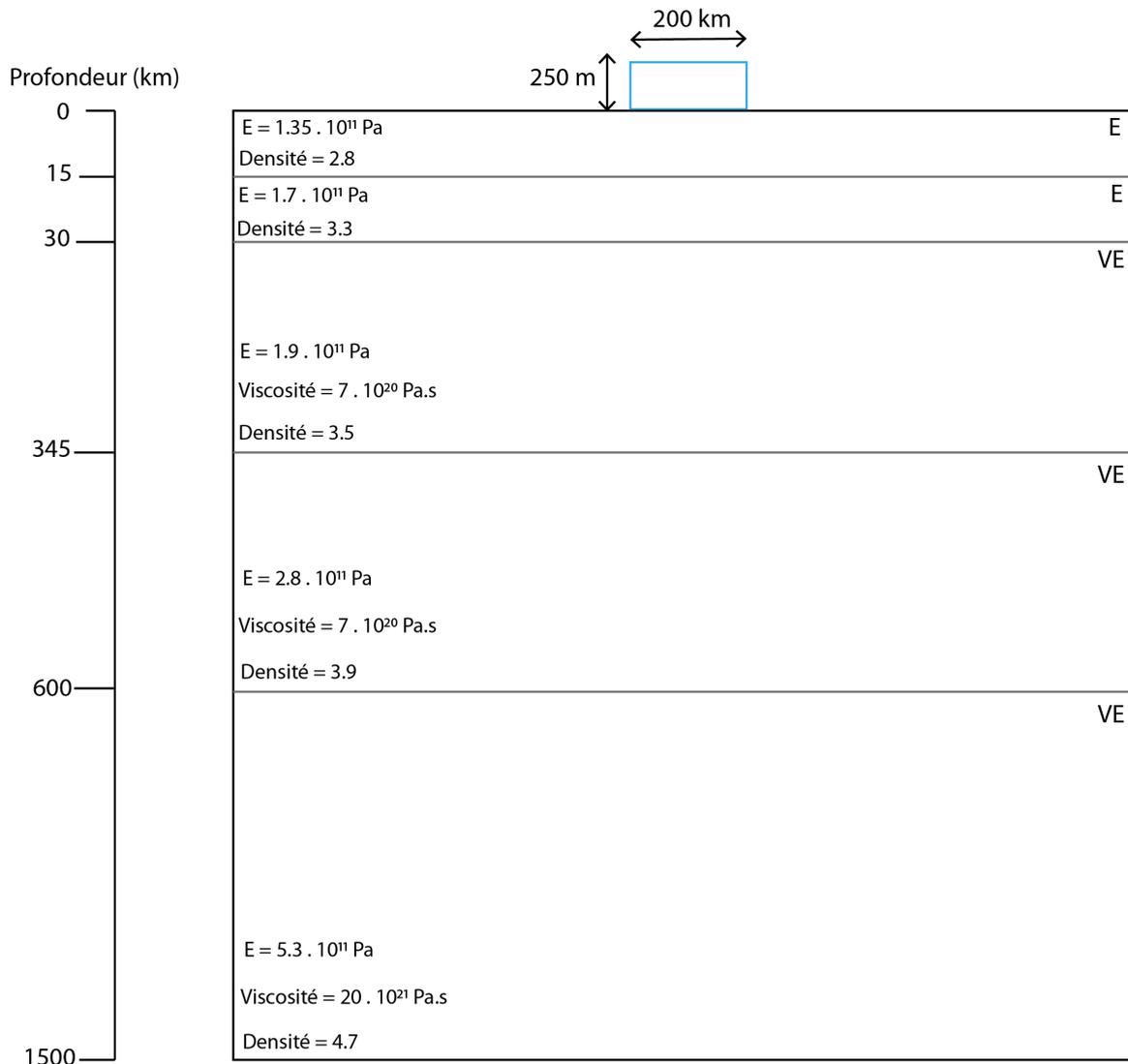


FIGURE 4.6 – Schéma de paramétrisation du modèle en éléments finis (Maxwell 1D). Jusqu'à 30 km de profondeur, les couches sont élastiques. Au delà de 30 km, les couches sont visco-élastiques de type Maxwell. Conditions aux limites : Base = pression hydrostatique ; coté (verticaux) = pas de déplacement horizontaux, libre de mouvement verticaux ; face du haut = surface libre.

D'autres types de modèles plus complexe existent pour représenter le GIA : des modèles incluant des variations latérale (3D) de la rhéologie, tel qu'une variation d'épaisseur élastique (e.g.

Mey et al., 2016), de viscosité (e.g. Bagge et al., 2021; Steffen et al., 2006; Wu, 2005) ou des corps visqueux au sein de la couche élastique (e.g. Klemann and Wolf, 1999; Wu and Mazzotti, 2007); des modèles qui prennent en compte des rhéologies non linéaires ou transitoires (e.g. Giunchi and Spada, 2000; Lau et al., 2021; Giunchi and Spada, 2000). Néanmoins, ces modèles présentant une grande complexité, ils n'ont pas été testés dans le cadre de cette thèse.

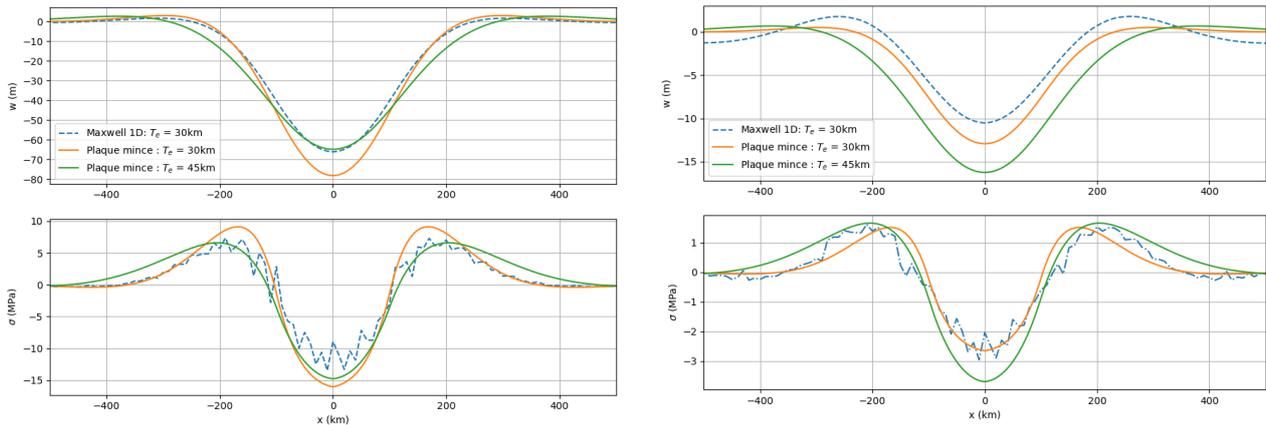


FIGURE 4.7 – Modélisation de la flexure (rangée supérieure) et des contraintes (rangée inférieure) pour le maximum glaciaire (colonne de gauche) et pour l'actuel (colonne de droite).

Un modèle Maxwell 1D a été réalisé à l'aide du code Adeli (Hassani et al., 1997). Pour l'appliquer au cas des Alpes, on considère une plaque élastique de 30 km (20-40 km proposé par Kaban et al., 2018). Les propriétés mécaniques des couches profondes (visco-élastiques) sont basées sur les modèles de GIA de Steffen et al. (2015) : viscosité comprise entre  $7 \times 10^{20}$  Pa.s et  $20 \times 10^{21}$  Pa.s, paramètre d'élasticité (module d'Young  $E$ ) entre  $1,35 \times 10^{11}$  Pa et  $5,3 \times 10^{11}$  Pa. Le détail de la paramétrisation du modèle Maxwell 1D est affiché en figure 4.6.

La comparaison des modèles de type Maxwell 1D et des modèles en plaque mince élastique est présentée par la figure 4.7, en termes de déplacements de surfaces et de contraintes. La longueur d'onde des deux types de modèles est similaire en contraintes et en déplacements verticaux, et les écarts maximum en termes d'amplitudes sont de l'ordre de 25%. Sur la base de la forme de la réponse en surface, à l'Actuel et au LGM, les deux types de modélisations montrent une bonne cohérence dans la réponse lithosphérique au processus de rebond postglaciaire.

On compare les évolutions des déplacements verticaux et les contraintes au centre de la charge

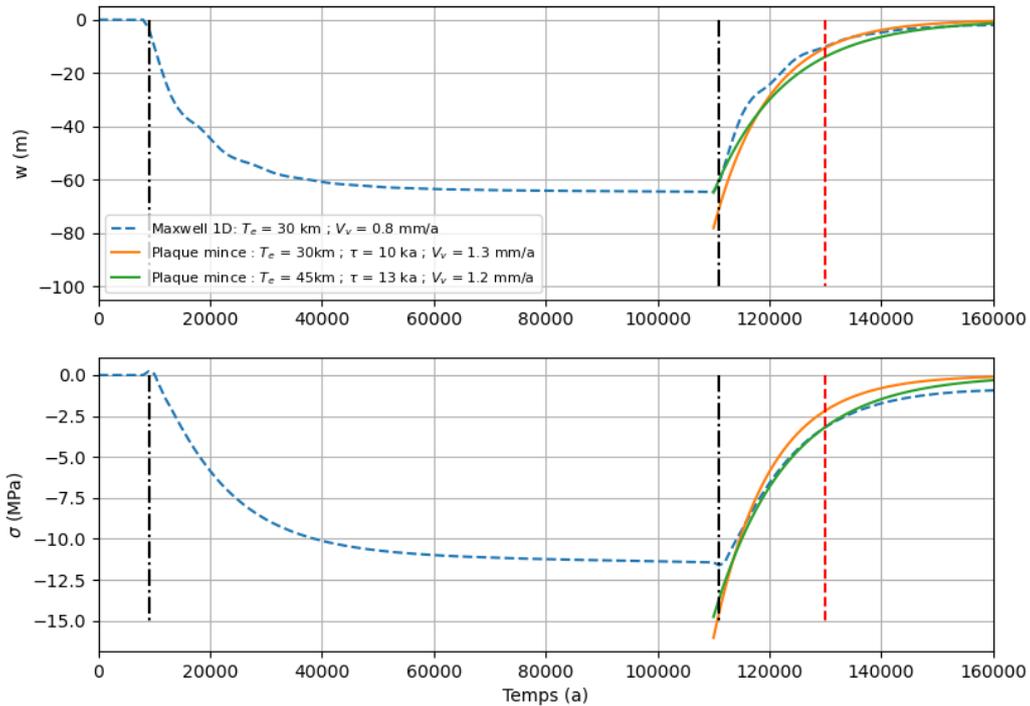


FIGURE 4.8 – Évolution temporelle au centre de la charge glaciaire pour le modèle Maxwell 1D (ligne pointillée bleue) et pour les modèles de plaque mince (ligne continue). Les lignes pointillées noires délimitent les périodes d'englacement. La ligne pointillée rouge indique l'actuel.

au cours du temps (fig. 4.8; les modèles en plaque mince ne montrent que la phase de déglaciation). Le pattern de réponse est similaire entre les modèles type Maxwell 1D et les modèles en plaques minces (avec une différence maximale de l'ordre de 15% en déplacement pour les paramétrisations testées; les différences en contraintes sont de l'ordre du MPa). Ces similarités témoignent d'un faible effet de migration de contraintes depuis le manteau vers la plaque élastique. Ainsi, la comparaison des deux types de modèles ne montrent pas de différences significatives, avec des différences limitées à quelques m en flexure, et quelques MPa en contraintes horizontales. L'utilisation de modèles en éléments finis ne prévalue donc pas à celle de modèles en plaques minces dans le cas considéré.

## 4.5 Cas de l'érosion

La modélisation de l'érosion et particulièrement l'étude de la réponse rhéologique de la lithosphère à l'érosion a fait l'objet d'un article (Mazzotti et al., 2023) dont l'étude préliminaire a été réalisée par Xavier Vergeron, à laquelle j'ai participé dans le cadre du co-encadrement de son stage de Master 2.

Pour tester ce type de modèles, on modélise la réponse lithosphérique à l'érosion avec une rhéologie non linéaire à l'aide d'un code en éléments finis ("Adeli", Hassani et al., 1997). La paramétrisation de ce modèle apparaît en figure 4.9.a. Avant d'appliquer l'érosion, les modèles sont pré-contraints en appliquant une vitesse de  $0.5 \text{ mm.a}^{-1}$  (fig. 4.9.a, Tarayoun et al., 2019). Le modèle est pré-chargé jusqu'à ce que la force intégrée de la lithosphère atteigne des valeurs standards tectoniques de l'ordre de  $1-10 \times 10^{12} \text{ N.m}^{-1}$  (Reynolds et al., 2002; Copley et al., 2010; Tarayoun et al., 2019).

Cette section se focalise sur deux types de rhéologie : un géotherme froid et une croûte résistante, dans lequel un noyau élastique reste dans la croûte où le manteau lithosphérique (fig. 4.9.b) ; un géotherme chaud et une croûte peu résistante, dans lequel la croûte et le manteau sont complètement plastifiés (fig. 4.9.c).

Pour les types de rhéologies testés (rhéologie dure et froide vs. rhéologie chaude et peu résistante), les déplacements en surfaces se rapprochent des modèles analytiques de plaque élastique : il est possible de trouver une épaisseur élastique équivalente pour lequel le modèle de plaque mince est comparable au modèle en éléments finis pour l'amplitude du soulèvement et la longueur d'onde de la réponse (fig. 4.10.a,b). Dans le cas d'une rhéologie peu résistante, la réponse en surface ne correspond qu'en partie à une réponse de plaque élastique puisqu'il n'y a pas de bourrelet flexural observé.

Au premier ordre, les contraintes modélisées (fig. 4.10.c,d) sont également celles d'une plaque élastique, présentant de la tension en surface et de la compression en profondeur sous la zone en érosion. Dans le cas d'une rhéologie froide (fig. 4.10.c), le comportement de la lithosphère se rapproche de celui d'une plaque élastique de 80 km, avec des tensions de l'ordre de  $50\,000 \text{ Pa.m}^{-1}$  en surface et de compression de l'ordre de  $30\,000 \text{ Pa.m}^{-1}$  à partir de 60 km de profondeur, comparables aux contraintes de plaques ( $-50\,000 \text{ Pa.m}^{-1}$  en surface,  $50\,000 \text{ Pa.m}^{-1}$  à la base).

En revanche, pour une lithosphère chaude et peu résistante, la lithosphère est complètement plastifiée, ne présentant donc plus de comportement élastique sur l'ensemble de la lithosphère. Les contraintes différentielles pour le modèle testé sont donc de l'ordre de  $12\,000 \text{ Pa.m}^{-1}$  en

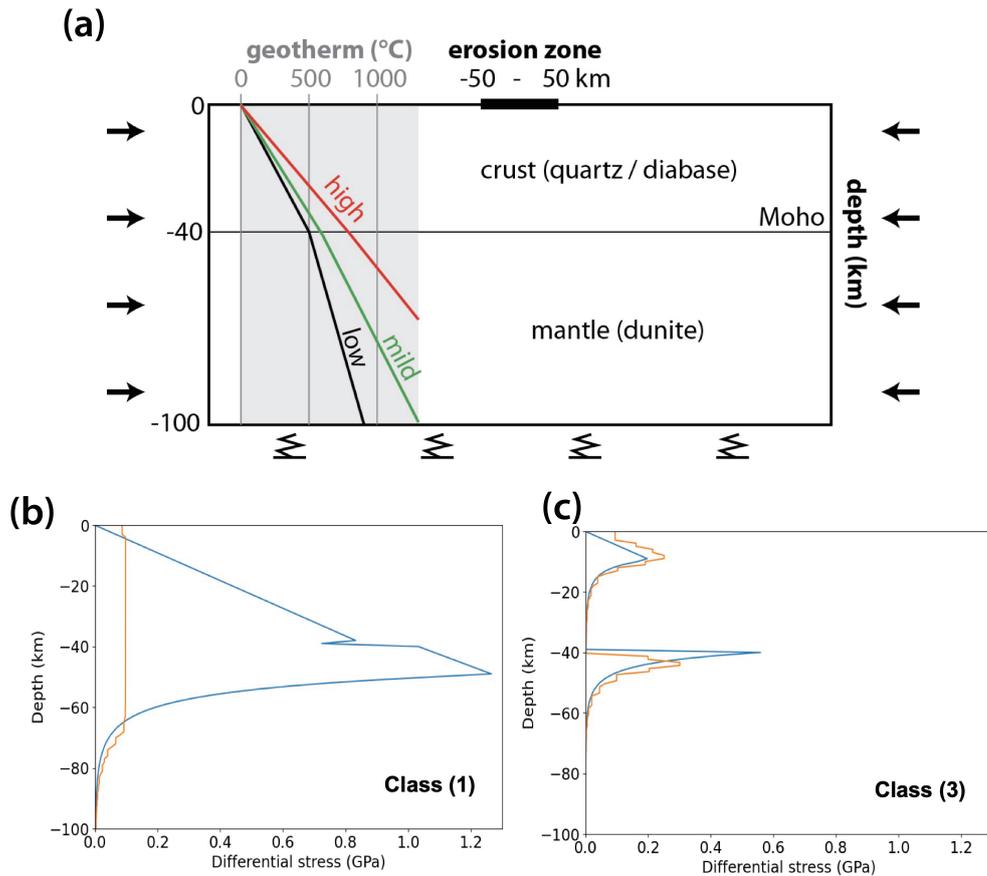


FIGURE 4.9 – (a) Paramétrisation du modèle et contraintes différentielles pour des rhéologies de type (b) géotherme froid / croûte résistante et (c) géotherme chaud / croûte faiblement résistante. Courbe bleue : loi théorique de limite cassant/ductile basée sur le géotherme et la rhéologie ; Courbe orange : profil de contrainte différentiel utilisé dans les modèles. D'après Mazzotti et al. (2023).

surface (tension) et de  $5000 \text{ Pa}\cdot\text{m}^{-1}$  en milieu de croûte (compression), puis sont minimales en base de croûte (dissipation de la contrainte liée à une relaxation ductile). Les contraintes dans la croûte se rapproche de celle d'un modèle en plaque élastique (d'épaisseur 20 km) en surface ( $-15\,000 \text{ Pa}\cdot\text{m}^{-1}$  dans une plaque élastique vs.  $-12\,000 \text{ Pa}\cdot\text{m}^{-1}$  pour le modèle testé) et jusqu'à 10 km de profondeur ( $3\,000 \text{ Pa}\cdot\text{m}^{-1}$  dans une plaque élastique vs.  $5\,000 \text{ Pa}\cdot\text{m}^{-1}$  pour le modèle testé). En dessous de cette profondeur, le modèle en plaque élastique ne permet plus de représenter les contraintes dans la lithosphère peu résistante en réponse à l'érosion.

Le cas des Alpes se rapproche de celui d'une lithosphère peu résistante avec un géotherme chaud, correspondant à un cas de faible épaisseur élastique équivalente (fig. 4.4). Dans la partie superficielle de la lithosphère (environ  $< 10 \text{ km}$  de profondeur), les contraintes des modèles de plaques minces permettent de représenter l'effet de l'érosion sur 2 Ma. En revanche, en

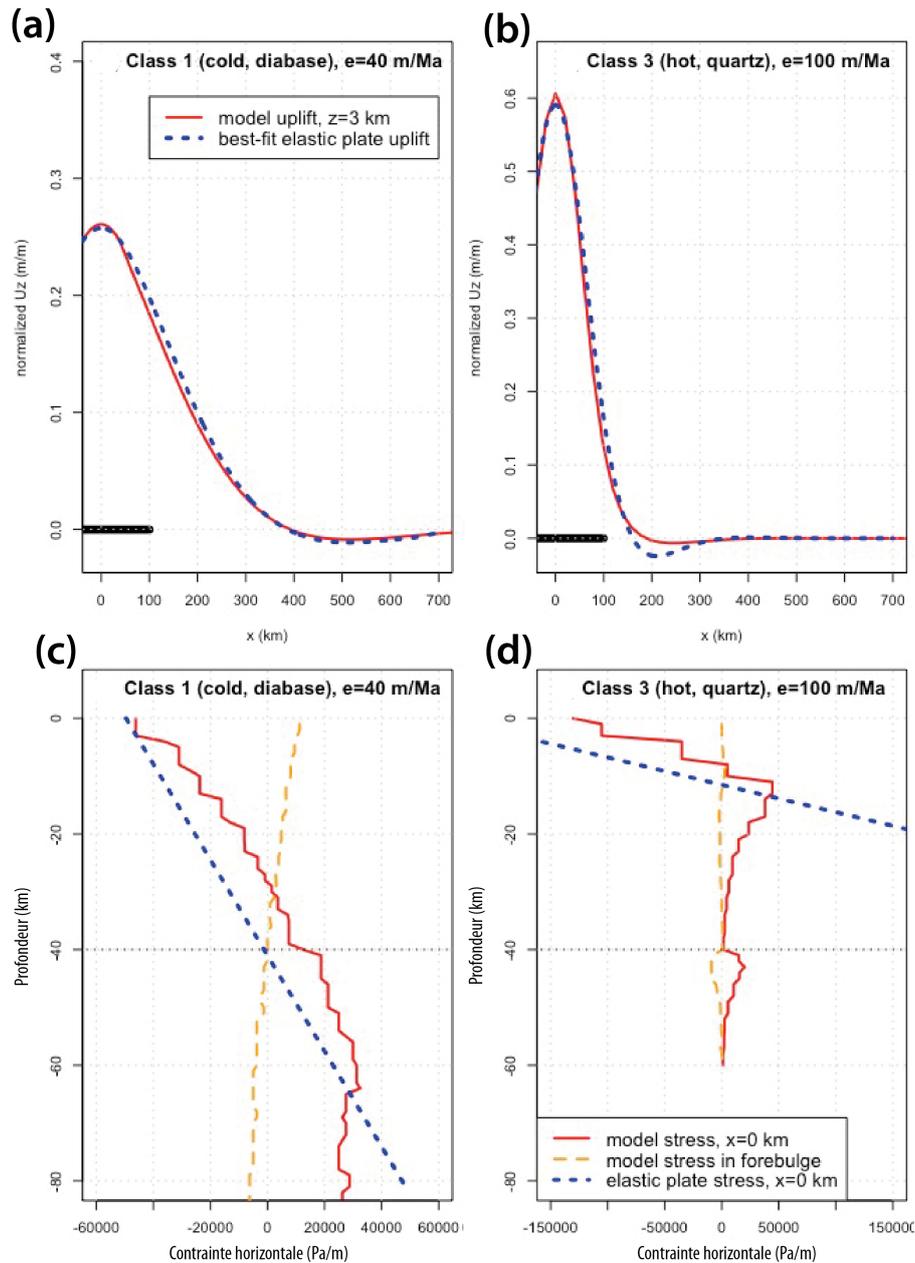


FIGURE 4.10 – (a), (b) Soulèvement induit par l'érosion pour les modèles (courbe rouge) et meilleur modèle de plaque élastique (courbe bleue). (c), (d) contrainte horizontale induit par l'érosion pour les modèles (au centre de la décharge : courbe rouge; au niveau du forebulge : courbe orange) et pour le meilleur modèle de plaque mince (courbe bleue). Ligne noire : zone où l'érosion est appliquée. D'après Mazzotti et al. (2023). Les contraintes sont normalisés à l'épaisseur érodée ( $\text{MPa}\cdot\text{m}^{-1}$ ).

profondeur, les modèles divergent, ne permettant donc pas d'utiliser cette méthode dans ce cas. La suite de la thèse se focalise sur la sismicité superficielle ( $< 10$  km) majoritaire dans l'arc briançonnais, dans la zone d'étude (cf. fig. 4.4.a, Mathey et al., 2021), zone dans laquelle les modèles de plaques minces sont cohérents avec les modèles complexes, même dans les cas extrêmes de rhéologie peu résistante complètement plastifiée.

Cette section a permis de poser le cadre dans lequel les modèles de plaque mince sont représentatifs des modèles plus complexes (rhéologie non linéaire), a priori plus représentatif d'un cas « réel ». L'utilisation de modèle en plaque mince dans la partie érosion de cette thèse (chap. 6) est donc validée dans ce cadre.

## Résumé

Ce chapitre a permis de décrire les différentes méthodes de modélisation utilisées dans le cadre de cette thèse. Les tests de validation sur des cas théoriques des sections 4.4 et 4.5 permettent de s'assurer que, bien que simple, le type de modélisation par plaque mince est suffisant pour représenter les processus de surface étudiés ici. Dans le but d'apporter une analyse la plus exhaustive possible sur les Alpes Occidentales, une large gamme de paramètres est testée pour chacun des processus. Les prochains chapitres présentent les résultats des modélisations en réponse à la décharge glaciaire (chap. 5) et érosive (chap. 6).



## Chapitre 5

# Impact actuel du rebond postglaciaire alpin

Ce chapitre porte sur l'effet du rebond postglaciaire dans les Alpes Occidentales en termes de taux de déformation et de contraintes au cours du cycle glaciaire et à la période actuelle. L'étude préliminaire a été réalisée avec l'aide de Manon Gamelin dans le cadre de son stage de Master 1. Ce chapitre fait l'objet d'un article en cours de publication (*EGU Solid Earth*; visible en annexe).

## 5.1 Introduction - Le paradoxe contrainte / taux de déformation postglaciaire

Le terme Ajustement Isostatique Glaciaire (appelé GIA, pour *Glacial Isostatic Adjustment*) est l'ensemble des processus de réponse mécanique de la lithosphère à des chargements et déchargements d'origine glaciaire. En plus d'impacter la dynamique glaciaire (van der Veen, 2013), ces ajustements isostatiques induisent des déformations de surfaces, comme en témoigne la surrection de certains rivages (particulièrement en Scandinavie, e.g. Ekman, 1996) ou les mesures géodésiques (e.g. Sella et al., 2007; Kierulf et al., 2014; Tarayoun et al., 2018; Peltier et al., 2022).

Les déformations induites par le GIA, et leurs actions sur les failles et la sismicité, sont étudiées depuis plus de 30 ans (e.g. Johnston, 1987; Quinlan, 1984) au niveau des grandes calottes glaciaires. Dès cette période, l'inhibition de la sismicité sous la calotte est pointée au niveau des calottes actuelles (Antarctique et Groenland, Johnston, 1987), ainsi que la modulation des contraintes induites par le rebond postglaciaire au niveau des anciennes grandes calottes (Scandinavie et Amérique du Nord, Walcott, 1970b; Quinlan, 1984; Stephansson, 1988). Arvidsson (1996) propose le rebond postglaciaire pour expliquer les forts paléoséismes en Scandinavie, jusqu'à des magnitudes de  $M_w = 8.2$ .

L'augmentation de l'activité des failles est principalement modélisée juste après la déglaciation qui suit le dernier maximum glaciaire (e.g., Hetzel and Hampel, 2005; Muir-Wood, 2000; Steffen et al., 2014; Stewart et al., 2000; Wu et al., 1999). Cependant, certaines études suggèrent que les perturbations de contrainte liées au GIA sont à l'origine de la sismicité actuelle (Bungum et al., 2010; Brandes et al., 2015), et que les taux de sismicité pourraient être stables depuis le dernier maximum glaciaire (Grollmund and D. Zoback, 2001; Bungum and Eldholm, 2022).

Au premier ordre, la réponse mécanique au GIA est celle d'une flexure lithosphérique, induisant des contraintes de quelques MPa (e.g. Craig et al., 2016; Hetzel and Hampel, 2005; Steffen et al., 2014, 2021). Les perturbations de contrainte induites par ce rebond flexural sont susceptibles de 1) déclencher des séismes sur des failles avec un état proche de la rupture par l'augmentation de la contrainte tangentielle (e.g. Wu and Hasegawa, 1996; Steffen et al., 2021) ou 2) rapprocher les failles en diminuant la contrainte normale, induisant le relâchement des contraintes tectoniques

long-termes accumulées (e.g. Craig et al., 2016).

Ces deux explications (augmentation de la contrainte tangentielle ou réduction de la contrainte normale) reposent sur le même modèle (fig. 5.1). Le chargement glaciaire initial génère une flexure vers le bas (concave) associée à une perturbation de contrainte horizontale compressive dans la moitié supérieure de la lithosphère élastique, en dessous de la charge (cf chap. 4). À distance de la charge, dans le bourrelet flexural, la flexure est vers le haut (convexe) associée à une contrainte extensive. Après la déglaciation, le retour à l'équilibre de la lithosphère est amorti par la viscosité du manteau, ce qui induit une diminution graduelle de la perturbation de contrainte compressive jusqu'à l'état initial pré-glaciation (cf. fig. 4.2). Le raccourcissement est maximal au pic glaciaire et diminue pendant la phase postglaciaire : les taux de déformations sont extensifs en surface pendant le rebond postglaciaire, mais la contrainte reste compressive (fig. 5.1). Cette apparente contradiction est similaire au paradoxe taux de déformation – contrainte observé dans les arcs de subduction en relation avec le blocage intersismique transitoire des grandes failles de subduction (Wang, 2000).

La majorité des études sur le GIA se concentrent sur les calottes glaciaires majeures (Fennoscandie, Laurentides). La calotte et le système glaciaire alpin sont de tailles bien plus faibles ; néanmoins, le processus de GIA a déjà été étudié sur les Alpes, portant principalement sur le soulèvement en réponse à la déglaciation. Mey et al. (2016) expliquent par le GIA la totalité du soulèvement dans les Alpes Orientales. Dans les Alpes Occidentales, Chéry et al. (2016) lient le rebond postglaciaire au "soulèvement géodésique", en admettant une zone rhéologique plus « faible » sous la chaîne alpine. Une contribution du GIA de l'ordre de 10 à 30% est proposée par Sternai et al. (2019), attribuant la majorité du signal aux processus profonds (cf. chap 2). Néanmoins, une comparaison détaillée avec les déformations horizontales actuelles manque, ainsi qu'une évaluation des perturbations de contrainte générées.

Ce chapitre vise à investiguer l'effet sur la déformation crustale et la sismicité liée au rebond postglaciaire appliqué au cas des Alpes Occidentales. Des modèles de flexure élastique (présentés en chap. 4) sont appliqués au cas des Alpes à partir du système glaciaire Würm alpin (section 5.2). L'étude porte particulièrement sur la comparaison avec les vitesses et taux de déformation actuels GNSS (section 5.3). Dans un second temps, les contraintes issues des modèles sont

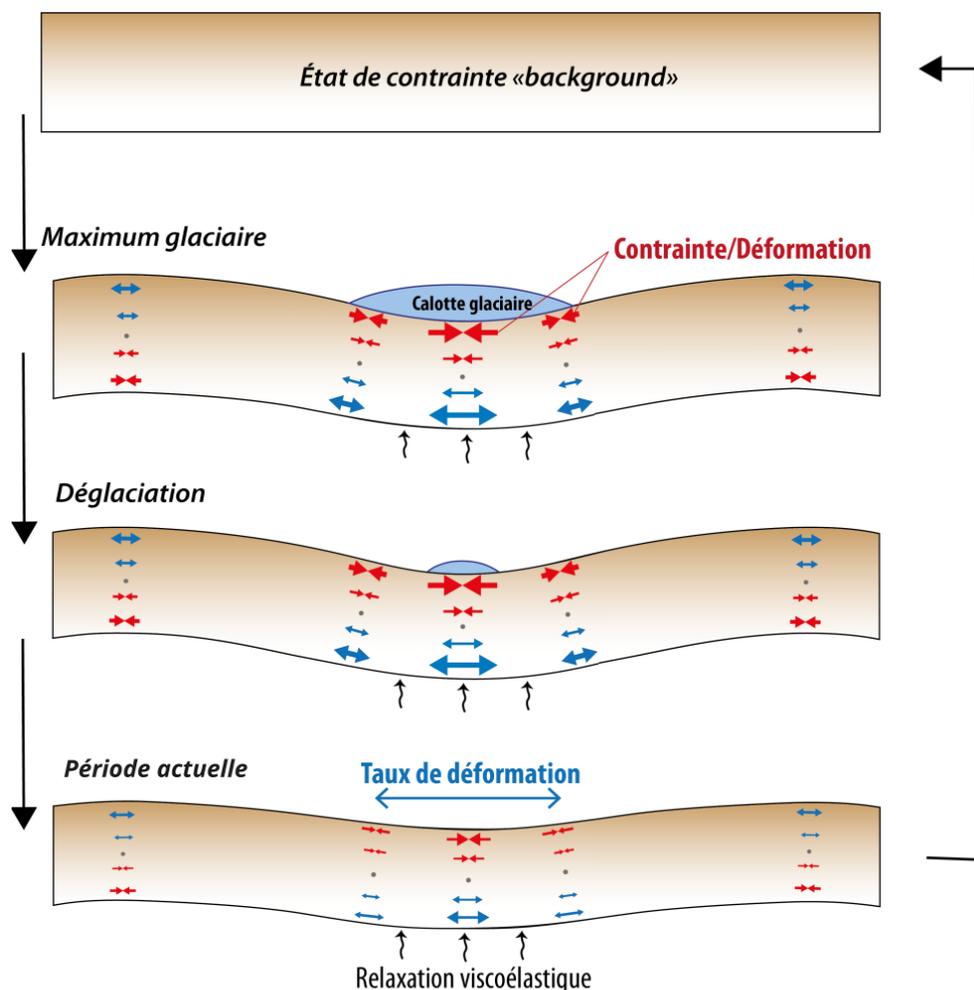


FIGURE 5.1 – Modèle conceptuel de l’Ajustement Isostatique Glaciaire (GIA), ainsi que des contraintes, déformations et taux de déformation associés.

analysées en termes d’impact potentiel sur la sismicité, par la projection de ces contraintes sur des structures de failles (section 5.4).

## 5.2 Modélisation et jeu de données

### 5.2.1 Jeu de données utilisé

Le pléistocène (2.5 Ma BP – 11 600 a BP) est caractérisé par une succession de cycles glaciaires dont le dernier dans les Alpes, appelé Würm, a atteint son maximum il y a 22 000 a, avant de décroître progressivement pour atteindre l’état actuel il y a 11 000 a (Ivy-Ochs et al., 2008). Comparé aux calottes Fennoscandienne et Laurentides, la calotte des Alpes était de taille réduite : environ 600 km de long et 200 km de large (e.g. Seguinot et al., 2018). L’épaisseur

moyenne de la calotte alpine était de 500 m, mais elle pouvait atteindre 2 km d'épaisseur localement au niveau des grandes vallées des Alpes centrales (Mey et al., 2016, fig. 5.2). Dans cette étude, le système est considéré complètement relaxé des précédents cycles glaciaires : seul le cycle correspondant au dernier maximum glaciaire (*Last Glacial Maximum*, LGM) est modélisé (calotte glaciaire Würm).

La charge glaciaire utilisée comme donnée d'entrée pour cette étude est celle modélisée par Mey et al. (2016) à partir de marqueurs géomorphologiques et d'un modèle de flux glaciaire (cf. partie « ice-cap reconstruction » de Mey et al., 2016). Le détail de la charge utilisée est présenté en figure 5.2. Toutes les modélisations présentées dans cette étude sont effectuées en approximation plane, justifiée par la petite taille de la calotte étudiée. La fonte de la calotte glaciaire est représentée dans les modèles comme instantanée, à 15 000 a BP. Cette approximation est justifiée par l'histoire très rapide de déglaciation entre 17 000 et 14 000 a BP (Ivy-Ochs et al., 2008). Comme la déglaciation est rapide sur une échelle géologique, l'effet d'amortissement du manteau doit être pris en compte dans les modélisations, par l'ajout d'une composante visqueuse (cf. chap. 4). Les détails de la paramétrisation des modélisations sont présentés en section 5.2.2.

### 5.2.2 Paramètre de modélisation

On utilise l'approche de la modélisation de flexure d'une plaque mince, présentée en chapitre 4, à l'aide du code *gFlex* (Wickert, 2016). Les épaisseurs élastiques (appelées «  $T_e$  ») estimées sur la zone à partir des cohérences topographie/gravimétrie sont inférieures à 40 km sur les Alpes (Kaban et al., 2018, chap. 2). L'épaisseur élastique étant une grandeur difficile à contraindre, on fait, dans un premier temps, le choix de tester une large gamme d'épaisseurs élastiques ( $5 \text{ km} < T_e < 100 \text{ km}$ ).

Le déchargement de la lithosphère étant considéré comme instantané (cf section 5.2.1), l'effet d'amortissement du manteau ne peut pas être négligé. La relaxation visqueuse du manteau est prise en considération à travers une fonction exponentielle décroissante qui définit le temps caractéristique  $\tau$  (cf chap. 4). Tout comme pour  $T_e$ , une large gamme de valeurs pour  $\tau$  est sélectionnée (comprises entre 2000 et 20000 a). Ces valeurs correspondent à des valeurs standard dans les modèles de GIA (Walcott, 1970b; Le Breton et al., 2010). Le tableau 5.1 résume les

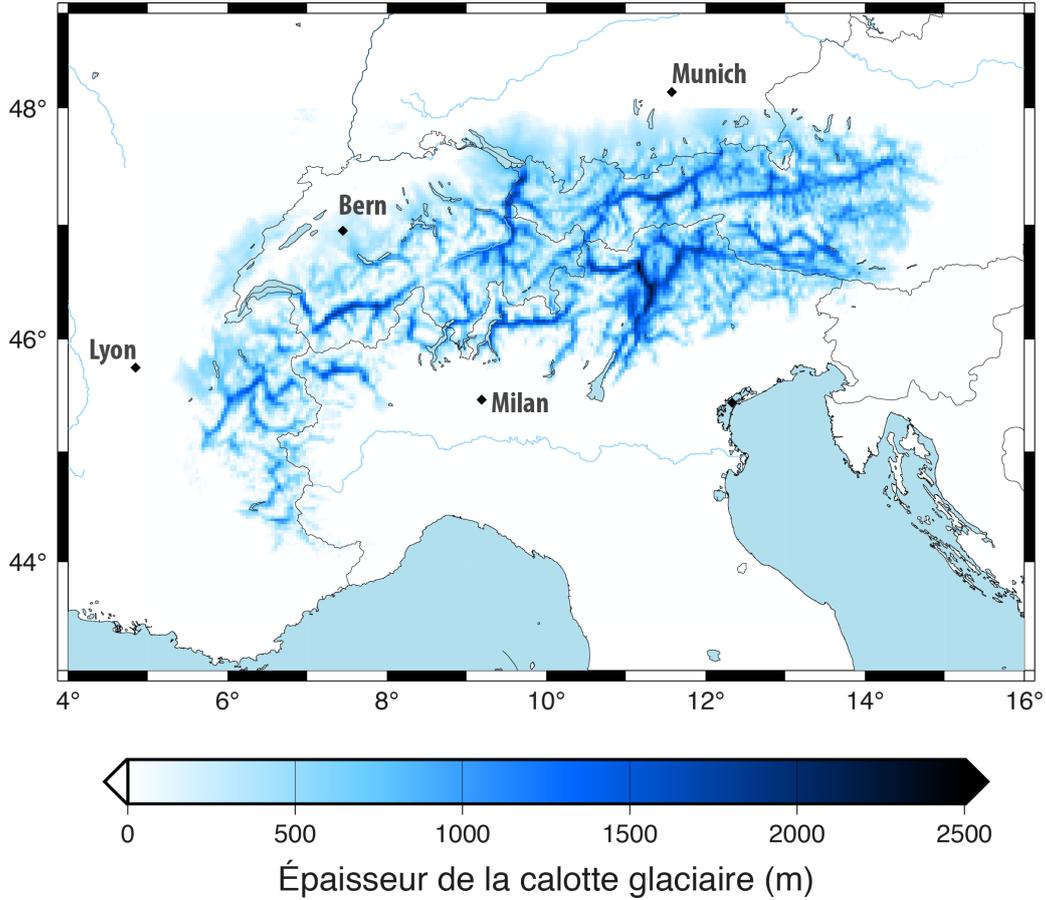


FIGURE 5.2 – Emprise et épaisseur de la calotte glaciaire des Alpes au LGM (Mey et al., 2016).

paramètres de masse volumique utilisés spécifiquement pour la modélisation du GIA.

| $E$<br>(Module<br>d'Young, $Pa$ ) | $\nu$<br>(Coefficient de<br>Poisson) | $\rho_{manteau}$<br>( $kg.m^{-3}$ ) | $\rho_{charge}$<br>( $kg.m^{-3}$ ) | $\rho_{remplissage}$<br>( $kg.m^{-3}$ ) |
|-----------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|---|
| $10^{11}$                         | 0,25                                 | 3300                                | 1000                               | 1000                                    |

TABLE 5.1 – Paramètres utilisés pour les modélisations de rebond postglaciaire.

Un test statistique, le F-test (Hahs-Vaughn and Lomax, 2013), est réalisé sur plus de 500 modèles couvrant les larges gammes de paramètres précédemment cités, afin de restreindre la gamme de valeurs de  $T_e$  et  $\tau$ . Les vitesses verticales GNSS dans les Alpes Occidentales sont supposées, pour ce test, être uniquement liées au GIA (l'analyse complète des vitesses verticales est réalisée en section 5.3.1). Pour chaque paramétrisation, le  $F_{ratio}$  est calculé pour comparer un modèle  $m_i$  avec le meilleur modèle théorique  $m_b$  (Mazzotti et al., 2005) :

$$F_{p,N-p} = \frac{(\chi^2(m_i) - \chi^2(m_b)) / p}{\chi^2(m_b) / (N - p)} \quad (5.1)$$

Avec  $p$  le nombre de paramètres,  $N$  le nombre de points, en considérant  $\chi^2$  calculé sur le résiduel des vitesses verticales entre le GNSS et le modèle (de GIA)  $m_i$ , défini comme :

$$\chi^2(m) = \sum_{i=1}^N \left( \frac{V_i^{GNSS} - V_i^m}{\sigma_i^{GNSS}} \right)^2 \quad (5.2)$$

avec  $\sigma_i^{GNSS}$  l'incertitude sur les vitesses. Le modèle  $m_i$  est rejeté s'il est considéré comme « pire » que le meilleur modèle pour un niveau de confiance donné : pour un niveau de confiance à 99%, les modèles peuvent être rejetés si  $F_{ratio} > 4.7$ . Les résultats de ce test sont présentés en figure 3, les modèles non-rejetés sont entourés en noir.

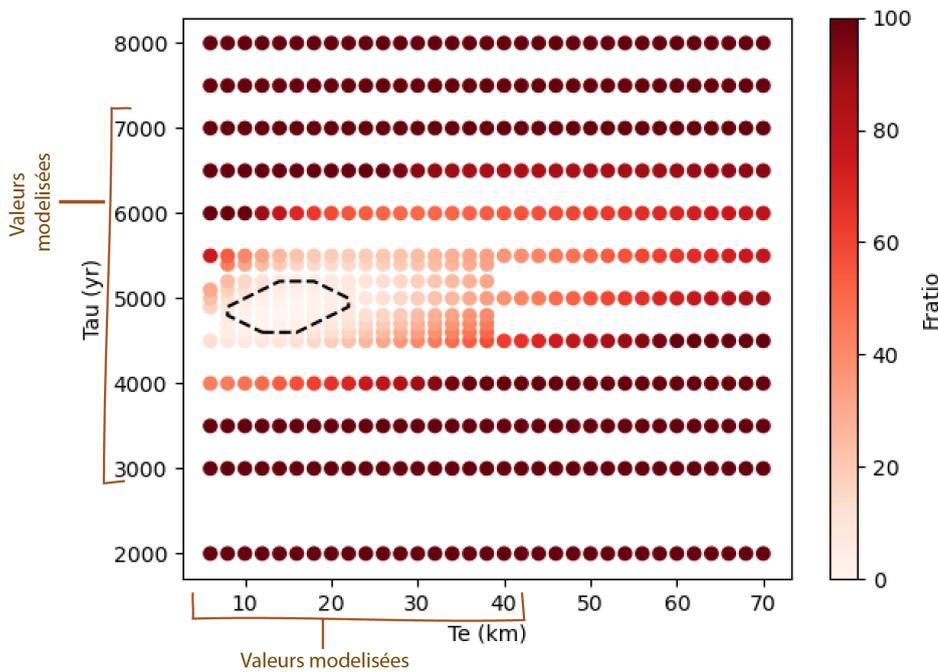


FIGURE 5.3 – F-test sur la variabilité des paramètres. Les modèles non-rejetés sont entourés en tiretés noirs. Les paramétrisations modélisées dans la suite sont affichées en marron.

Les modèles qui présentent les meilleurs accords avec les vitesses verticales GNSS sont définis par ces paramètres :  $T_e = 10\text{-}20$  km ;  $\tau = 4500\text{-}5500$  a. Ces valeurs indiquent une réponse rapide avec une faible longueur d'onde (faible viscosité du manteau couplée avec une plaque élastique fine), en accord avec des modèles plus complexes (e.g. épaisseur élastique variable) réalisés sur les Alpes Occidentales (Chéry et al., 2016; Mey et al., 2016).

Comme il est peu réaliste que les vitesses verticales sur l'ensemble des Alpes soit causées par un processus unique (e.g. Sternai et al., 2019), on autorise une plus large gamme de paramètres

autour de ces valeurs qui définissent les meilleurs modèles. Les paramètres retenus sont donc  $5 \leq T_e \leq 40$  km et  $3000 \leq \tau \leq 7000$  a (140 modèles).

## 5.3 Résultat des modélisations et comparaison avec le GNSS

### 5.3.1 Comparaison des champs de vitesses

Dans cette section, l'objectif est de comparer les champs de vitesses issus du GNSS (NGL) présentés en chapitre 3 (rappel en fig. 5.4.a, 5.4.b) et les vitesses modélisées extraites aux coordonnées des stations GNSS (un des meilleurs modèles en fig. 5.4.c :  $T_e = 20$  km ;  $\tau = 5500$  a).

On rappelle que les meilleurs modèles ont été définis à partir de la cohérence entre les vitesses verticales GNSS et modélisées dans les Alpes Occidentales (section 5.2.2) : par définition, le soulèvement observé dans les Alpes Occidentales de  $1 - 2$  mm.a<sup>-1</sup> est également visible dans les champs de vitesses du GIA (fig. 5.4). Il existe cependant des différences spatiales entre les deux champs, comme dans la vallée du Rhône, où les vitesses modélisées ( $0,5$  mm.a<sup>-1</sup>) sont plus importantes que les vitesses observées ( $-0,5 - 0$  mm.a<sup>-1</sup>). Néanmoins, ces différences peuvent être liées aux différences de référentiel entre les deux champs (modèle vs. IGS14) : Une différence de l'ordre de  $0,3 - 0,4$  mm.a<sup>-1</sup> était présentée au chapitre 3 entre les différents champs de vitesses, liée à des différences de référentiels.

Il est important de rappeler que malgré l'élimination de valeur aberrante sur le champ GNSS, le signal de ce champ reste bruité : individuellement, les vecteurs de vitesses horizontales des stations peuvent atteindre quelques mm.a<sup>-1</sup>, mais sans cohérence avec les stations avoisinantes (fig. 5.4.a). Ainsi, il est compliqué d'extraire un signal clair dans le champ de vitesse brut GNSS, tandis que le signal des vitesses modélisées à partir de la flexure est spatialement cohérent, sans bruit associé (5.4.c). C'est pourquoi on compare plutôt les vitesses horizontales au champ GNSS lissé (120km, fig. 5.4.b, cf. chap. 3.4.1) : les ordres de grandeurs de vitesses des champs modélisés et lissés sont bien plus faibles que les vitesses GNSS bruts (5 à 10 fois plus faibles), mais sont cohérents entre eux, de l'ordre de  $0,1$  mm.a<sup>-1</sup>. Le champ de vitesses modélisé présente donc des amplitudes de vecteurs beaucoup plus faibles mais un signal clair de déplacement vers l'extérieur de la charge, lié au rebond isostatique (fig. 5.4.b).

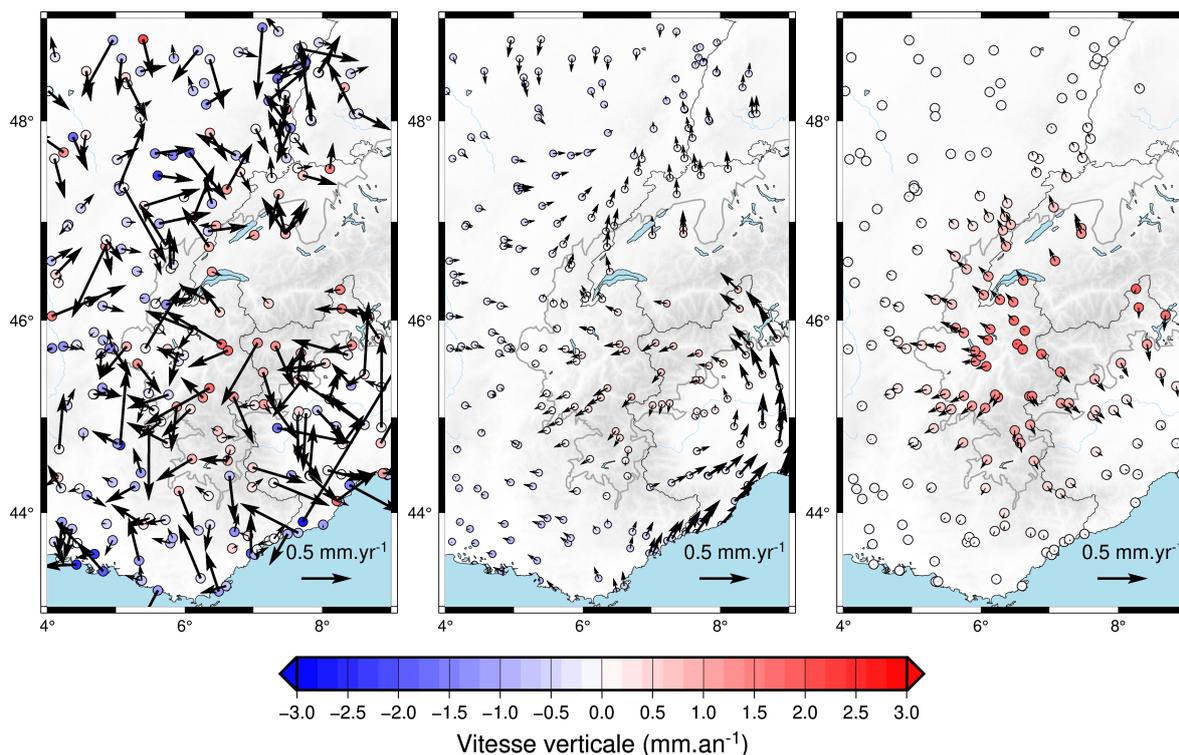


FIGURE 5.4 – (a) Champs de vitesses d’après le réseau GNSS permanent (NGL), (b) vitesses GNSS lissés, extraites à la position des stations (120 km, cf. chap 3 et (c) vitesses modélisées d’un des meilleurs modèles ( $T_e = 20$  km ;  $\tau = 5500$  a).

Dans les Alpes internes (lon : 6-7°, lat : 44.5°– 46.5°), les patterns entre les champs de vitesses modélisés et GNSS lissés sont similaires : les vecteurs vitesses sont orientés vers l’extérieur de la chaîne (vers le SW dans le Briançonnais et vers le NW à la frontière France-Suisse, fig. 5.4.c). Une grande partie du signal du champ GNSS lissé n’est pas visible au niveau du champ modélisé : la rotation anti-horaire dans la plaine du Pô, les vitesses dans le Jura et dans le graben du Rhin (orienté vers le graben du Rhin, fig. 5.4.b). Ces parties du champ de vitesse GNSS ne sont pas explicables par le rebond postglaciaire.

Dans le chapitre 3, pour s’affranchir du bruit, les vitesses GNSS ont été lissées par une fonction Gaussienne sur une grille régulière, de laquelle sont extraits les taux de déformation dans la zone. Le même traitement est appliqué aux champs modélisés. La comparaison des taux de déformation GNSS et modélisés est présentée en section 5.3.2.

## 5.3.2 Comparaison des taux de déformation

### 5.3.2.1 Variabilité des taux de déformation modélisés

Comme évoqué précédemment, les taux de déformation des modèles sont calculés de la même manière que pour le GNSS pour limiter les biais méthodologiques : les vitesses horizontales sont extraites au points GNSS, et lissées avec la même distance de lissage que pour le jeu GNSS (120 km). Néanmoins, compte-tenu de la similarité qui peut exister entre les fonctions Gaussienne et flexurale, la modification attendue du signal flexural par le lissage gaussien est très faible (moins de 10% du signal pour ces épaisseurs élastiques d'après des tests effectués sur des champs synthétiques).

Comme décrit dans l'introduction (fig. 5.1), tous les modèles de GIA retenus prédisent des motifs de réponse similaires : Sous la calotte glaciaire du LGM, les taux de déformation sont extensifs ; dans la périphérie, les taux de déformation sont en raccourcissements.

La variabilité des réponses flexurales est présentée sous forme de cartes des taux de déformation en figure 5.5 (de manière non exhaustive). Pour toutes les épaisseurs élastiques testées ( $5 \text{ km} \leq T_e \leq 40 \text{ km}$ ), qui sont des valeurs faibles, la réponse flexurale est très localisée : les taux d'extension (comprise entre  $0,5$  et  $5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ) sont localisés au niveau de la chaîne alpine, à l'intérieur de la limite de l'extension glaciaire LGM. La viscosité du manteau, exprimée par le temps caractéristique, contrôle l'amplitude de la réponse actuelle : les temps caractéristiques les plus courts correspondent à un système presque complètement relaxé, et induisent des amplitudes de taux de déformation actuelles très faibles ( $< 0,8 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ , fig 5.5.d).

Par la suite, la variabilité des différentes paramétrisations est prise en compte dans la comparaison précise avec les taux de déformation GNSS. Cependant, uniquement un des meilleurs modèles ( $T_e = 20 \text{ km}$  ;  $\tau = 5500 \text{ a}$ ) est présenté dans les figures, qui correspond au modèle 5.5.b.

### 5.3.2.2 Taux de déformation GNSS vs. Modélisés

Les taux d'extension flexuraux (GIA) actuels calculés au centre de la décharge glaciaire s'élèvent à  $0,5\text{-}2,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ . Ces taux d'extension sont orientés NW-SE dans les Alpes in-

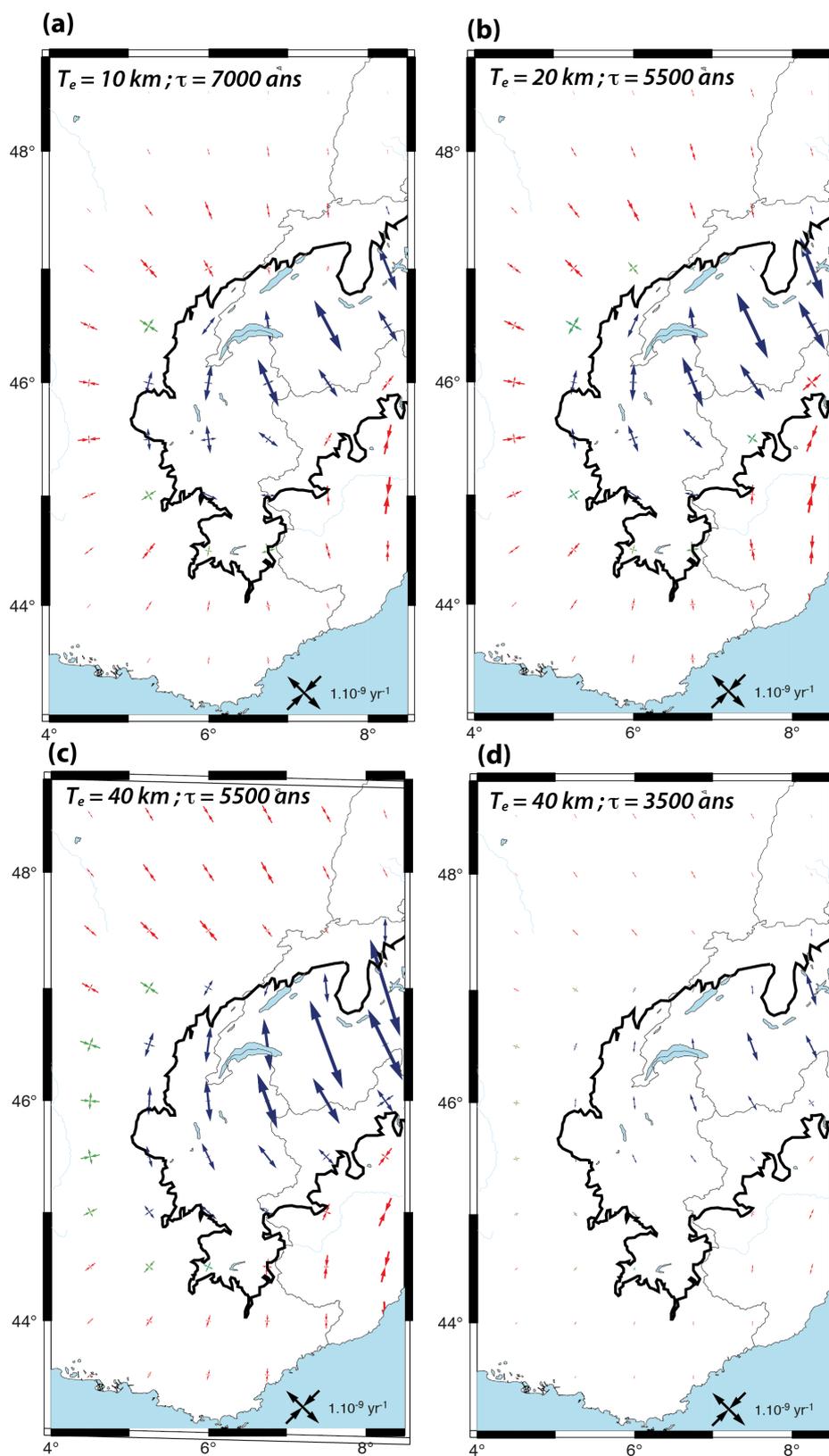


FIGURE 5.5 – Exemples de champs de taux de déformation modélisés en fonction de l'épaisseur élastique ( $T_e$ ) et le temps caractéristique ( $\tau$ ) (a)  $T_e = 10 \text{ km}, \tau = 7000 \text{ a}$  (b)  $T_e = 20 \text{ km}, \tau = 5500 \text{ a}$  (c)  $T_e = 40 \text{ km}, \tau = 5500 \text{ a}$  (d)  $T_e = 40 \text{ km}, \tau = 3500 \text{ a}$ .

ternes. Les taux de déformation modélisés dans l'avant-pays sont soit en raccourcissement, soit en décrochement. Ces motifs de déformation sont montrés en figure 5.6.b pour le modèle caractérisé par  $T_e = 20$  km et  $\tau = 5500$  a comme exemple d'un des meilleurs modèles. La forme de la réponse flexurale (fig. 5.6.b) est cohérente au premier ordre avec les signaux GNSS mis en avant dans le chapitre 3.4.3 à l'échelle des Alpes Occidentales (fig. 5.6.a) : extension radiale dans le cœur de la chaîne, raccourcissement radial en périphérie.

Plus précisément, au niveau de la frontière Suisse-Italie et dans les Alpes françaises (Savoie, lon :  $6.5^\circ$  ; lat :  $45.5^\circ$ ), les taux de déformation modélisés et GNSS sont cohérents dans leur direction (rotation de N-S à NNW-SSE le long de la chaîne) et dans leurs amplitudes (fig. 5.6.a vs fig. 5.6.b) : les gammes de valeurs des taux de déformation modélisés sont de  $1,7 - 3,3 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ , cohérentes avec les valeurs GNSS de  $1,6 - 3 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ . Cependant dans les Alpes françaises (Savoie), les taux modélisés varient de  $0,75$  à  $1 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  tandis que les mesures GNSS montrent des valeurs plus fortes, de l'ordre de  $2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ . Sur la base de ces résultats, le GIA compte pour 30% du signal GNSS au niveau de la Savoie, et jusqu'à 100% des taux d'extension GNSS dans le Sud de la Suisse.

À l'inverse, les modèles de GIA ne sont pas en mesure de reproduire les taux de décrochement GNSS le long de la frontière France-Italie (environ  $2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour le GNSS) : bien qu'une déformation en décrochement soit présente dans cette zone sur les champs modélisés, l'amplitude de celle-ci est bien plus faible ( $0,2 - 0,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ). Dans cette zone, la cinématique de la rotation de la plaque Adria pourrait avoir plus d'influence que le GIA sur les taux de déformations (cf. chap. 2) : D'Agostino et al. (2008) estiment une extension de  $0,3-0,8 \text{ mm.a}^{-1}$  sur les Alpes Occidentales, soit  $2-4 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  sur 200km de large.

La partie interne des Alpes Occidentales est entourée par un raccourcissement radial dans le Graben du Rhin, dans les montagnes du Jura, et dans la vallée du Rhône. Dans le Graben du Rhin et dans le Jura, les taux de raccourcissement modélisés à partir du GIA présentent des orientations cohérentes avec les taux de déformations GNSS, mais les amplitudes sont environ 3 fois plus petites ( $0,7 - 0,8 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour le champ modélisé vs.  $2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour le champ GNSS). Cela suggère que les taux de raccourcissement dans ces régions ne peuvent pas être attribués uniquement aux GIA alpin.

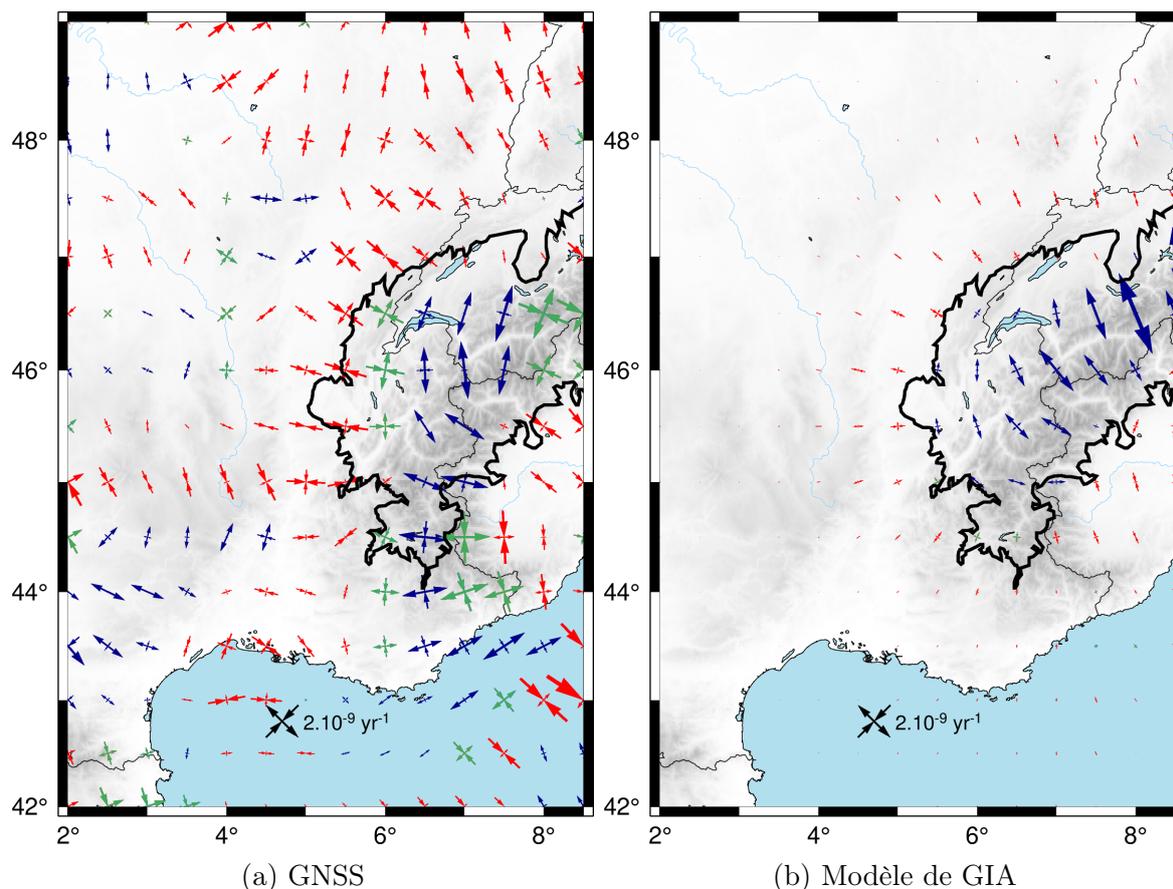


FIGURE 5.6 – (a) Champs des taux de déformation GNSS extraient avec la méthode de lissage Gaussien (120 km); (b) Champ de déformation d’un des meilleurs modèles de GIA ( $T_e = 20$  km;  $\tau = 5500$  ans). La ligne noire correspond à l’extension glaciaire du LGM (Mey et al., 2016) utilisé dans les modèles.

## 5.4 Contraintes et impact sur la sismicité

### 5.4.1 Modélisation des perturbations de contrainte

Au moment du dernier maximum glaciaire (*Last Glacial Maximum*, LGM), les contraintes horizontales compressives au sommet de la plaque élastique sont de ca. 10-20 MPa, pour diminuer jusqu’à ca. 0-5 MPa à la période actuelle, sur l’ensemble de la zone d’étude (contraintes à l’actuel représentées en fig. 5.7)

La variabilité des contraintes horizontales induites par la réponse flexurale est présentée en figure 5.7. Comme attendu par le modèle conceptuel (fig. 5.1), les perturbations de contrainte GIA sont compressives dans les Alpes Occidentales et présentent :

- des compressions NW-SE uniaxiales dans le sud de la Suisse.

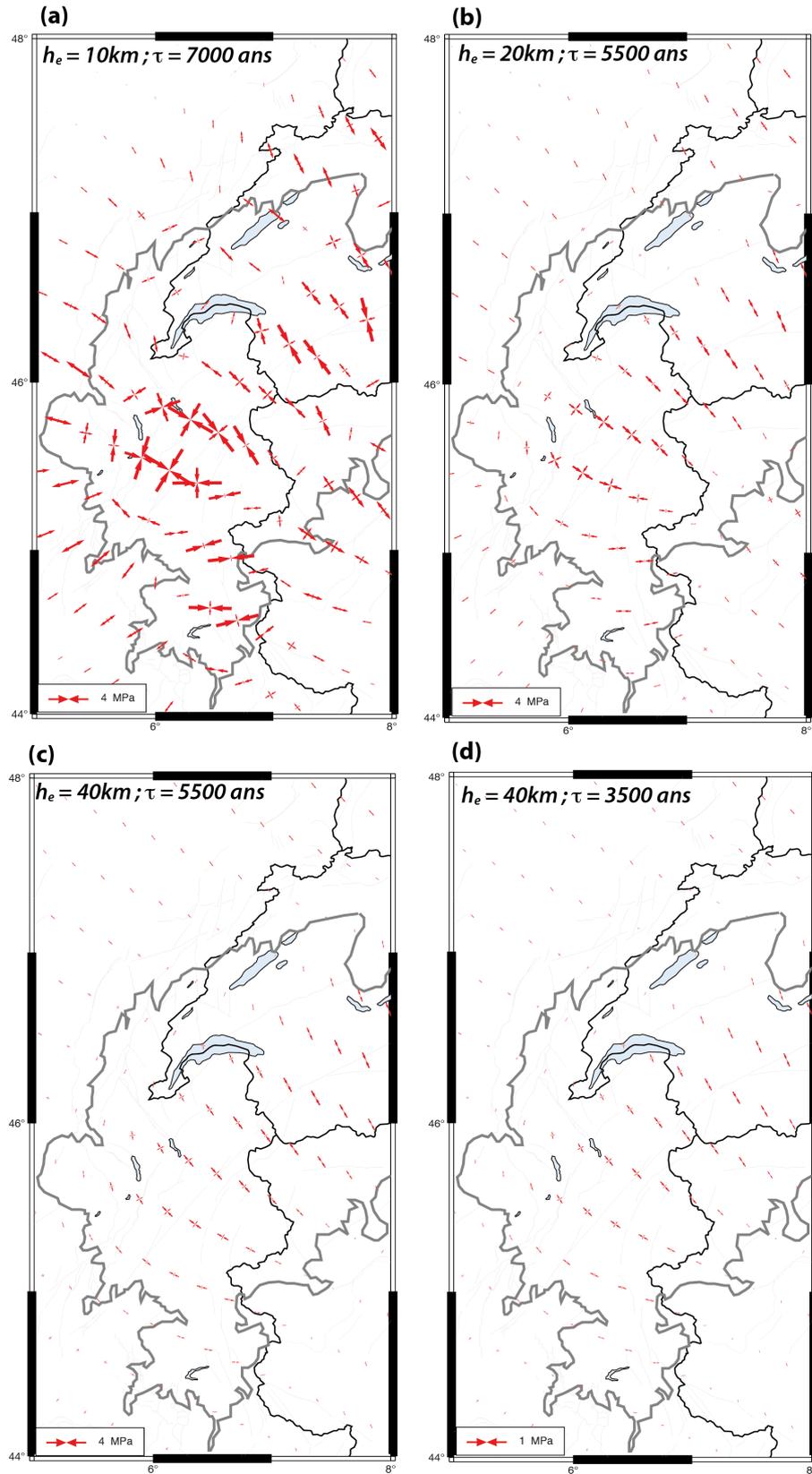


FIGURE 5.7 – Exemple de la variabilité des champs des contraintes modélisés à partir du GIA (a)  $T_e = 10\text{ km}$ ,  $\tau_g = 7000\text{ a}$  (b)  $T_e = 20\text{ km}$ ,  $\tau_g = 5500\text{ a}$  (c)  $T_e = 40\text{ km}$ ,  $\tau_g = 5500\text{ a}$  (d)  $T_e = 40\text{ km}$ ,  $\tau_g = 3500\text{ a}$ .

- des compressions isotropes dans les Alpes française (lon : 6.5°, lat : 44.5 - 45° ; 0,3 – 4 MPa).
- des compressions uniaxiales E-W dans le sud des Alpes le long de la frontière France-Italie (0,1 – 3,5 MPa).

Comme mentionné précédemment, les contraintes et les taux de déformation montrent des signes opposés. Le maximum de compression (fig. 5.7) est localisé au maximum de taux d'extension (fig. 5.6.b). La périphérie est caractérisée par de la tension (0,1 – 2,2 MPa). Cette tension s'étend jusqu'au fossé rhénan pour les épaisseurs élastiques importantes ( $T_e \geq 20$  km ; fig. 5.7.b,c,d), et jusqu'au nord de la Suisse pour les épaisseurs élastiques faibles ( $T_e = 10$  km ; fig. 5.7.a).

Pour rappel (chap. 2), les mécanismes au foyer dans la partie interne des Alpes présentent essentiellement des mécanismes en failles normales (e.g. Delacou et al., 2004; Mathey et al., 2021; Mazzotti et al., 2021, fig. 5.8), peu cohérents avec la compression horizontale modélisée sur l'ensemble de la zone (fig. 5.7). Plusieurs structures dans la périphérie direct des Alpes montrent des mécanismes décrochants (cf. chap. 2), comme la Faille de Belledonne qui est associée à des mécanismes dextres (Thouvenot et al., 2003; Billant et al., 2015), ou les Failles de la Moyenne Durance et du Vuache qui sont toutes deux associées à des mécanismes senestres (Cushing et al., 2008; Rabin et al., 2018). La section suivante s'intéresse à la projection des contraintes modélisées sur ces structures.

## 5.4.2 Projection des perturbations de contrainte

### 5.4.2.1 Failles dans le cœur des Alpes Occidentales

Les perturbations de contrainte (cf. section 4.3.2) sont projetées sur les failles majeures des Alpes Occidentales (fig. 5.9.a). La géométrie des failles a été extraite de la Base de Donnée des Failles potentiellement Actives (BDFa, Jomard et al., 2017) et de la carte néotectonique (Grellet et al., 1993). Dans la partie interne des Alpes, une série de failles localisées le long de l'arc Briançonnais est sélectionnée pour être représentative de la sismicité en extension, appelé par la suite « IMNF » (*Inner Massifs Normal Faults*). Ces failles (IMNF) sont situées au nord des Alpes Occidentales, dans la zone où les taux de déformation observés peuvent être

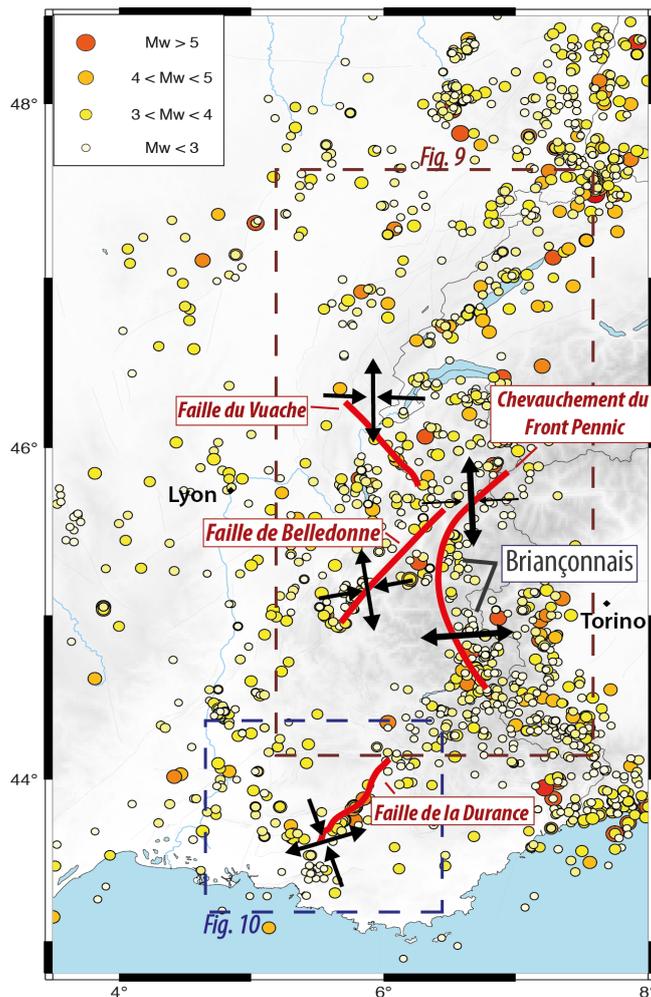


FIGURE 5.8 – Carte de la sismicité instrumentale (cf. chap. 2), et déformation sismique (axes P et T) interprétée des mécanismes aux foyer associé à la faille du Vuache (Rabin et al., 2018) de Belledonne (Billant et al., 2015), de la Moyenne Durance (Cushing et al., 2008) et à l’aplomb du chevauchement du front pennique (CFP, cf. chap. 2, Sue and Tricart, 2003).

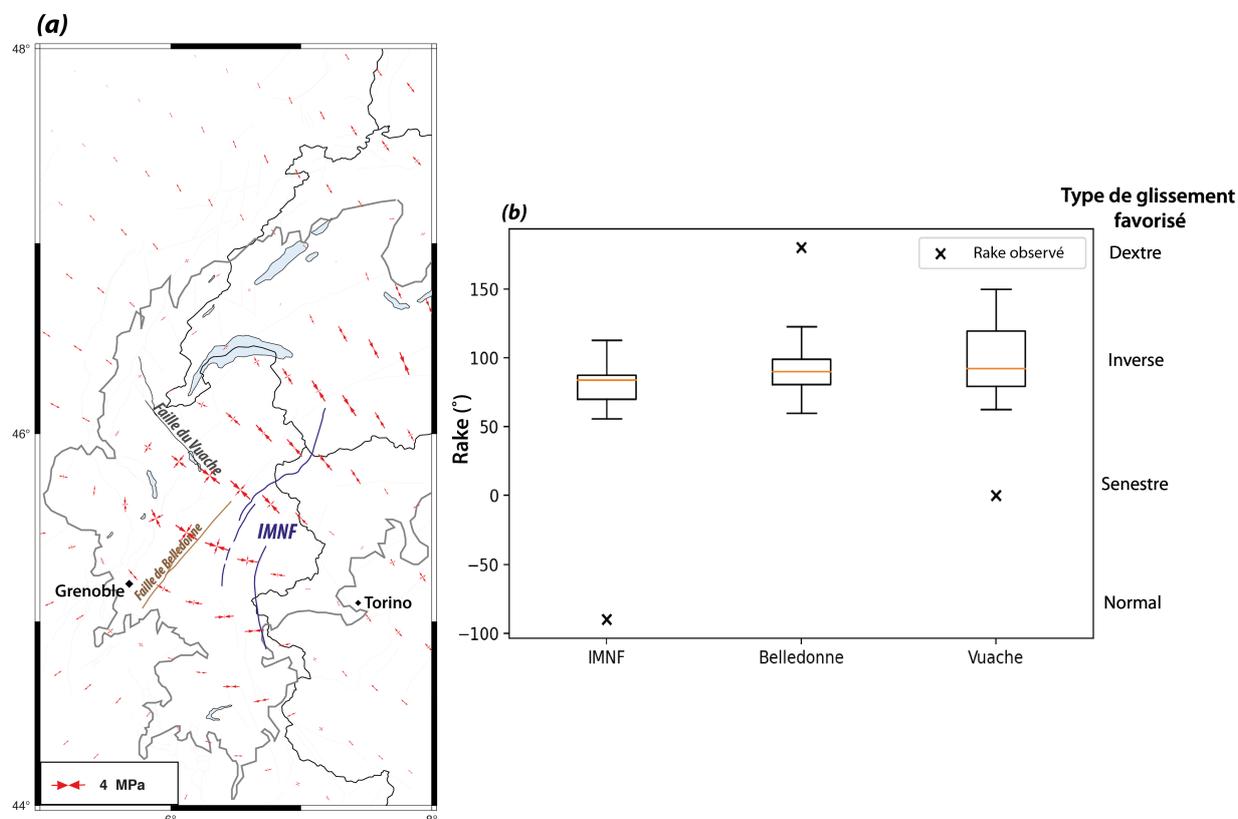
expliqués au premier ordre par le GIA (section 5.3.2.2). Les autres failles sont les structures décrochantes précédemment citées : la faille de Belledonne, la faille du Vuache (fig. 5.9.a) et de la Moyenne Durance (fig. 5.10). En raison de l’incertitude sur l’angle de pendage, plusieurs valeurs de pendages sont testées pour chaque faille (de 30° à 80° en fonction des structures). Le détail des géométries et segments utilisés est résumé dans le tableau 5.2.

Les perturbations de contrainte de Coulomb ( $\Delta_{CFS}$ ) liées au GIA dépendent de la géométrie de la faille et de la friction effective (cf. chap. 4). Les modèles avec un coefficient de friction standard ( $\mu' = 0,6$ ) et des pendages sub-verticaux donnent essentiellement des valeurs de  $\Delta_{CFS}$  négatives, ce qui implique que le GIA a tendance à inhiber les ruptures de ces failles dans ce cas. Au contraire, les modèles avec une friction effective faible ( $\mu' = 0,1$ ) ou des pendages de failles

| Failles    | Segments  | Pendages testés (°) |
|------------|---|---------------------|
| IMNF       | Structures caractéristiques du chevauchement Pennique | 45/60/75            |
| Belledonne | Faille de Belledonne                                  | 50/65/80            |
|            | Faille du Brion                                       | 45/55/65            |
| Vuache     | Faille du Vuache                                      | 70/80               |
| Durance    | Faille de la Moyenne Durance                          | 60/70/80            |
|            | Faille de Trévaresse                                  | 35/45/55            |

TABLE 5.2 – Paramètres utilisés pour la projection des contraintes sur les structures de failles.

optimales donnent des valeurs de  $\Delta_{CFS}$  positives comprises entre 0,1 et 2 MPa. Les directions de glissement préférentielles (*rake*) modélisées sont représentées par des diagrammes "en boîte à moustache" sur la figure 5.9.b, qui représentent la variabilité des paramètres de modélisations ( $T_e$  et  $\tau$ ) et de géométries des failles (azimutes et pendages). Les rakes  $r$  modélisés sont comparés à ceux dérivés des mécanismes aux foyer (cf. fig. 5.8).

FIGURE 5.9 – (a) Perturbations de contrainte horizontales liées au GIA (modèle avec  $T_e = 20$  km ;  $\tau = 5500$  a) et tracés de failles utilisés (b) rakes modélisés (boxplots) et observés (croix noires, d'après Billant et al., 2015; Rabin et al., 2018; Mathey et al., 2021; Delacou et al., 2004)

Comme les contraintes flexurales les plus importantes sont situées dans la partie interne des Alpes, les structures IMNF sont celles qui présentent les valeurs de  $\Delta_{CFS}$  les plus fortes à l'actuel : les perturbations de contrainte sont positives même pour une friction de  $\mu' = 0,6$  (ca.  $\Delta_{CFS} = 0,2$  MPa), et jusqu'à  $1,5 - 2$  MPa pour  $\mu' = 0,1$  (valeur médiane :  $0,5$  MPa). Les valeurs de rake générées par ces perturbations correspondent à des réactivations en failles inverses (rake =  $50^\circ - 110^\circ$ , IMNF, fig. 5.9.b). Ces rakes sont opposés à ceux observés par les mécanismes au foyer le long des IMNF (Mathey et al., 2021).

Pour les failles de Belledonne et du Vuache, les perturbations de contrainte de Coulomb ne sont positives que pour une valeur de friction faible (pour  $\mu' = 0,1$  ;  $\Delta_{CFS} = 0,2 - 0,5$  MPa) :

- Pour la faille de Belledonne, les perturbations de contrainte favorisent une réactivation en faille inverse ( $r = 60^\circ - 130^\circ$ ) alors que les mécanismes au foyer sont dextres ( $r = 180^\circ \pm 20^\circ$  ; Thouvenot et al., 2003).
- L'orientation de la faille du Vuache est oblique par rapport aux orientations du champs de contraintes GIA (fig. 5.9.a). De plus, la partie nord de la faille est localisée dans la zone de transition où les contraintes liées au GIA sont presque nulles ( $< 0,5$  MPa sur fig. 5.9.a). Les rakes modélisés varient entre  $60^\circ$  et  $150^\circ$  (faille inverse), incohérents avec les mécanismes aux foyers en décrochement senestre observés (Rabin et al., 2018).

Dans ces trois cas, les perturbations  $\Delta_{CFS}$  peuvent atteindre  $1$  MPa, pour certaines paramétrisations, des valeurs considérées comme suffisantes pour déclencher des séismes sur des failles pré-chargées (e.g. King et al., 1994; Steer et al., 2014; Stein, 1999). Néanmoins, les rakes modélisés sont toujours différents des rakes observés ( $> 90^\circ$  de différence). Ainsi, le processus de GIA, à lui seul, ne peut pas expliquer les cinématiques des failles précédemment citées : ces résultats suggèrent même que le GIA inhibe les failles dans les Alpes Occidentales (sens de glissement modélisés opposés aux mécanismes au foyer).

#### 5.4.2.2 Faille en périphérie : l'exemple de la Moyenne Durance

Lorsque les structures de failles sont sub-parallèles à la direction de la contrainte principale, l'effet du GIA est plus difficile à définir. Le long de la faille de la Moyenne Durance, dans le sud

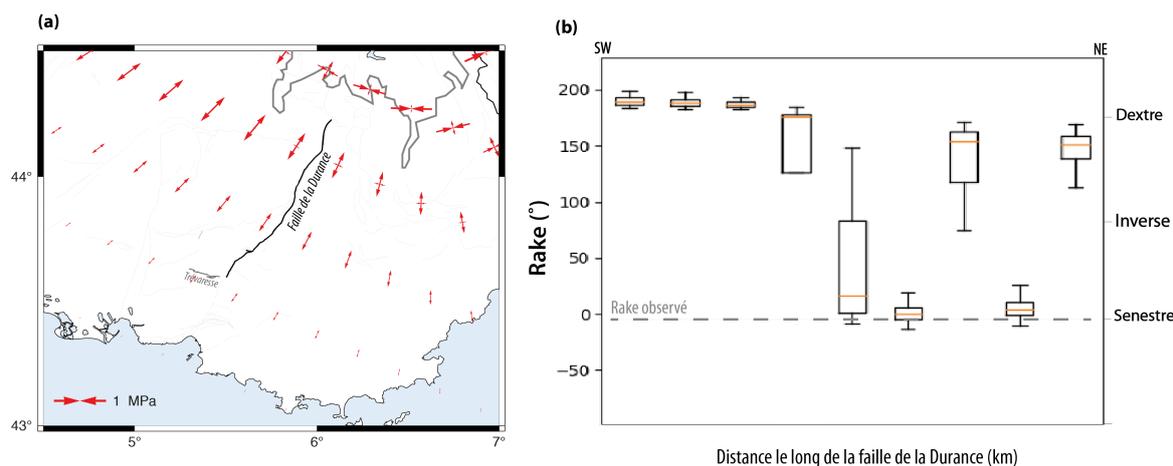


FIGURE 5.10 – Perturbation de contrainte lié au GIA (a) perturbations de contrainte horizontale (modèle avec  $T_e = 20$  km ;  $\tau = 5500$  a) et failles utilisées dans la comparaison (b) rakes modélisés à partir du GIA (boxplots) et déduits des mécanismes au foyer (Cushing et al., 2008) le long de la faille Moyenne Durance

des Alpes Occidentales, la perturbation de contrainte extensive NW-SW liée au GIA décroît de 0,35 – 0,7 MPa dans la zone au nord de la faille à 0,15 – 0,25 MPa autour du segment du sud (fig. 5.10.a). En raison de la variabilité de l'orientation dans la trace de la faille de la Durance, la gamme des rakes prédits est large ( $0^\circ$ -  $200^\circ$  ; fig. 5.10.b).

Avec un coefficient de friction faible de  $\mu' = 0,1$  ou classique de  $\mu' = 0,6$  , les valeurs de  $\Delta_{CFS}$  sont systématiquement positives, comprise entre 0 et 0,2 MPa. Pour la moitié sud de la faille, les perturbations de contrainte prédisent un déplacement dextre ( $170^\circ$ –  $180^\circ$ ). Sur le reste de la faille, la dispersion des rakes est plus importante (senestre, inverse, ou dextre). Les mécanismes aux foyers le long du système de la faille de la Durance suggèrent surtout un déplacement senestre (Cushing et al., 2008). Ainsi, les ruptures sur certains segments pourraient être favorisées par les perturbations de contrainte du GIA, tandis que d'autres sont clairement inhibées par ces perturbations (sud de la faille, fig. 5.10.b).

L'effet du GIA est similaire sur d'autres structures de failles en périphérie de la chaîne des Alpes. Un autre exemple qui pourrait être cité est celui de la terminaison Est de la faille des Cévennes (responsable du séisme du Teil en 2019, Ritz et al., 2020). Les contraintes modélisées dans cette zone sont très faibles ( $< 0,1$  MPa), avec des sens préférentiels de réactivation très variables ( $0^\circ$ –  $200^\circ$ ). Dans cette région, l'impact du GIA est très faible, voire négligeable, et n'est donc pas présenté plus en profondeur dans le cadre de cette étude.

### 5.4.3 Perturbations de contrainte vs. Contraintes totales

L'étude réalisée en section 5.4.1 et 5.4.2 a permis de décrire les perturbations de contrainte générées par le rebond postglaciaire. Cependant, les contraintes de Coulomb totales (*CFS*) appliquées sur les failles dépendent des contraintes totales (eq. 4.18). Pour apporter une étude complète sur la stabilité des failles, les perturbations flexurales (*GIA*) sont ajoutées au champ de contrainte ambiant pour étudier le champ de contrainte totale.

Il est complexe d'estimer le champ ambiant dans les Alpes Occidentales de par la variabilité des styles de déformation sismique dans cette zone. En effet, dans une zone très restreinte ( $\approx 200\text{km}$ ), on retrouve les 3 types de mécanismes aux foyer (Mathey et al., 2021) : normales dans la partie interne des Alpes, mécanismes décrochants en périphérie (mécanismes inverses plus anecdotiques). Le champ de contrainte ambiant est calculé en considérant plusieurs points :

- La croûte est supposée contrainte à un état critique. Ainsi, les failles optimalement orientées sont sur le seuil de la rupture (calculé pour une friction effective  $\mu'$  de 0,1 et 0,6).
- Les mécanismes au foyer sont l'expression des contraintes régionales. Le champ ambiant est donc calculé pour des failles normales (alpes internes) une faille décrochante (faille de Belledonne).

La forme du tenseur de contrainte est définie par (cf. fig. 5.11) :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (5.3)$$

avec  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  les composantes principales du tenseur de contraintes et  $R = 0,5$  ( $\sigma_2$  à égale « distance » de  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  (fig. 5.11)). Les composantes du tenseur de contraintes du champ ambiant sont calculées à partir de la contrainte verticale  $\sigma_v$  en considérant :

$$\sigma_v = \rho g z \quad (5.4)$$

avec  $\rho$  la masse volumique de la croûte ( $2800 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) et  $z$  la profondeur étudiée (ici, 5 km).

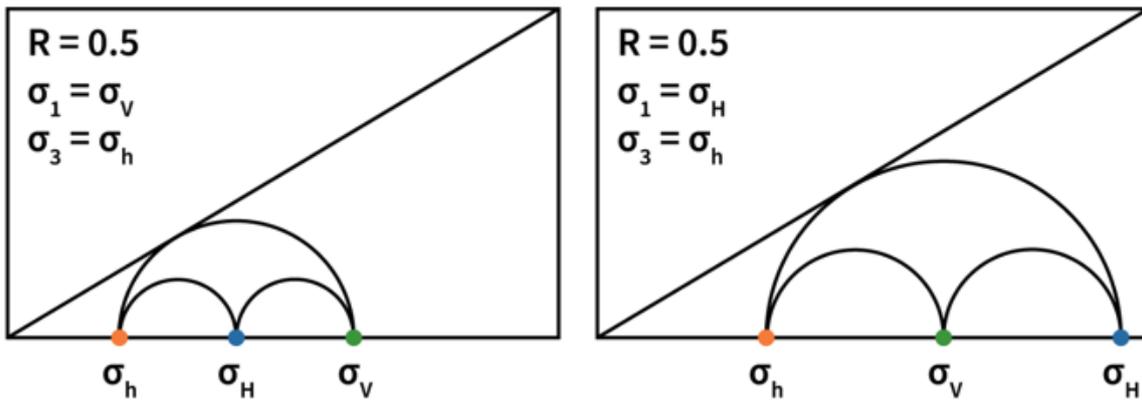


FIGURE 5.11 – Représentation schématique des contraintes critiques représentées par un cercle de Mohr pour un régime de faille normale (à gauche) et de faille décrochante (à droite).  $\sigma_H$ ,  $\sigma_h$  et  $\sigma_v$  respectivement les contraintes horizontales maximum, horizontales minimum et verticales. D’après (Damon et al., 2022, en cours de publication).

D’après Zoback and Townend (2001), pour les régimes de contraintes de type faille normale, décrochante (fig.5.11) et inverse on a respectivement (en négligeant la pression de fluide) :

$$D_n = \sigma_v \frac{(1 - F)}{F} \quad (5.5)$$

$$D_{ss} = \sigma_v \frac{(1 - F)}{(1 + F)} \quad (5.6)$$

$$D_r = \sigma_v (1 - F) \quad (5.7)$$

Avec  $D$  le diamètre du cercle de Mohr (fig. 5.11) et  $F$  qui dépend de la friction  $\mu'$  :

$$F = \left( \sqrt{\mu'^2 + 1} + \mu' \right)^2 \quad (5.8)$$

Ainsi, les contraintes horizontales maximum sont calculées, dans l’optique d’établir un champ de contrainte de fond sur les failles des Alpes Occidentales. Le tableau 5.3 résume les valeurs des contraintes calculées qui définissent le champ « ambient ».

Dans la partie interne des Alpes, la sismicité s’exprime en failles normales, avec une orientation moyenne de l’axe T de  $N55^\circ$  (zone BRS dans Mathey et al., 2021), localisée majoritairement à l’aplomb du front pennique. Le tenseur de contrainte du champ ambient est donc calculé pour la partie interne des Alpes (eq. 5.5) et ajouté aux modèles de GIA présentés dans les sections

| Faille             | Orientation de la contrainte horizontale principale (°au N) | Style de déformation | $\sigma_1(MPa)$ | $\sigma_2(MPa)$ | $\sigma_3(MPa)$ |
|--------------------|---|----------------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| CFP (Briançonnais) | 55  | Normal               | $\sigma_v$      | -90             | -44             |
| Faillle "optimale" | 55  | Normal               | $\sigma_v$      | -90             | -44             |
| Belledonne         | 107   | Dextre               | -172            | $\sigma_v$      | -102            |

TABLE 5.3 – Paramètres de calcul et contrainte du champ ambiant (pour un coef. de friction de 0,6). Avec  $\sigma_v$  la contrainte verticale. À 5 km,  $\sigma_v = -137$  MPa (avec  $\rho_{croule} = 2800$  kg.m<sup>-3</sup>)

précédentes. Cette somme de tenseurs de contrainte est représentée sur la figure 5.12.a pour un des meilleurs modèles de GIA ( $T_e = 20$  km,  $\tau = 5500$  a). Les champs de contraintes régionales sont projetés sur une structure de faille théorique qui suit le front Pennique (fig. 5.12.a, bleu) : Les contraintes de Coulomb (*CFS*) sont calculés avec (point) et sans (trait horizontal) les perturbations liées au GIA (fig. 5.12.b). Il ressort de ces projections que :

- Toutes les contraintes de Coulomb liées au champ ambiant sur cette structure sont négatives (éloignement de la faille du seuil de rupture). Ces contraintes sont comprises pour  $\mu' = 0,6$  entre -50 MPa (au sud) et -10 MPa (au nord) ; pour  $\mu' = 0,1$  entre -9 MPa (au sud) et 0 MPa (au Nord). Au sud, les contraintes sont obliques par rapport à la faille, ce qui explique les valeurs plus faibles de contraintes de Coulomb.
- L'ajout des perturbations de contrainte du GIA éloigne systématiquement cette faille du seuil de rupture (diminution du *CFS*) de 1-5 MPa.

La sismicité dans cette zone n'étant pas explicitement liée au chevauchement du front pennique, les tenseurs de contraintes régionaux (avec et sans GIA) sont projetés à une structure de faille théorique optimalement orientée par rapport au champ de contrainte du Briançonnais (zone BRS dans Mathey et al., 2021, 5.13.a, polygone vert ; Azimute : N050°, pendage : 50°). Comme attendu, la projection du tenseur du champ ambiant sur une faille optimalement orienté résulte en des contraintes de Coulomb proche de 0 (sur le seuil de rupture) pour une friction faible ( $\mu'$ )

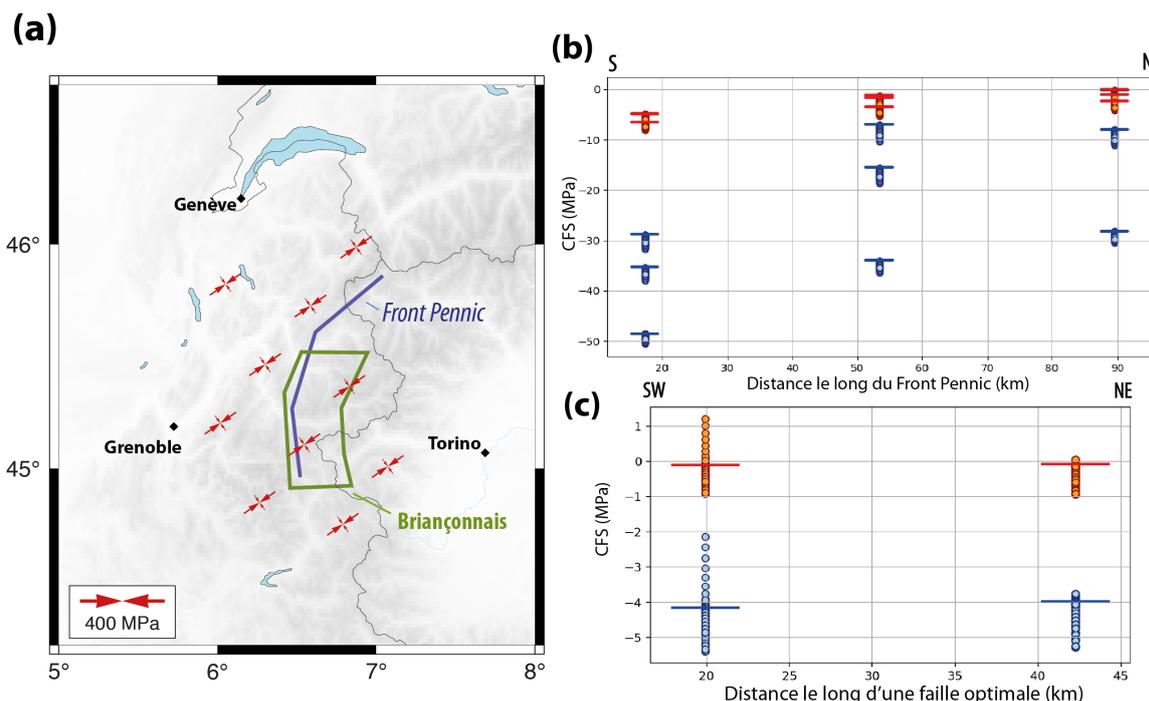


FIGURE 5.12 – (a) Tenseur de contrainte horizontale complet, basé sur les mécanismes aux foyer de la partie interne des Alpes et des modèles de GIA ( $T_e = 20$  km ;  $\tau_g = 5500$  a). (b)  $CFS$  pour la structure du Chevauchement du Front Pennic et (c) pour une structure optimalement orientée dans la zone du briançonnais. Trait horizontal =  $CFS$  régional sans perturbations de contrainte liées aux GIA ; point =  $CFS$  régional avec perturbations de contrainte liées aux GIA.  $\mu' = 0,1$  (rouge/orange) et  $\mu' = 0,6$  (bleu). 3 pendages différents ont été testés :  $30^\circ$ ,  $45^\circ$  et  $60^\circ$ .

= 0,1). Dans ce cas, les perturbations de contrainte du GIA (1-2 MPa) peuvent faire basculer les contraintes de Coulomb en positif (favoriser la rupture) pour certaines paramétrisations. Pour une friction effective plus importante ( $\mu' = 0,6$ ), les contraintes de Coulomb sont toujours négatives, même lorsque la perturbation du GIA rapproche la faille du seuil de rupture (augmentation de la  $CFS$ ).

Pour étudier le cas de l'effet des perturbations de contrainte (GIA) sur le champ ambiant dans la partie plus périphérique des Alpes, les contraintes sont projetées sur la faille de Belledonne. Contrairement à la zone du briançonnais, la sismicité dans la zone de Belledonne est clairement associée à la faille de Belledonne, avec un axe P orienté  $N107^\circ$  (Thouvenot et al., 2003, fig. 5.13.a). De la même façon que pour les structures des Alpes internes, les contraintes de Coulomb des champs ambiants avec et sans perturbations du rebond postglaciaire sont calculées pour la faille de Belledonne (fig. 5.13.b). Les  $CFS$  sont de l'ordre de -60 à -80 MPa pour  $\mu' = 0,6$  : pour cette valeur de friction, les perturbations du GIA éloignent systématiquement la faille

du seuil de rupture (de 2 – 5 MPa). Dans le cas d’une friction effective  $\mu' = 0,1$ , les contraintes de Coulomb sont de l’ordre de -8 à -10 MPa : les perturbations du GIA peuvent rapprocher les failles du seuil de rupture (augmentation de la contrainte de Coulomb), mais tout en restant négative.

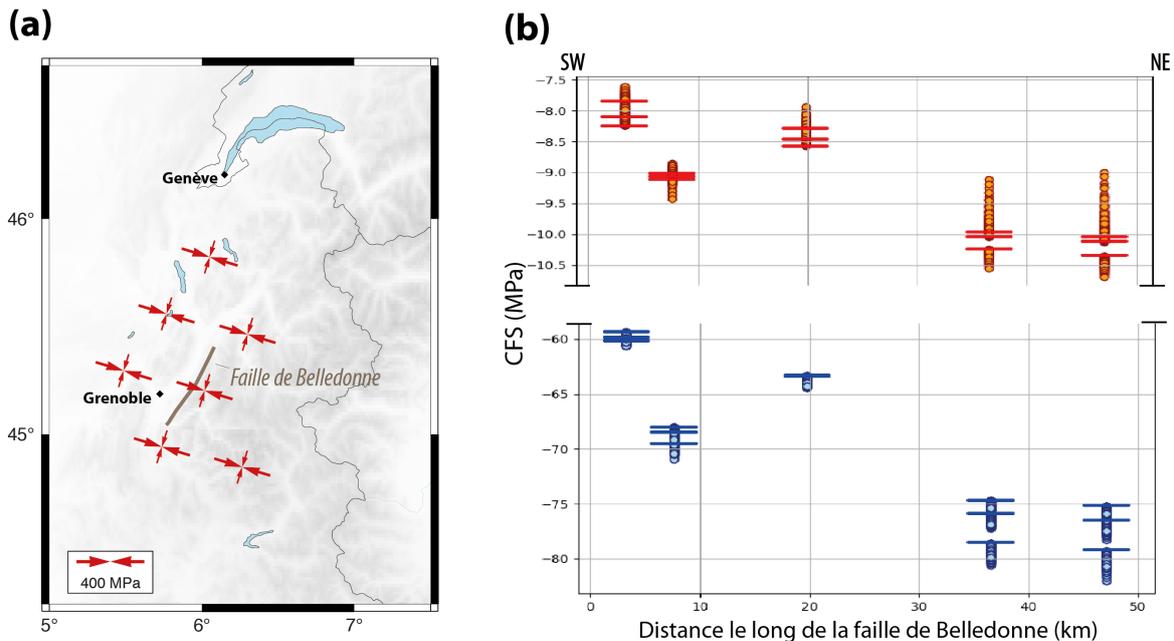


FIGURE 5.13 – (a) Tenseur de contrainte horizontale complet, basé sur les mécanismes aux foyers autour de la faille de Belledonne et des modèles de GIA ( $T_e = 20$  km ;  $\tau = 5500$  a). (b)  $CFS$  pour la structure de la faille de Belledonne. Trait horizontal =  $CFS$  régional sans perturbations de contrainte liées aux GIA ; point =  $CFS$  régional avec perturbations de contrainte liées aux GIA ( $5 \leq T_e \leq 40$  km ;  $3000 \leq \tau \leq 7000$  a).  $\mu' = 0,1$  (rouge) et  $\mu' = 0,6$  (bleu).

Pour toutes ces structures, les contraintes projetées sur les failles sont dominées par le champ ambiant, calculé à partir des mécanismes aux foyer. Les rakes calculés sont donc majoritairement ceux des mécanismes aux foyer : les variations de rakes liées aux perturbations du GIA sont de l’ordre de quelques degré ( $10^\circ - 15^\circ$ ).

Ainsi, les perturbations de contrainte liées au rebond postglaciaire ne favorisent la rupture sur aucune des structures de failles « réalistes » testées (tracé de faille issu de la BDFa). Dans la majorité des cas, ces perturbations de contrainte éloignent les failles du seuil de rupture. Le seul cas de figure où le rebond postglaciaire favorise la rupture sur la faille est celui d’une faille optimalement orientées pour une friction faible, dont il n’existe pas d’évidence direct dans le Briançonnais.

## 5.5 Discussion

Comme montré dans plusieurs études dans les dernières années (e.g. Masson et al., 2019b; Walpersdorf et al., 2018), et dans le chapitre 3, le signal GNSS dans les Alpes Occidentales correspond à un soulèvement vertical ca. 1-2 mm.a<sup>-1</sup> et des taux d’extension ca.  $1-3 \times 10^{-9}$  a<sup>-1</sup>. Cette étude montre qu’en faisant une hypothèse de plaque élastique mince ( $T_e = 10 - 20$  km) sur un manteau à faible viscosité ( $\tau = 4500-5500$  a), la réponse des Alpes Occidentales au GIA est compatible au premier ordre avec les observations géodésiques (cf. fig. 5.4). L’accord entre les prédictions d’un modèle simple de GIA et les signaux GNSS suggère que le GIA pourrait expliquer une grande part du soulèvement des Alpes et apporter une contribution majeure au taux de déformations actuelles, au moins pour les taux d’extension dans les régions qui étaient sous la calotte glaciaire du LGM (30 à 100% du signal).

La compatibilité entre les taux de déformations GNSS et les styles de déformation sismique a mené plusieurs auteurs à considérer les données GNSS comme une contrainte possible sur les calculs d’aléa sismique (e.g. Sue et al., 2007; Walpersdorf et al., 2015, 2018). Néanmoins, notre analyse montre que les perturbations de contrainte liées au GIA dans les Alpes Occidentales ont en fait tendance à inhiber la rupture de faille ( $\Delta_{CFS} < 0$ ), ou être incompatible avec le style de déformation observé par les mécanismes au foyer. Les perturbations de contrainte du GIA correspondent à une compression horizontale, qui favorise des réactivations en failles inverses à décrochantes, opposées aux failles normales observées dans la région. Lorsqu’on considère ces perturbations dans un champs de contrainte global (ambient), le GIA éloigne les failles du seuil de rupture dans la majorité des cas, à l’exception de cas favorable sur des failles optimalement orientés par rapport au champ de contrainte.

Ainsi, même si le champ de taux de déformation est fortement influencé par le GIA, ce processus n’explique pas / ne contribue pas à la sismicité dans la région. Le GIA permet d’expliquer le soulèvement dans les Alpes Occidentales ; néanmoins, il est important de noter que le maximum de la charge glaciaire se trouve sur les Alpes centrales (fig. 5.2). Le maximum de flexure (et donc de soulèvement) se trouve donc en dehors de notre zone d’étude, dans une zone où le GNSS montre les mêmes amplitudes de soulèvement que dans les Alpes Occidentales (1 – 2 mm.a<sup>-1</sup>, discuté plus en détail en chap. 7). Prendre en comptes des variations d’épaisseurs élastiques

permettrait d'intégrer des variations latérales de rhéologie, qui pourrait expliquer la différence de réponse entre Alpes Occidentales et Alpes Centrales : les tests préliminaires réalisés dans ce sens montrent que le GIA pourrait générer le soulèvement alpin sur l'ensemble de la chaîne si une fenêtre de plus faible viscosité est présente sous la partie interne des Alpes (stage de Grosset, 2019; Chéry et al., 2016). Ces aspects ne sont pas discutés plus en profondeur dans le cadre de cette thèse.

## 5.6 Conclusion

Le cas des Alpes Occidentales donne lieu à une situation particulière, avec des styles opposés entre les taux de déformation et les perturbations de contrainte générées par le GIA. Le GIA est la cause d'une large part (plus de 50%) des taux de déformation géodésiques observés, mais il tend à inhiber la sismicité actuelle, et en particulier l'extension perpendiculaire à la chaîne. Ainsi, même s'il peut être tentant de le faire, les taux de déformations GNSS ne peuvent pas être utilisés directement dans l'analyse de l'aléa sismique (en tant que proxy pour les taux de moments sismiques). **L'intégration des perturbations de contrainte du GIA dans l'évaluation de l'aléa sismique demanderait des modèles mécaniques, et ne pourrait pas simplement être basée sur la prise en compte directe des taux de déformations GNSS.** Dans cette situation, **le motif d'extension horizontal long-terme peut être modulé par les perturbations de contrainte du GIA, avec une réduction de la déformation et de l'activité sismique pendant la période glaciaire et une augmentation progressive de l'activité au cours du temps, après la déglaciation** (cf. Hampel et al., 2009; Steffen et al., 2014).

Nos résultats démontrent la nécessité de prendre en compte un ou plusieurs autres mécanismes (e.g. érosion quaternaire ou holocène, détachement de slab, etc.) qui pourraient causer l'extension perpendiculaire à la chaîne, et qui s'exprimeraient dans les mécanismes au foyer des séismes de la région. Dans le cadre de cette thèse, ce sont les processus d'érosion et de sédimentation qui sont étudiés (chap. 6).

## Chapitre 6

# Réponse flexurale au transport de masse Holocène

## Description et impact de l'érosion et de la sédimentation dans les Alpes Occidentales

L'effet de l'érosion des Alpes et du Massif Central, associée à la sédimentation dans le Golfe du Lion, est présenté dans ce chapitre. L'étude préliminaire a été réalisée avec Maureen Llinares dans le cadre de ma participation à l'encadrement de son stage de Master 2.

## 6.1 Introduction

### 6.1.1 Objectif du chapitre

L'érosion, qui est définie par l'export de masse d'un système, est un processus de surface majeur. Le rôle de l'érosion a surtout été étudié comme processus clé de l'évolution de la topographie (Braun et al., 2014), ou comme ayant un impact sur la sismicité lors d'évènements extrêmes (Steer et al., 2014). Peu d'études portent sur l'impact de l'érosion sur la déformation et la sismicité dans des zones à faible déformation. Sur le continent Nord-Américain, Gallen and Thigpen (2018) proposent l'érosion comme source de sismicité intraplaque (*Eastern Tennessee Seismic Zone*) par la réactivation de faille pré-existante. Des résultats similaires sont pointés par Calais et al. (2010) au niveau de la zone sismique de New Madrid. En Europe Occidentale, l'étude de Genti et al. (2016) propose le rebond isostatique induit par la décharge du massif pour expliquer la sismicité des Pyrénées. Vernant et al. (2013) modélisent l'effet de l'érosion d'un relief soumis à un raccourcissement modéré (applicable aux Alpes ou aux Pyrénées) : même dans un contexte de raccourcissement, l'érosion génère des contraintes en tensions dans la croûte.

Sur les Alpes, la réponse flexurale à l'érosion quaternaire est proposée comme processus majoritaire pour expliquer le soulèvement par Champagnac et al. (2008). Il est alors estimé que l'érosion peut être responsable pour la moitié du basculement de surface géomorphologique (plateaux de Chambaran et de Valensole). Sternai et al. (2019) propose l'érosion comme l'un des processus à l'origine du soulèvement dans les Alpes, qui pourrait expliquer à hauteur de 20% le signal géodésique.

En revanche, il n'existe pas d'étude portant sur l'impact sismotectonique de l'érosion appliqué aux Alpes. L'objectif de ce chapitre est d'estimer les contraintes générées dans les Alpes par l'érosion en utilisant des modèles de plaque mince (chap. 4), en se basant sur des observables issues du signal GNSS (chap. 3).

Pour considérer de manière complète le processus de transport de masse, les modélisations de ce chapitre sont réalisées en réponse à la fois à l'érosion des massifs (Alpes et Massif Central)

et à la sédimentation en Méditerranée, dans le golfe du Lion. Cette thèse se concentre sur une échelle de temps Holocène : L'effet de l'érosion-sédimentation est intégré sur 10 000 ans.

### 6.1.2 Hypothèses de l'étude

Il existe plusieurs façons d'estimer l'érosion, tel que la quantification de l'incision fluviale de surface géomorphologique, ou l'étude thermochronologique des traces de fissions sur apatite (e.g. sur les Alpes, Fox et al., 2015, l'échelle de temps pour ce type d'étude est de plusieurs Ma). Une des méthodes les plus communes pour étudier l'érosion est le calcul des taux de dénudations, calculé à l'échelle des bassins versants. Ces taux de dénudations sont calculés à partir de la concentration en isotope cosmogénique du  $^{10}\text{Be}$  contenu dans les sables de rivière riche en quartz. Les Alpes Occidentales étant essentiellement constituées de massifs cristallins cette méthode y a été largement mise en oeuvre. Ces isotopes cosmogéniques sont créés suite à une réaction de spallation liée au bombardement des rayons cosmiques. Cette réaction de spallation est le processus majoritaire de production de  $^{10}\text{Be}$  jusqu'à  $\approx 3$  m de profondeur (Dunai, 2010). La concentration en  $^{10}\text{Be}$  permet de dater le temps d'exposition des échantillons aux rayonnements cosmiques, donc le temps passé dans la partie superficielle de la croûte ( $\approx 3$  m). Ce temps d'exposition donne la vitesse de diminution de la surface, appelé taux de dénudation. À noter qu'il s'agit ici d'une explication très simplifiée, et que la concentration en  $^{10}\text{Be}$  dépend également, entre autres, de la latitude, de l'altitude, et du masque (présence ou non de reliefs alentours) de la zone d'échantillonnage.

Le temps d'intégration des taux de dénudation dépend donc directement de l'amplitude des taux de dénudation. Si la concentration en  $^{10}\text{Be}$  est faible, c'est parce que l'échantillon est resté peu de temps dans la zone sensible aux réactions de spallation : cela correspond donc à un taux de dénudation fort, et à un temps d'intégration court. Le temps d'intégration  $T_i$  (ka) peut être estimé avec (Dunai, 2010; Malcles, 2021) :

$$T_i = \frac{\Lambda}{\dot{\epsilon} \times \rho} \quad (6.1)$$

Avec  $\dot{\epsilon}$  le taux de dénudation (en  $\text{mm.k}^{-1}$ ),  $\rho$  la masse volumique de la roche et  $\Lambda$  la longueur d'atténuation. En prenant  $\rho = 2,7 \text{g.cm}^{-3}$  et  $\Lambda = 160 \text{gcm}^{-2}$ , on a (Malcles, 2021) :

$$T_i \cong \frac{600}{\dot{\epsilon}} \quad (6.2)$$

Les hypothèses formulées pour réaliser cette étude sont donc :

- Les taux de dénudation calculés à partir du  $^{10}\text{Be}$  sont représentatifs de l'érosion sur l'ensemble des Alpes Occidentales. Les zones étudiées sont principalement cristallines (Alpes, Massif Centrale) et donc riches en quartz, ce qui justifie cette approche. Cependant, cette approche ne prend donc pas en compte l'influence que peuvent avoir les massifs calcaires locaux, comme par exemple au niveau du Vercors, ni l'érosion chimique interne (<20% dans les massifs externes, Hinderer et al., 2013).
- Les taux de dénudation doivent être représentatifs de l'holocène. Les taux de dénudation trop important ( $> 1500 \text{ m.Ma}^{-1}$ ), intégrés sur des temps de l'ordre de quelques centaines d'années (pour  $1500 \text{ m.Ma}^{-1}$ ,  $T_i = 400 \text{ a}$ ), ne sont donc pas considérés.
- Bien que les taux d'érosion soient influencés par les variations tectoniques (Kuhlemann et al., 2002), climatiques et glaciaires (Bonneau et al., 2017), on travaille ici sur une période post-glaciaire (holocène). L'hypothèse est donc faite que l'érosion peut être considérée comme constante sur la période étudiée dans le but d'étudier la réponse flexurale moyenne au cours de l'holocène.

Les jeux de données utilisés pour la modélisation sont présentés en section 6.2. L'effet de l'érosion est étudié ici avec des modèles de plaques minces (Champagnac et al., 2007; Gallen and Thigpen, 2018, validation de ce type de modélisation pour l'érosion en section 4.5). La sensibilité du modèle aux variations spatiales de taux d'érosion et de sédimentation, en fonction des épaisseurs élastiques sont présentés en section 6.3. L'impact de ces modèles sur les taux de déformations et la sismicité est étudié en section 6.4.

## 6.2 Définition des jeux de données

### 6.2.1 Taux de dénudation en Europe occidentales

Les taux de dénudation qui constituent le jeu de données d'entrée de cette étude sont extraits de la base de données OCTOPUS (Codilean et al., 2018) et de la thèse de Oswald Malcles (Malcles, 2021). Les quartz dans lesquels est mesuré la concentration en  $^{10}\text{Be}$  sont échantillonnés dans les rivières : le taux de dénudation est donc associé à un bassin versant, dont

l'exutoire est le point d'échantillonnage. La taille du bassin versant dépend donc directement de la localisation de l'échantillonnage. Les deux jeux de données sont présentés en 6.2.1.1 et 6.2.1.2.

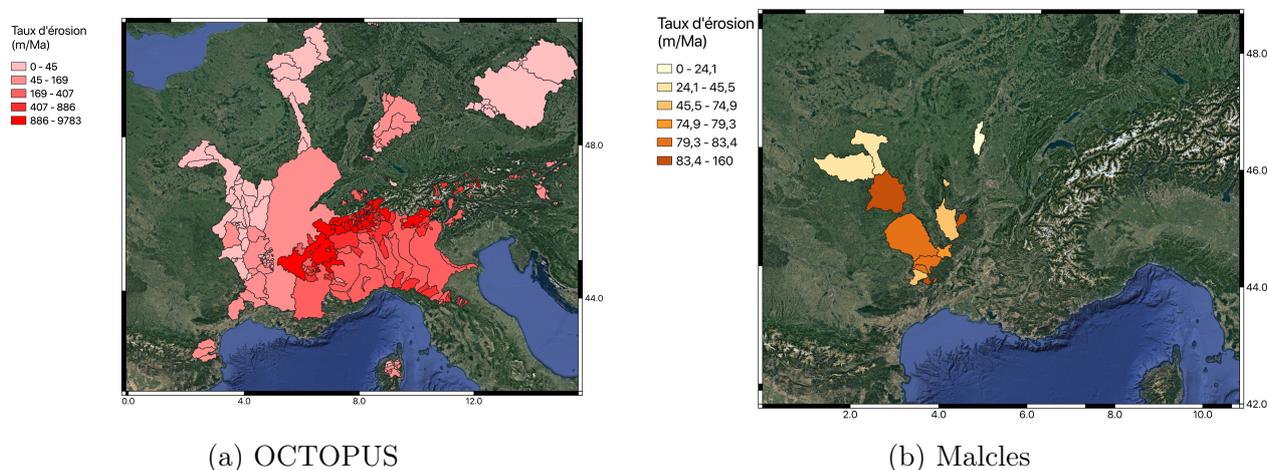


FIGURE 6.1 – Taux d'érosion  $^{10}\text{Be}$  sur les bassins versants d'Europe Occidentale, issue de la base de données OCTOPUS (en rouge, Codilean et al., 2018), et de la thèse de O. Malcles (en orange, Malcles, 2021).

### 6.2.1.1 Base de données OCTOPUS

La grande majorité (97%) des taux de dénudation utilisés provient de la base de données OCTOPUS (fig. 6.1.a, Codilean et al., 2018). OCTOPUS est une compilation de toutes les données publiées de concentration en  $^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}$  (dans cette étude, seuls les taux de dénudation calculés à partir du  $^{10}\text{Be}$  – les plus communs - seront traités). Les taux de dénudation, leurs incertitudes et la géométrie des bassins versants présents dans OCTOPUS ont été recalculés par les auteurs à partir du programme CAIRN (Mudd et al., 2016). Des différences entre les taux de dénudation (et la définition de certains bassins versants) issus de la base de données OCTOPUS et les articles « sources » (e.g. Glotzbach et al., 2013; Molliex et al., 2016; Delunel et al., 2020) sont donc possibles.

Le jeu de données OCTOPUS sur la zone d'étude (fig. 6.1.a) est constitué de 632 bassins versants, avec des aires allant de moins de  $1\text{ km}^2$  à plus de  $80\,000\text{ km}^2$ . Les taux de dénudation sont issus de 30 sources différentes, de 4 à  $9000\text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ . Des incertitudes sur les taux sont associées à chaque bassins versants, directement calculées à l'aide du code CAIRN. L'emprise spatiale d'une majorité de ces bassins versants se superpose, notamment de très petits bassins

versants ( $< 50 \text{ km}^2$ ) présentant de très fort taux de dénudation ( $> 1000 \text{ m.Ma}^{-1}$ ,  $T_i < 600 \text{ a}$ ). Une analyse des taux de dénudation et du filtre appliqué sur ces bassins versants est présenté en section 6.2.1.3.

### 6.2.1.2 Thèse de O. Malcles

Bien que le Massif Central soit en périphérie de la zone d'étude, l'érosion de ce massif, et particulièrement du sud de celui-ci, pourrait avoir un effet sur la région de la vallée du Rhône. Les taux de dénudation (calculés à partir de la concentration en  $^{10}\text{Be}$ ) de 18 bassins versants issus de la thèse de O. Malcles (Malcles, 2021), sur l'ensemble du Massif Central, sont donc également pris en compte (fig. 6.1.b). Les valeurs de taux de dénudation dans le Massif Central sont plus faibles que pour les Alpes (de 20 à  $160 \text{ m.Ma}^{-1}$ ) : ces taux de dénudations s'intègrent sur des durée d'environ 4 ka à 30 ka. Les taux de dénudation provenant de Malcles (2021) ont donc tous des temps d'intégration suffisamment longs pour être utilisés dans la présente étude (pas représentatif d'évènement extrême type glissement de terrain). Contrairement à la base de données OCTOPUS, les bassins versants de ce jeu de données ne se superposent pas (superficie allant de  $16 \text{ km}^2$  à  $5500 \text{ km}^2$ ). Le filtre appliqué à ce jeu de données est donc moins complexe que celui d'OCTOPUS, et n'a uniquement pour but que d'écarter les bassins versants d'une superficie trop petite pour être considérés comme représentatifs de l'ensemble de la zone (superficie  $< 100 \text{ km}^2$ ).

### 6.2.1.3 Analyse des taux de dénudation

Une analyse statistique sur les taux de dénudations par bassin versant (fig. 6.2) est effectuée dans l'optique de caractériser l'érosion en Europe occidentale. La majorité des bassins versants sont de petites tailles : environ 25% des bassins versants ont une superficie inférieure à  $50 \text{ km}^2$ . Ces petits bassins versants sont majoritairement situés dans la partie interne des Alpes et associés à de forts taux de dénudation ( $> 1000 \text{ m.Ma}^{-1}$ , base de données OCTOPUS, fig. 6.1.a). Ils sont donc situés à « l'intérieur » de plus gros bassins versants, présentant des taux de dénudation plus bas. Ces petits bassins versants sont donc très fortement influencés par des processus d'érosion très locaux (à l'échelle des vallées, e.g. glissement de terrain), qui ne sont pas représentatifs d'une étude globale sur l'érosion à l'échelle des Alpes. De la même façon, les trop grands bassins versants ( $> 5000 \text{ km}^2$ ) ne peuvent pas être utilisés pour faire une étude sur l'érosion dans les Alpes Occidentales puisqu'ils ne sont pas suffisamment homogènes

(grosse variation de pente, d'altitude, de substrat, etc.).

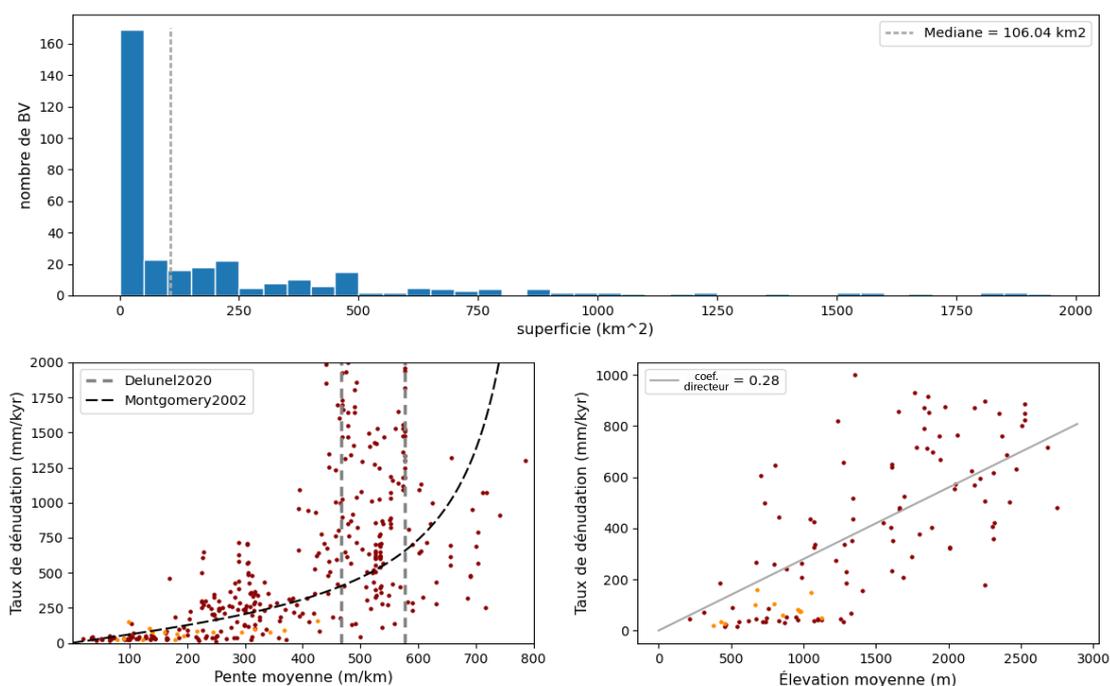


FIGURE 6.2 – Analyse statistique sur les taux de dénudation associés aux bassins versants (BV). (a) Histogramme de répartition des BV en fonction de leur superficie. La ligne pointillée représente la médiane. L’affichage se limite au taille de BV jusqu’à 2000 km<sup>2</sup> pour une question de lisibilité. (b) Taux de dénudation des BV en fonction de leur pente moyennes. Point rouge : OCTOPUS ; Point orange : Malcles (2021) ; Ligne pointillée noire : loi empirique selon Montgomery and Brandon (2002). ( $K = 600 \text{ m.Ma}^{-1}$  ;  $Sc = 40^\circ$  ;  $E0 = 50 \text{ m.Ma}^{-1}$  ) ; loi selon Delunel et al. (2020). (c) Taux de dénudation en fonction de l’élévation du bassin versant (Superficie comprise entre 50 km<sup>2</sup> et 5000 km<sup>2</sup>, et dont les taux de dénudations sont inférieurs à 1000 m.Ma<sup>-1</sup> ; 96 bassins versants). Droite grise : régression linéaire.

En géomorphologie, la pente moyenne du bassin versant est souvent considérée comme un proxy du taux de dénudation (fig. 6.2.b) : Montgomery and Brandon (2002) estiment une loi de transport diffusive s’exprimant par une relation exponentielle entre la pente et le taux de dénudation, représentée en figure 6.2.b pour les Alpes (courbe noir tiretée). Delunel et al. (2020) proposent des valeurs seuil de pente entre lesquelles les taux de dénudation sont 2 à 3 fois supérieur (entre 470 et 580 m.km<sup>-1</sup>, soit entre 25° et 30°, pointillé gris, fig. 6.2.b). Au premier ordre, ces caractéristiques s’appliquent au jeu de données utilisé dans cette étude (point, fig. 6.2.b), indiquant que l’érosion s’exprime ici par une loi de diffusion jusqu’à 25°, puis des processus plus complexes entre 25° et 30° (liés à une topographie affectée par la calotte glaciaire, Delunel et al., 2020). Au-delà de 600 m.km<sup>-1</sup>, le nombre de bassins versants dans notre base de données est trop faible pour interpréter une tendance. Cette relation entre pente et taux de dénudations

est donc complexe et dépend d'un certain nombre de paramètres (e.g. coefficient de transport, morphologie des bassins versants), entraînant un grand nombre de solutions possibles.

La figure 6.2.c représente la relation entre élévation moyenne et taux de dénudation du bassin versant. Un filtre a été appliqué sur la taille des bassins versants ( $100 \text{ km}^2 < \text{taille du bassin versant} < 5000 \text{ km}^2$ ) pour exclure les bassins versants non représentatifs de l'ensemble des Alpes (cf. paragraphe plus haut). Les taux de dénudation trop importants ( $> 1000 \text{ m.Ma}^{-1}$ ) ont également été écartés puisque les temps d'intégration de ces bassins versants sont de l'ordre de 600 a, et donc peu représentatifs de l'holocène. Au premier ordre, la relation entre élévation et taux de dénudation est linéaire, avec un coefficient directeur de  $0.28 \text{ Ma}^{-1}$ . Les bassins versants situés en haute altitude et dans des zones à fort relief comme le cœur des Alpes présentent des taux de dénudation importants (ca.  $> 400 \text{ m.Ma}^{-1}$ ).

Deux grilles d'entrées pour la modélisation sont interprétées de cette analyse. Ces grilles de données sont présentées en section 6.2.2 (basée sur les taux de dénudations par bassins versants) et 6.2.3 (basée sur l'élévation).

### 6.2.2 Grille d'érosion basées sur les taux de dénudation par bassins versants

Une première grille d'érosion est réalisée, pour servir de données d'entrée au modèle : elle est basée sur les deux bases de données (OCTOPUS et thèse de O. Malcles), où les taux de dénudation sont appliqués à l'échelle des bassins versants. Deux types de modifications sont cependant appliquées à ces bases de données :

- Un filtre est appliqué sur les taux de dénudations pour ne sélectionner que les bassins versants représentatifs de l'érosion sur l'ensemble des Alpes, sur une échelle de temps Holocène (section 6.2.2.1).
- L'ajout de taux de dénudation synthétiques (basés sur l'élévation) dans les zones où la densité de données n'est pas suffisante (section 6.2.2.2).

### 6.2.2.1 Filtre appliqué sur les bases de données

Comme précédemment évoqués, une part importante des bassins versants de la base de données OCTOPUS est de très petite taille et superposée sur de plus grands bassins versants, avec 25% des bassins versants qui sont inférieurs à 50 km<sup>2</sup>. L'utilisation de modèles de plaque élastique pour étudier le processus de rebond induit le choix d'une épaisseur élastique, qui va influencer la longueur d'onde de la réponse (cf. chap. 4) mais également la sensibilité à la taille de la charge en entrée. Les tests réalisés sur des modèles simples d'érosion 2D (par S. Mazzotti, fig. 6.3) dans lequel une décharge est appliquée sur 300 km (ligne noire). La réponse flexurale (courbe noire) est comparée à la même charge, sur laquelle a été rajoutée une charge 3 fois supérieur sur 10 km au centre. Ces modèles montrent :

- Pour  $T_e > 10$  km : La différence d'amplitude entre les deux courbes est inférieure à 15%.
- Pour  $T_e = 10$  km, la différence d'amplitude atteint 25% au maximum de la flexure.

Bien que très préliminaire, ces résultats suggèrent une contribution mineure des petits bassins versants (<10% de variation dans la solution dans la majorité des cas, n'excédant pas 25% de la flexure totale). Pour la suite de cette étude, l'impact des petits sous-bassins versants de moins de 10 km de large est considéré comme négligeable à l'échelle lithosphérique.

L'objectif de cette étude étant la modélisation de la réponse lithosphérique à l'érosion holocène à l'échelle des Alpes, on peut s'affranchir :

- Des trop petits bassins versants, qui n'auront pas d'impact sur une modélisation de flexure à l'échelle lithosphérique. Les bassins versants dont la superficie est inférieure à 100 km<sup>2</sup> (30% du jeu de données) ne sont pas pris en compte (fig. 6.3).
- Des taux de dénudation trop forts, dont le temps d'intégration est très inférieur à l'holocène (cf. section 6.1.2, Dunai, 2010). De plus, les très forts taux de dénudation témoignent souvent de processus locaux et ponctuels tels que des glissements de terrains (dans le cas d'un glissement de terrain, la grande quantité de matière qui est déplacée ne sort pas du système et n'engendre donc pas de réponse isostatique). Les bassins versants dont les taux de dénudation sont supérieurs à 1500 m.Ma<sup>-1</sup> ( $T_i \approx 400$  a) sont systématiquement écartés du jeu de données. Les bassins versants dont les taux de dénudation sont compris entre 900 ( $T_i \approx 600$  a) et 1500 m.Ma<sup>-1</sup> sont étudiés au cas par cas et sélectionnés en fonction de leur taille et de leur localisation.

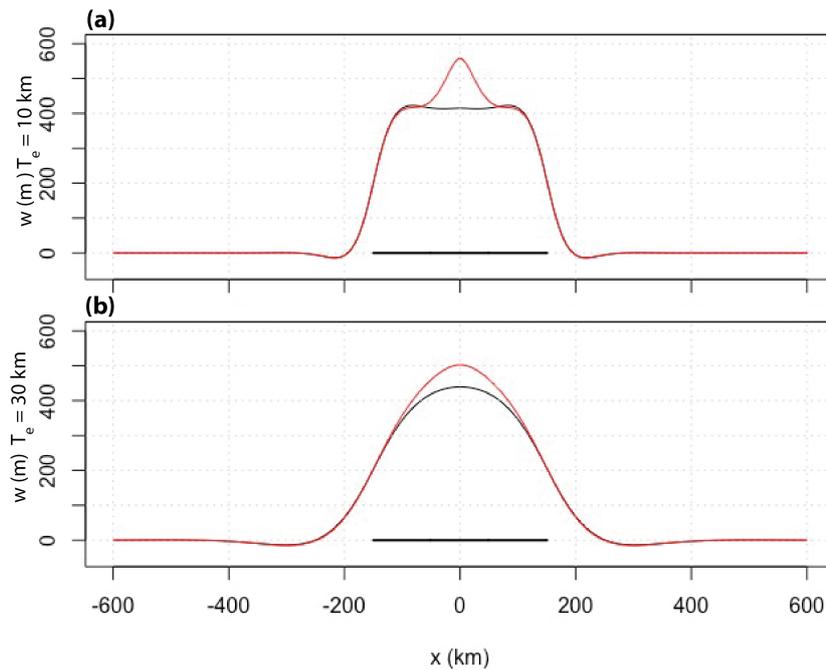


FIGURE 6.3 – Sensibilité des modèles de flexure à l’emprise de la charge en entrée pour (a)  $T_e = 10$  km et (b)  $T_e = 30$  km. Courbe noir : réponse flexurale à une décharge de 500 m appliquée sur 300 km de large (-150 à 150 km). Courbe rouge : réponse flexurale à une décharge de 1500 m sur 10 km (-5 à 5 km) et de 500 m sur le reste de la décharge (-150 à 150 km). Réalisée par S. Mazzotti (communication personnelle).

Dans certains cas, plusieurs sous-bassins sont superposés (particulièrement dans la partie interne des Alpes) : les taux de dénudation des petits bassins versants étant considérés comme plus représentatifs de l’érosion localement (parce que moyennée sur une surface moins grande), la valeur de taux de dénudation retenue en chaque point est celle du plus petit bassin versant à ce point

### 6.2.2.2 Densification du jeu de données

La combinaison des deux jeux de données (OCTOPUS et Malcles, 2021) offre une forte densité de données sur les Alpes Occidentales et Centrales (France, Italie, Suisse, Autriche), constituée de bassins versants de tailles très variable : certains bassins versants sont de très grande taille ( $> 50000$  km<sup>2</sup>), ainsi que de plus petits sous bassins versants ( $< 200$  km<sup>2</sup>, particulièrement au niveau de la partie interne des Alpes, frontière Suisse-Italie). A contrario, la côte méditerranéenne, l’Autriche et la Suisse ne sont pas couvertes par les données à disposition.

Pour avoir une couverture spatiale homogène, les zones ne présentant pas de données sont

complétées avec des taux de dénudations calculés à partir de l'élévation, à l'échelle des bassins versants. La définition spatiale de ces bassins versants a été calculée à partir du réseau de drainage, lui-même extrait du Modèle Numérique de Terrain (MNT) à 30 m (issue du *ALOS Research and Application Project*). Ces bassins versants ont été définis de manière à être de grande taille ( $> 300 \text{ km}^2$ ), en limitant la différence d'altitude au sein d'un même bassin versant. Les taux de dénudation associés à ces bassins versants sont calculés à partir de la relation linéaire entre élévation moyenne du bassin versant et taux de dénudation définie précédemment ( $0,28 \text{ Ma}^{-1}$ , fig. 6.2.c). 28 bassins versants ont donc été ajoutés à la base de donnée (superficiés comprises entre  $333 \text{ km}^2$  et  $16\,000 \text{ km}^2$ ), avec des taux de dénudation estimés allant de  $31 \text{ m.Ma}^{-1}$  à  $428 \text{ m.Ma}^{-1}$  (fig. 6.4).

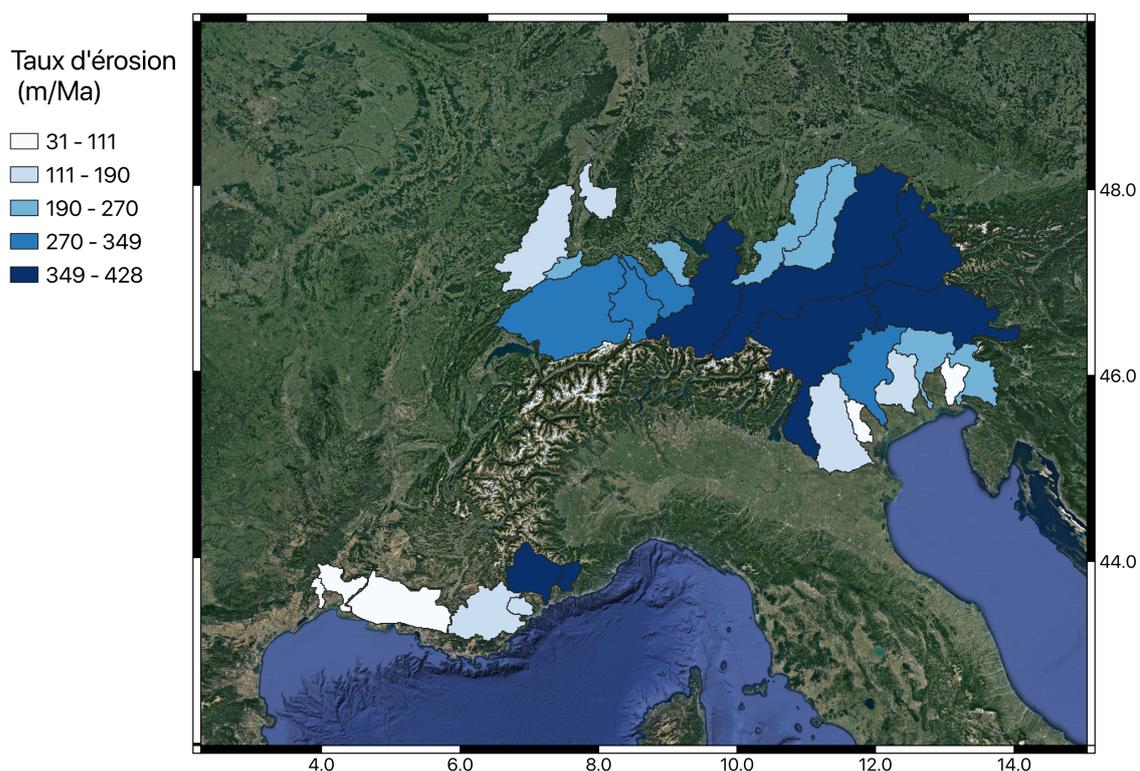


FIGURE 6.4 – Taux d'érosion estimé à partir de l'analyse des BV d'Europe Occidental, ajouté au données de taux de dénudations existante.

Les incertitudes sur ces bassins versants sont calculées à partir de 1000 tirages aléatoires effectués (d'après une loi gaussienne) sur les taux de dénudation du jeu de données initial (OCTOPUS et thèse de O. Malcles). Pour chacun de ces tirages, le coefficient de corrélation entre élévation moyenne et taux de dénudation est recalculé (cf. section 6.2.1.3). Ainsi, 1000 taux de

dénudation peuvent être estimés pour chacun des nouveaux bassins versants : les incertitudes des taux de dénudation des nouveaux bassins versants sont définies comme les écart-types des taux de dénudation de ces tirages.

### 6.2.2.3 Description du jeu de données et incertitudes.

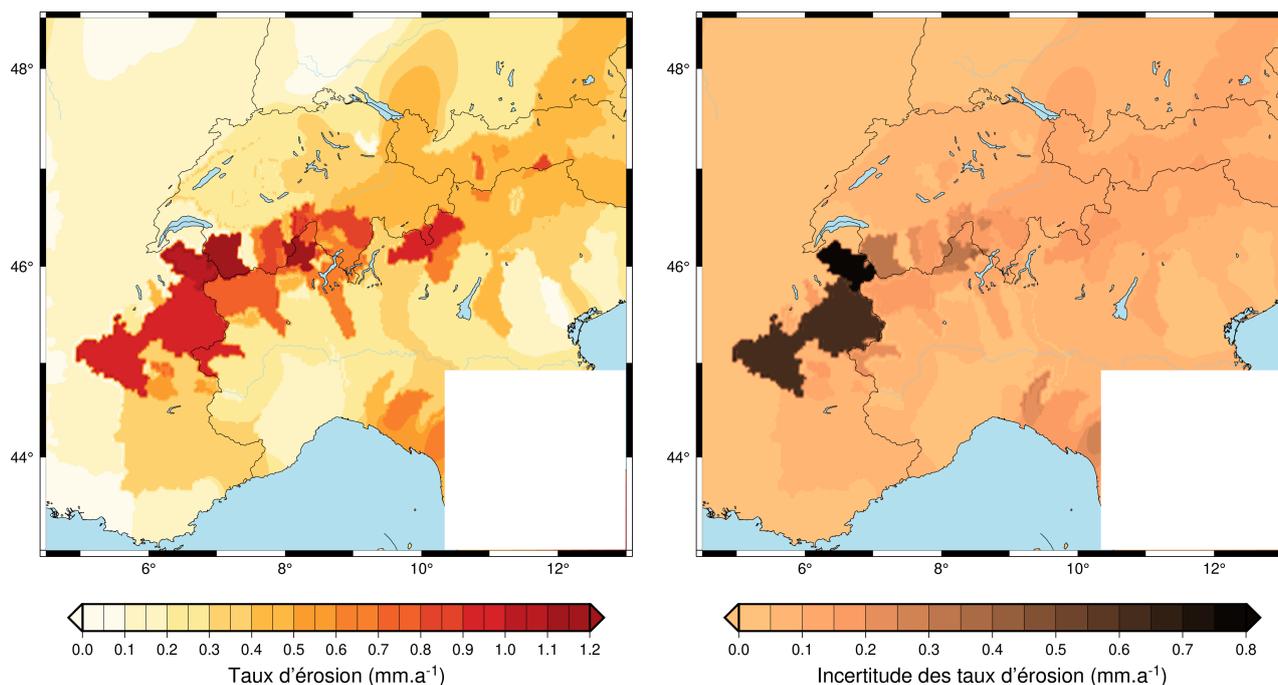


FIGURE 6.5 – (a) Grille de taux d'érosion utilisée pour les modélisations (résolution = 3km). Le carré blanc dissimule les zones trop pauvres en donnée d'entrée, et dont la représentation sur cette carte est erronée. (b) Incertitude sur les taux d'érosion. Les incertitudes ont été calculées sur la grille (3km de résolution) identique à celle du jeu de données final.

Le jeu de données final effectif est constitué de 219 bassins versants. Les taux de dénudation sont extraits sur une grille de 3 km de résolution. La grille finale utilisée en entrée des modélisations est représentée en figure 6.5. Pour faciliter la lisibilité (notamment pour la comparaison avec la géodésie), tous les taux sont exprimés en  $\text{mm.a}^{-1}$  dans la suite du chapitre.

Les taux de dénudation sont 4 à 10 fois plus importants dans la partie interne des Alpes (ca.  $0,4-1,2 \text{ mm.a}^{-1}$ ) que dans la périphérie (ca.  $0-0,15 \text{ mm.a}^{-1}$ ). La partie des Alpes Orientales étant essentiellement constituée de bassins versants simulés de superficies volontairement homogènes, la variabilité est plus faible que dans le reste des Alpes, avec des taux de dénudation d'environ  $0,5 - 0,6 \text{ mm.a}^{-1}$ . Les taux de dénudation dans la partie Occidentale des Alpes sont plus élevés avec des valeurs supérieures à  $0,7 \text{ mm.a}^{-1}$  autour de la frontière Suisse-Italie-France. Au sud de

cette zone, dans les Alpes françaises, les taux de dénudation sont plus modérés.

L'incertitude sur les taux de dénudation est extraite sur la même grille (fig. 6.5.b). Les bassins versants situés dans les Alpes Occidentales, associés aux taux de dénudation les plus forts ( $> 0,8 \text{ mm.a}^{-1}$ ), présentent des incertitudes fortes ( $0,5\text{-}0,7 \text{ mm.a}^{-1}$ ), particulièrement 2 bassins versants issus de l'étude de Molliex et al. (2016). Sur la majorité du reste de la zone d'étude, l'incertitude est inférieure à  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$ .

### 6.2.3 Grille d'érosion basées sur les élévations

L'analyse des bassins versants de la zone d'étude (section 6.2.1.3) montre au premier ordre une dépendance linéaire entre l'élévation et les taux de dénudation. Un deuxième jeu de donnée est donc réalisé : les taux de dénudation sont calculés sur une grille de 3 km directement depuis l'élévation sur le MNT. Le coefficient de  $0,28 \text{ Ma}^{-1}$  est utilisé pour calculer linéairement sur la grille le taux de dénudation à partir de l'élévation (fig. 6.6).

Les taux d'érosion ainsi calculés (fig. 6.6.b) sont inférieurs à  $0,1 \text{ mm.a}^{-1}$  dans l'avant-pays, et compris entre  $0,6$  et  $1,2 \text{ mm.a}^{-1}$  dans les Alpes internes, le long des crêtes. Par définition, les taux de dénudation les plus forts suivent spatialement l'arc alpin. Les taux de dénudation de cette grille sont donc du même ordre de grandeur et d'une forme similaire au premier ordre à ceux calculés sur les bassins versants.

### 6.2.4 Jeux de données sur la sédimentation holocène

À l'holocène, le dépôt des sédiments postglaciaires se localise sur la plateforme continentale du Golfe du Lion, principalement à l'embouchure du Rhône. En effet, le réchauffement et les déglaciations globales lié à la période post-Würm ont entraîné une hausse du niveau eustatique, et donc l'immersion de la plateforme continentale (Gensous and Tesson, 2003). Ainsi, les sédiments holocènes sont uniquement localisés sur la plateforme, tandis que les sédiments pléistocènes sont localisés plus au large sur le talus continental et dans la plaine abyssale.

Bien qu'en marge de la zone d'étude, la sédimentation très intense dans le Golfe du Lion pourrait avoir un impact sur les Alpes Occidentales. C'est pourquoi la sédimentation a été considérée et modélisée dans cette étude. La grille de sédimentation utilisée en entrée dans les modèles (fig.

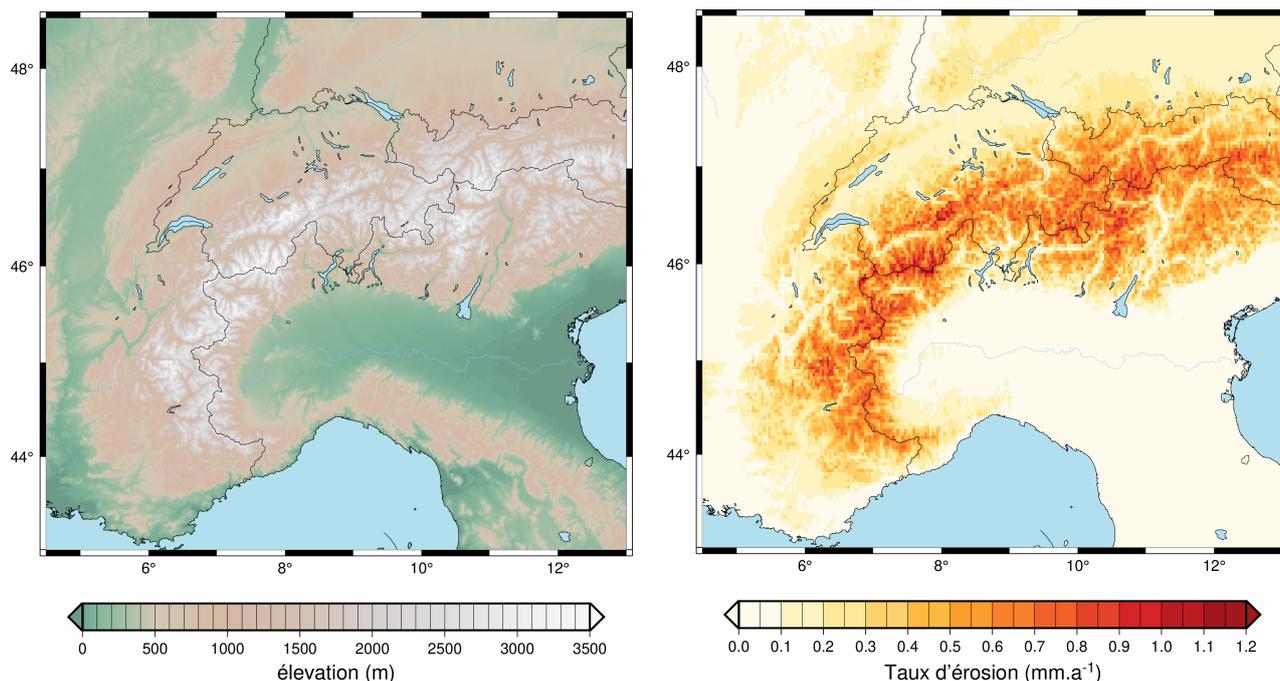


FIGURE 6.6 – (a) Élévation et (b) grille de taux d'érosion (résolution = 3 km) basée sur l'élévation dans les Alpes Occidentales

6.7.b) a été réalisée à partir des isopaques de sédiments holocènes (fig. 6.7.a) issus de la base de données publiée par l'Ifremer (Satra et al., 2003), d'après l'interprétation de Aloïsi (1986).

Le taux de sédimentation holocène est de l'ordre de 1 – 2 mm.a<sup>-1</sup> sur l'ensemble de la plateforme continentale, et augmente jusqu'à 4 mm.a<sup>-1</sup> au niveau de l'embouchure du Rhône. Aucune carte d'incertitudes n'est associée à ces épaisseurs sédimentaires. Contrairement à l'érosion, la modélisation des incertitudes n'a pas donc pu être réalisée.

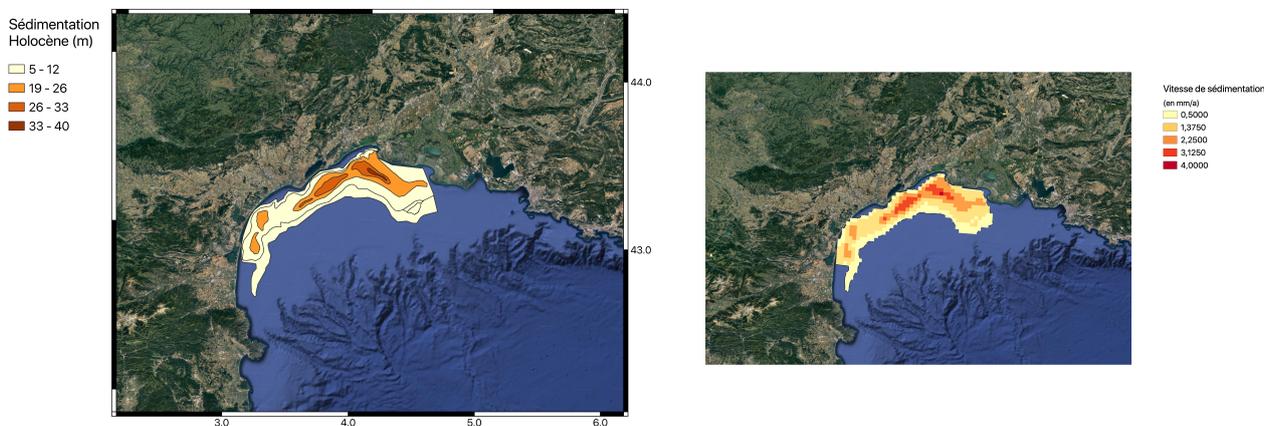


FIGURE 6.7 – Épaisseur de sédiment Holocène sur le Golfe du Lion (Source : Ifremer)

## 6.3 Test de sensibilité des modèles flexuraux

Des modélisations de réponses flexurales (cf. chap. 4) sont effectuées sur les transports de masses holocènes. Dans un premier temps, la sensibilité des modèles aux paramètres d'entrée (tel que le jeu de données en entrée et l'épaisseur élastique) est étudiée, en utilisant les vitesses verticales en surface comme observable. Ces tests de sensibilité sont effectués pour l'érosion (section 6.3.1) et pour la sédimentation (section 6.3.2). Tous les résultats des modèles sont extraits au sommet de la plaque (cf. chap. 4, section 4.3.1).

Contrairement au rebond postglaciaire (processus transitoire, cf. chap. 5), les deux types de processus étudié ici (érosion et sédimentation) sont considérés comme constants et continus sur l'holocène : la réponse isostatique de la plaque élastique est donc considérée comme instantanée, sans effet de la relaxation du manteau (plaque élastique à l'équilibre à tout moment). Les vitesses verticales sont donc calculées linéairement à partir de la flexure.

### 6.3.1 Test sur les modèles d'érosions

Pour les modèles de réponse à l'érosion, les paramètres utilisés sont résumés par le tableau 6.1. Les deux grilles d'entrée sont testées (section 6.3.1.1), ainsi que le choix de l'épaisseur élastique de la plaque (section 6.3.1.2). Le calcul des incertitudes est présenté en section 6.3.1.3.

| $E$<br>(Module<br>d'Young, $Pa$ ) | $\nu$<br>(Coefficient de<br>Poisson) | $\rho_{manteau}$<br>( $kg.m^{-3}$ ) | $\rho_{charge}$<br>( $kg.m^{-3}$ ) | $\rho_{remplissage}$<br>( $kg.m^{-3}$ ) |
|-----------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|---|
| $10^{11}$                         | 0,25                                 | 3300                                | 2700                               | 0                                       |

TABLE 6.1 – Paramètres utilisés pour les modélisations de réponse à l'érosion.

#### 6.3.1.1 Sensibilité aux jeux de données utilisés

En section 6.2, deux grilles d'érosion ont été définies : la première basée sur les taux de dénudation calculés sur les bassins versants (section 6.2.2), et l'autre sur une loi linéaire entre taux de dénudation et élévation (section 6.2.3). Les vitesses verticales en surface calculées à partir de la flexure modélisée pour ces deux grilles d'entrée sont présentées en figure 6.8. Pour pouvoir comparer uniquement l'effet du jeu de donnée, la même épaisseur élastique est appliquée aux deux modélisations ( $T_e = 20$  km). L'effet plus spécifique de l'épaisseur élastique est

étudié en section 6.3.1.2.

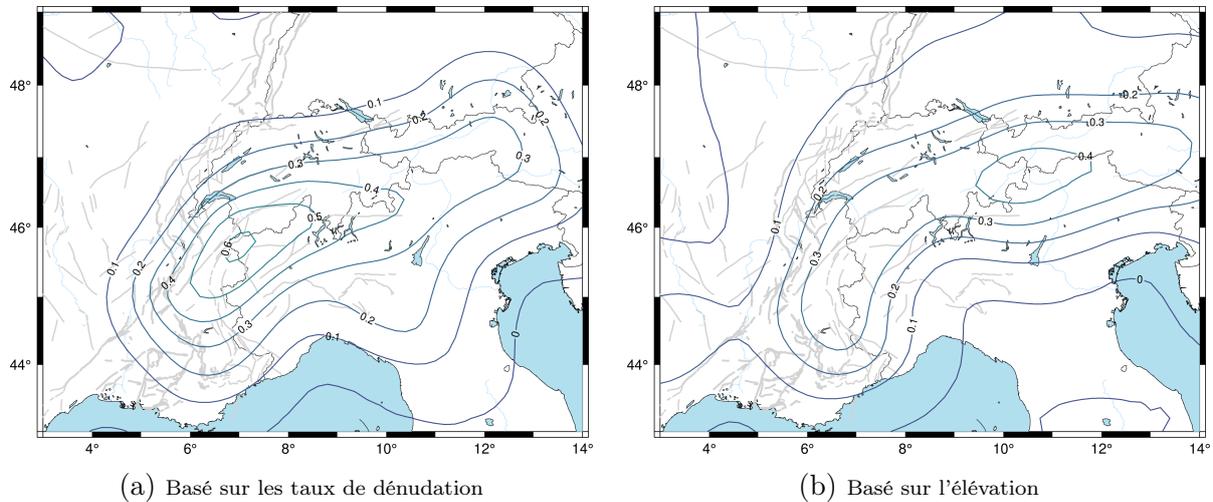


FIGURE 6.8 – Réponse flexurale en réponse à l'érosion en fonction du jeu de données utilisé (en  $\text{mm.a}^{-1}$ ).  $T_e = 20 \text{ km}$ .

Les deux jeux de données produisent une réponse flexurale suivant l'arc alpin, avec des taux de soulèvement de l'ordre de  $0,3 - 0,4 \text{ mm.a}^{-1}$  sur l'ensemble des Alpes. Ce taux de soulèvement décroît rapidement pour atteindre  $0,1 \text{ mm.a}^{-1}$  en pied de chaîne. L'amplitude et la localisation du maximum de flexure diffèrent dans la modélisation des deux jeux de données :

- Pour la grille basée sur les bassins versants (fig. 6.8.a), le maximum de flexure se situe au niveau de la frontière France-Suisse-Italie, avec des taux de soulèvement de  $0,6 \text{ mm.a}^{-1}$ . Ce pic de réponse est induit par les bassins versants localisés dans les Alpes Occidentales présentant de forts taux de dénudation (cf. section 6.2.2.3).
- Pour la grille d'érosion basée sur l'élévation (fig. 6.8.b), l'amplitude maximale des taux de soulèvement est plus faible ( $0,4 \text{ mm.a}^{-1}$ ) et localisée au niveau de la frontière Suisse-Autriche.

Plusieurs points peuvent être avancés pour expliquer ces différences :

- Les taux de dénudation des bassins versants situés dans le cœur des Alpes internes sont de l'ordre de  $0,9 - 1 \text{ mm.a}^{-1}$  (fig. 6.5.a). Ils sont supérieurs aux taux de dénudation des bassins versants ajoutés (fig. 6.4), qui sont de l'ordre de  $0,3 - 0,4 \text{ mm.a}^{-1}$ . Ces taux de dénudation peuvent être sous-évalués si les bassins versants ajoutés sont trop grands (médiane de  $900 \text{ km}^2$  pour OCTOPUS vs.  $4420 \text{ km}^2$  pour les bassins versants ajoutés) : plus

les bassins versants ajoutés sont grands, plus les taux de dénudation seront moyennés sur une grande zone et donc plus ils seront faibles.

- Les taux de dénudation discrétisés basés sur l'élévation sont globalement plus faibles que la grille calculée à partir de la géométrie des bassins versants : dans la grille de données basée sur l'élévation, les taux d'érosion  $> 1 \text{ mm.a}^{-1}$  sont localisés au niveau des crêtes, tandis que dans la grille de données à partir des bassins versants, les taux de dénudations sont intégrés sur des zones beaucoup plus étendues. Ces observations suggèrent que les taux de dénudation basés sur l'élévation pourraient être sous-évalués, et qu'une simple loi linéaire entre élévation et taux de dénudation n'est pas suffisante pour caractériser les taux d'érosion dans les Alpes (plus particulièrement sur les Alpes Occidentales). Cette sous-estimation pourrait être liée au filtre (qui serait trop restrictif) appliqué sur les bassins versants lors de l'analyse des taux de dénudation (section 6.2.1.3), qui a servi à définir la relation linéaire (élévation - taux de dénudation).

Les réponses flexurales aux taux de dénudation basées sur une discrétisation en fonction de l'élévation ou celles issues des bases de données publiées sont du même ordre de grandeur. Cela suggère que l'élévation est un proxy satisfaisant pour estimer les taux de dénudation au premier ordre. Néanmoins, pour la suite de l'étude, la grille basée sur les bassins versants est sélectionnée, dans le but de ne pas perdre d'information au niveau de la zone d'étude (Alpes Occidentales). Il est cependant important de noter que sur deux des bassins versants qui influencent le plus la solution, les incertitudes sont importantes. Ces bassins versants ayant été gardés dans la solution finale, les incertitudes fortes sur ces taux de dénudation engendrent des incertitudes importantes dans les résultats des modèles (cf. section 6.3.1.3).

### 6.3.1.2 Sensibilité à l'épaisseur élastique

Les épaisseurs élastiques équivalentes estimées pour les Alpes Occidentales et le sud de la France sont faibles : de 10 km (Golfe du Lion) à 40 km (partie interne des Alpes, Kaban et al., 2018, fig. 2.5). Les épaisseurs élastiques utilisées dans les modélisations ont été sélectionnées pour être représentatives de ces valeurs d'épaisseurs élastiques équivalentes. 4 épaisseurs élastiques ont été testées pour toute la suite de cette étude :  $T_e = 10, 20, 30$  et 40 km. L'épaisseur élastique testée est uniforme spatialement pour chaque modèle. Ces épaisseurs élastiques sont

testées uniquement avec la grille de taux de dénudation issue des bassins versants (cf. section précédente). La comparaison de flexure en fonction du choix de l'épaisseur élastique est réalisée sur la zone d'étude (Alpes Occidentales).

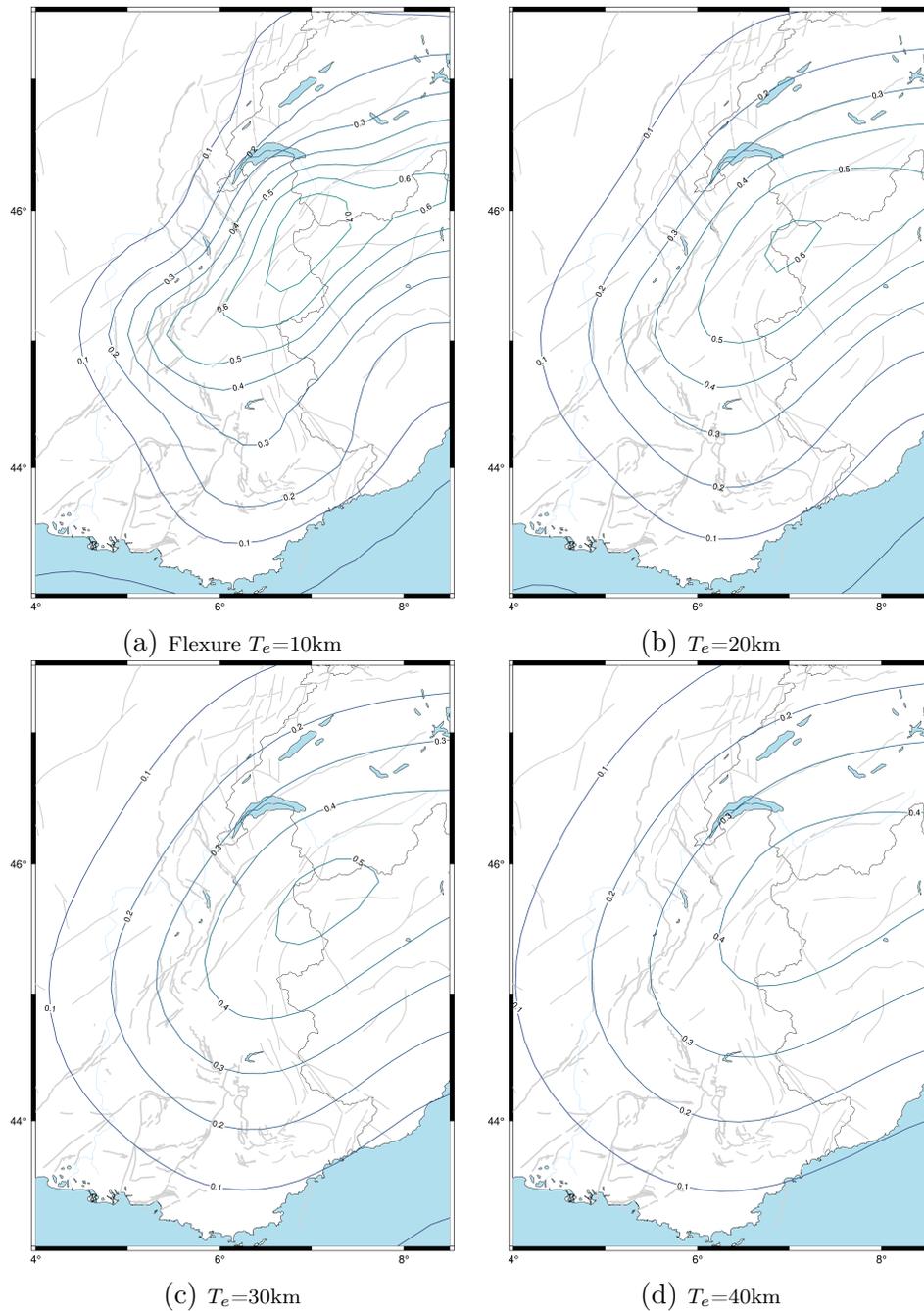


FIGURE 6.9 – Flexure modélisée en réponse à l'érosion sur les Alpes Occidentales (en  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) en fonction de l'épaisseur élastique  $T_e$ .

La flexure modélisée à l'échelle des Alpes est présentée en figure 6.9 pour différentes épaisseurs élastiques ( $1\text{ km} < T_e < 40\text{ km}$ ). L'amplitude maximale du déplacement vertical flexural sur

l'Holocène est comprise entre ca.  $0,4 \text{ mm.a}^{-1}$  ( $T_e = 40 \text{ km}$ ) et ca.  $0,7 \text{ mm.a}^{-1}$  ( $T_e = 10 \text{ km}$ ). La longueur d'onde de la réponse varie en fonction de l'épaisseur élastique, notamment au niveau du Jura ( $0,1 \text{ mm.a}^{-1}$  pour  $T_e = 10 \text{ km}$  vs.  $0,3 \text{ mm.a}^{-1}$  pour  $T_e = 40 \text{ km}$ ) et de la terminaison Est de la faille des Cévennes ( $< 0,1 \text{ mm.a}^{-1}$  pour  $T_e = 10 \text{ km}$  vs.  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$  pour  $T_e = 40 \text{ km}$ ). La zone au niveau de la faille de Belledonne (lon :  $6^\circ$  ; lat :  $45.2^\circ$ ) est peu dépendante de l'épaisseur élastique, avec des taux de soulèvement de l'ordre de  $0,4 - 0,5 \text{ mm.a}^{-1}$  pour toutes les épaisseurs élastiques.

L'amplitude maximale est localisée dans les Alpes Occidentales, à la frontière France-Suisse-Italie. La localisation du maximum de flexure est directement liée aux taux de dénudation des Alpes Occidentales, plus importants que dans la partie orientale. Les modèles flexuraux lissent l'impact des bassins versants, en filtrant les petites longueurs d'ondes : l'impact de certains petits bassins versants présentant de fort taux de dénudation n'est pas visible, même pour une épaisseur élastique de  $10 \text{ km}$  (e.g. bassin versants au sud du lac Léman de  $1800 \text{ km}^2$  présentant des taux d'érosion de  $0,9 \text{ mm.a}^{-1}$ , fig. 6.5.a). En dessous de  $3000 \text{ km}^2$ , l'impact des bassins versants n'est pas visible dans la réponse flexurale. Les bassins versants le long de la côte méditerranéenne font partie des bassins versants simulés, de manière à présenter des superficies homogènes de grandes tailles ( $> 300 \text{ km}^2$ , cf. section 6.2.2.2) : dans cette zone, l'effet des bassins versants est visible, mais peu dépendante de l'épaisseur élastique, avec des taux de soulèvement de l'ordre de  $0,1-0,2 \text{ mm.a}^{-1}$  (les bassins versants sont suffisamment grands pour ne pas être impactés par le lissage de la flexure).

### 6.3.1.3 Incertitudes sur les modèles d'érosion

Les incertitudes sur la flexure et les contraintes modélisées sont calculées à partir des incertitudes sur la grille de taux de dénudation (section 6.2.2.3). 1000 tirages aléatoires sont réalisés : les taux de dénudation de chaque bassin versant sont tirés aléatoirement dans les incertitudes des données d'entrée en suivant une loi gaussienne (les incertitudes des données d'entrées sont utilisées comme les écart-types de la loi gaussienne). La distribution des modélisations liée aux tirages est présentée en figure 6.10 (au point de coordonnées :  $44^\circ\text{N}$ ,  $7^\circ\text{E}$ ). Les écart-types de ces distributions définissent les incertitudes sur la flexure et les contraintes.

L'incertitude sur la flexure est dépendante de l'épaisseur élastique : le détail de la localisa-

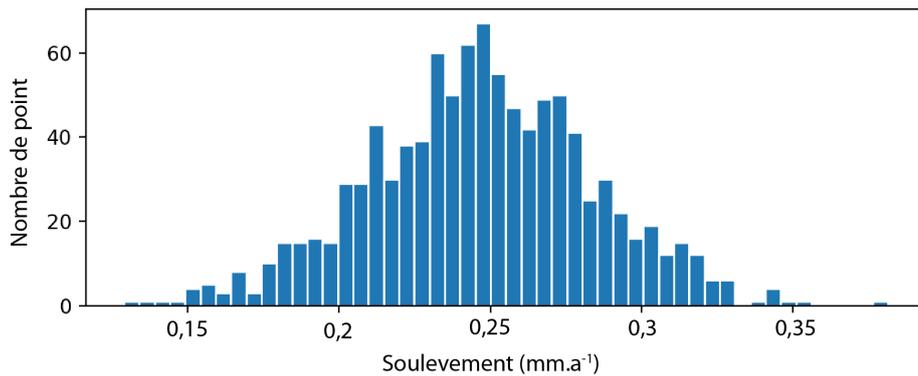


FIGURE 6.10 – Répartition des valeurs de flexure modélisée ( $T_e = 10\text{km}$ ) à partir des taux d'érosion tirés aléatoirement dans l'incertitude de chaque BV.

tion des incertitudes en fonction de l'épaisseur élastique est présenté en figure 6.11. Lorsque l'épaisseur élastique est faible ( $T_e = 10\text{ km}$ , fig 6.11.a), la carte d'incertitude sur la réponse flexurale est très fortement corrélée à la grille d'incertitude sur les taux de dénudation (fig. 6.11.b). L'incertitude maximale est localisée dans les Alpes françaises (Isère et Savoie, croissant de  $0,1 - 0,3\text{ mm.a}^{-1}$ ) et est associée aux bassins versants présentant de forts taux de dénudation ( $> 0,8\text{ mm.a}^{-1}$ ) et fortes incertitudes, de l'ordre de  $0,6\text{ mm.a}^{-1}$ . Le maximum d'incertitude sur la flexure n'est donc pas corrélé avec le maximum de flexure (localisé à la frontière France-Suisse-Italie). Pour  $T_e = 10\text{ km}$ , l'incertitude sur le reste des Alpes est de  $0,05\text{ mm.a}^{-1}$ , et inférieur à  $0,05\text{ mm.a}^{-1}$ , dans la périphérie.

Pour des épaisseurs élastiques plus importantes ( $T_e = 20 - 40\text{ km}$ ), les incertitudes sont inférieures à  $0,05\text{ mm.a}^{-1}$ , sur l'ensemble de la zone à l'exception des Alpes françaises ( $0,05 - 0,15\text{ mm.a}^{-1}$ ). À partir de  $40\text{ km}$  d'épaisseur élastique, l'incertitude sur le taux de soulèvement sur l'ensemble de la zone ne dépasse pas  $0,05\text{ mm.a}^{-1}$ .

Sur la majorité de la zone d'étude et pour toutes les épaisseurs élastiques, l'incertitude est inférieure à 25% des taux de soulèvement modélisés. Au niveau des bassins versants dont l'incertitude relative sur les taux de dénudation est très forte (70%), les incertitudes relatives sur les taux de soulèvement atteignent 50% pour une épaisseur élastique faible ( $T_e = 10\text{ km}$ ).

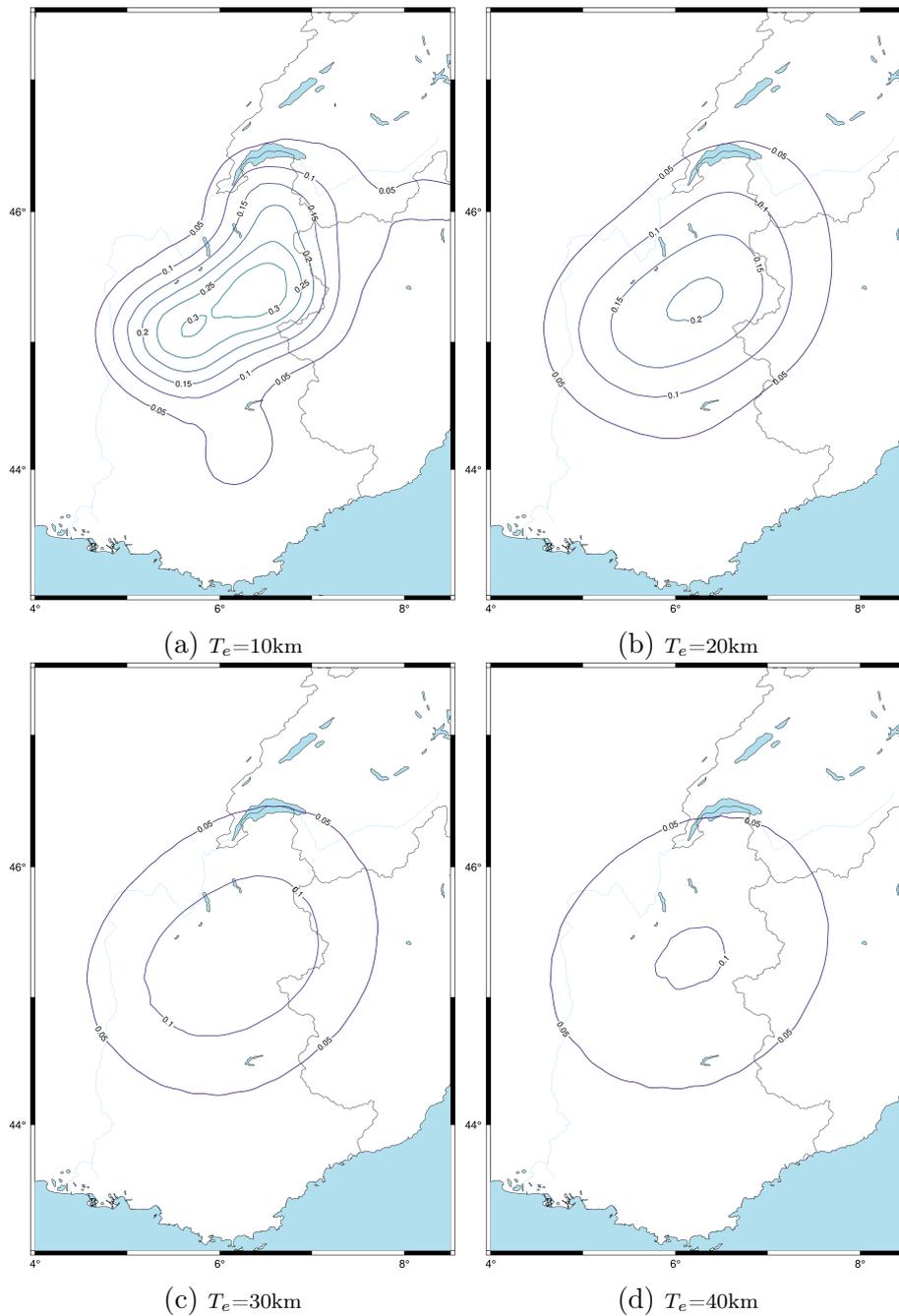


FIGURE 6.11 – Incertitude sur la flexure modélisée en réponse à l'érosion (basé sur les taux de dénudations en  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ )

### 6.3.2 Test sur les modèles de sédimentations

Les paramètres d'entrée utilisés dans les modèles en réponse à la sédimentation sont résumés dans le tableau 6.2. On considère une charge sédimentaire avec une masse volumique classique de  $2500 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  ; néanmoins, dans la charge appliquée sur la plaque élastique, on considère la variation de masse volumique entre l'eau et les sédiments (soit une masse volumique corrigée

de  $1500 \text{ kg.m}^{-3}$ ). La masse volumique du matériel de remplissage est utilisée dans le calcul de la force de restauration (cf. chap 4, eq. 4.8), dans laquelle c'est la différence entre le matériel en dessous (manteau) et au-dessus (sédiment) de la plaque : la masse volumique du matériel de remplissage est donc de  $2500 \text{ kg.m}^{-3}$ . La charge appliquée correspond à l'épaisseur sédimentaire holocène (section 6.2.4).

| $E$<br>(Module<br>d'Young, $Pa$ ) | $\nu$<br>(Coefficient de<br>Poisson) | $\rho_{\text{manteau}}$<br>( $\text{kg.m}^{-3}$ ) | $\rho_{\text{charge}}$<br>( $\text{kg.m}^{-3}$ ) | $\rho_{\text{remplissage}}$<br>( $\text{kg.m}^{-3}$ ) |
|-----------------------------------|--------------------------------------|---|--|---|
| $10^{11}$                         | 0,25                                 | 3300  | 1500   | 2500  |

TABLE 6.2 – Paramètres utilisés pour les modélisations de réponse à la sédimentation.

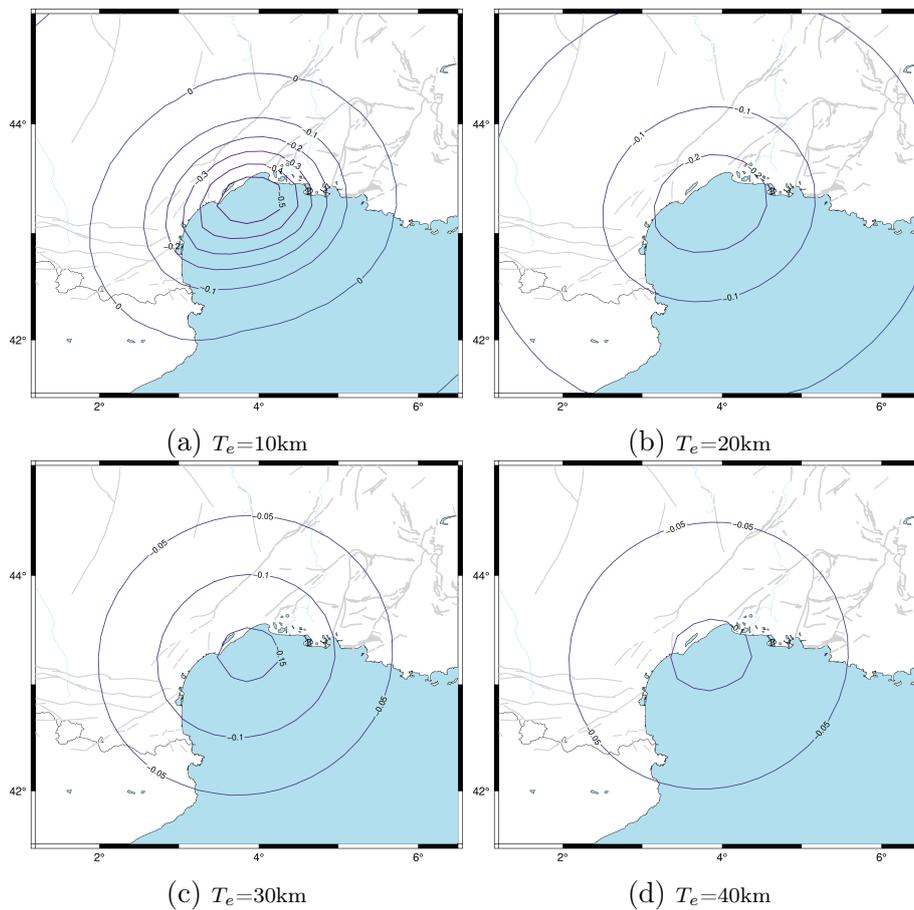


FIGURE 6.12 – Flexure modélisée en réponse à la sédimentation Holocène dans le Golfe du Lion (en  $\text{mm.a}^{-1}$ )

Les taux de subsidence sont représentés en figure 6.12. La réponse flexurale maximale ( $T_e = 10 \text{ km}$ ) est de  $-0.5 \text{ mm.a}^{-1}$  dans le Golfe du Lion, localisée à l'embouchure du Rhône. Pour

toutes les épaisseurs élastiques, l'emprise spatiale de la réponse flexurale est restreinte et essentiellement concentré en mer et dans la région côtière du Languedoc et du Delta du Rhône. À partir de  $T_e = 30$  km, la subsidence flexurale à terre en réponse à la sédimentation est de l'ordre de  $0,1 \text{ mm.a}^{-1}$ . À partir de  $T_e = 40$  km, la réponse flexurale à terre est d'environ  $0,05 \text{ mm.a}^{-1}$ .

L'emprise spatiale de l'action de la sédimentation est limitée à la côte méditerranéenne, et s'étend faiblement à terre. Des structures de failles telles que la faille des Cévennes, la faille de Nîmes ou le sud de la faille de Moyenne Durance sont dans la zone d'action de la flexure liée à la sédimentation. Au niveau des Alpes Occidentales, l'impact de la sédimentation est considéré comme nul (soulèvement flexural inférieur  $0,05 \text{ mm.a}^{-1}$ ).

### 6.3.3 Jeu de données final combiné érosion – sédimentation

La réponse flexurale totale au transport de masse Holocène correspond à la somme des modélisations de l'érosion des massifs à terre et de la sédimentation dans le Golfe du Lion. Les taux de soulèvement des modélisations des deux processus sont sommés et affichés en figure 6.13. En plus des vitesses verticales flexurales, les vitesses verticales issues du GNSS ont été représentées sur la figure 6.13 (les points représentent les stations issues du champ de vitesse brut NGL, cf. chap. 3).

Les ordres de grandeur de l'action de la sédimentation dans l'avant-pays (faille des Cévennes, sud de la vallée du Rhône) sont similaires à ceux de l'érosion dans les mêmes zones ( $0,1$ - $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$ ) mais dans le sens opposé (subsidence pour la sédimentation vs. soulèvement pour l'érosion). L'interaction entre ces deux processus mène à une réponse flexurale nulle au niveau de l'embouchure du sud de la vallée du Rhône. Ailleurs, notamment dans les Alpes Occidentales, la sédimentation n'impacte pas le soulèvement en réponse à l'érosion.

Comme décrit en section 6.3.1.2, la flexure est maximale dans la partie interne des Alpes Occidentales (frontière Suisse-France-Italie), avec des vitesses de soulèvement comprises entre  $0,4$  et  $0,7 \text{ mm.a}^{-1}$ . Même si le soulèvement suit l'arc alpin, les taux de soulèvement dans le sud des Alpes Occidentales sont plus faibles, de l'ordre de  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$ .

Au niveau de la côte méditerranéenne (du Golfe du Lion), les vitesses verticales flexurales pour

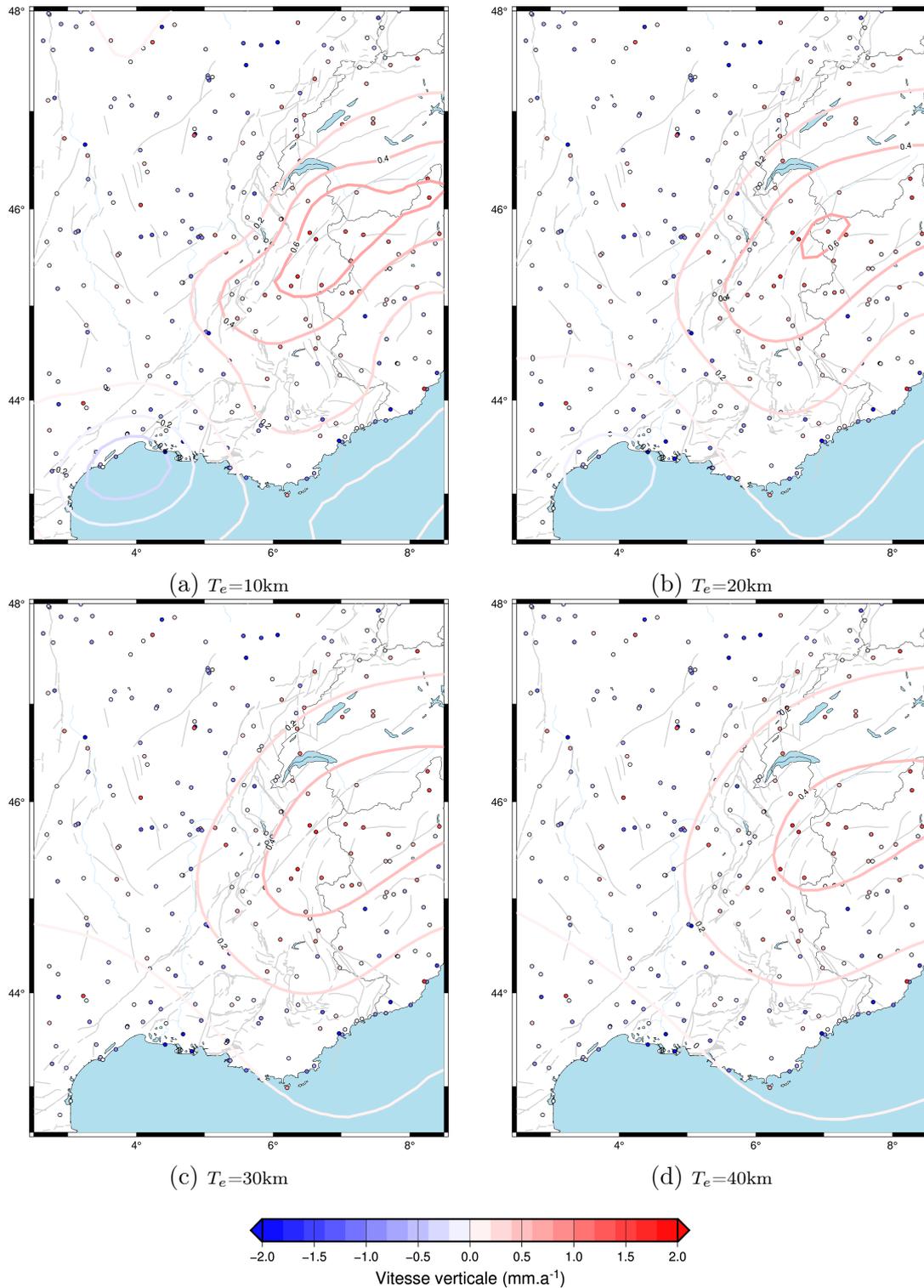


FIGURE 6.13 – Vitesses verticales des modèles (érosion + sédimentation) et du GNSS (NGL).

des épaisseurs élastiques faibles ( $T_e < 20\text{ km}$ ) et des stations GNSS sont du même ordre de grandeur :  $-0,4\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  pour les modèles d'érosion-sédimentation, entre  $-0,2$  et  $-0,8\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  pour le GNSS. Il est cependant difficile d'établir une relation de causalité entre le champ GNSS et la sédimentation dans cette zone en raison de la faible amplitude des vitesses verticales. En

effet, les vitesses modélisées (en réponse à la sédimentation) sont inférieures à l'incertitude des vitesses GNSS sur la composante verticale, qui est de l'ordre de  $0,5 \text{ mm.a}^{-1}$  (Masson, 2019).

Comme présenté en chapitre I3, les vitesses verticales GNSS dans les Alpes montrent du soulèvement de l'ordre de  $1,5\text{-}2 \text{ mm.a}^{-1}$  et des vitesses verticales nulles dans l'avant-pays (exceptée une subsidence jusqu'à  $1 \text{ mm.a}^{-1}$  dans la vallée du Rhône). Au niveau du maximum de la déflexion, les vitesses verticales issues des modèles de réponse à l'érosion sont 3 à 4 fois plus faibles que les vitesses observées (GNSS). Dans le sud des Alpes Occidentales (le long de la frontière France-Italie), le rapport entre vitesses verticales GNSS et modélisées (érosion) n'est que d'un facteur 2 à 3 (en fonction des stations) :  $0,4 - 0,6 \text{ mm.a}^{-1}$  pour les champs GNSS,  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$  pour les modèles flexuraux.

De manière générale sur l'ensemble des Alpes Occidentales, le processus érosif ne peut pas être seul responsable du mouvement vertical observé (GNSS), mais peut y contribuer pour au maximum environ 30%. La part des processus de transport de masse pourrait être plus importante dans le signal GNSS le long de la côte méditerranéenne.

## 6.4 Modélisation des contraintes et taux de déformations

La section 6.3 a permis de caractériser l'effet du jeu de données d'entrée (érosion et sédimentation) et de l'épaisseur élastique sur la réponse flexurale. Une description de vitesses verticales modélisées par le modèle final (érosion + sédimentation) a été faite en section 6.3.3. Cette nouvelle section vise à caractériser l'impact des processus érosion-sédimentation sur des structures de failles existantes (section 6.4.2), en commençant par évaluer la part de l'érosion dans le champ des taux de déformation dérivés des mesures GNSS (section 6.4.1).

### 6.4.1 Taux de déformations modélisés

Les taux de déformation générés par l'érosion-sédimentation ont été calculés de la même façon que pour le champ de taux de déformation GNSS : les vitesses sont extraites à l'emplacement des stations ; les taux de déformation sont ensuite calculés à partir des vitesses lissées (à 120 km) suivant une méthode de lissage Gaussien pour appliquer le même traitement que sur les champs de données GNSS (cf. chap. 3). Cette section se concentre surtout sur les styles de taux

de déformations générés par les modèles d'érosion-sédimentation (fig. 6.14). La comparaison des vitesses lissées n'est donc pas ici détaillée. Néanmoins la comparaison des vitesses verticales GNSS et issues de la réponse flexurale à l'érosion et la sédimentation ayant montré un facteur 4 dans l'amplitude des deux champs de vitesses, on peut s'attendre à une différence d'amplitude du même ordre de grandeur sur les champs de vitesses lissées (horizontal et vertical).

Contrairement aux modèles de rebond post-glaciaire (dans lesquels les vitesses verticales modélisées sont du même ordre de grandeur que les vitesses verticales GNSS), dans le cas de l'érosion, il n'est pas possible d'estimer une gamme d'épaisseur élastique uniquement sur la base des mesures GNSS. Les taux de déformation modélisés en réponse à l'érosion sont affichés en figure 6.14.b uniquement pour une épaisseur élastique de 20 km (un des meilleurs modèles utilisés dans la modélisation du GIA, chap. 5). Les incertitudes données dans la suite de cette section correspondent aux variations d'épaisseur élastique testées ( $10\text{km} < T_e < 40\text{km}$ ).

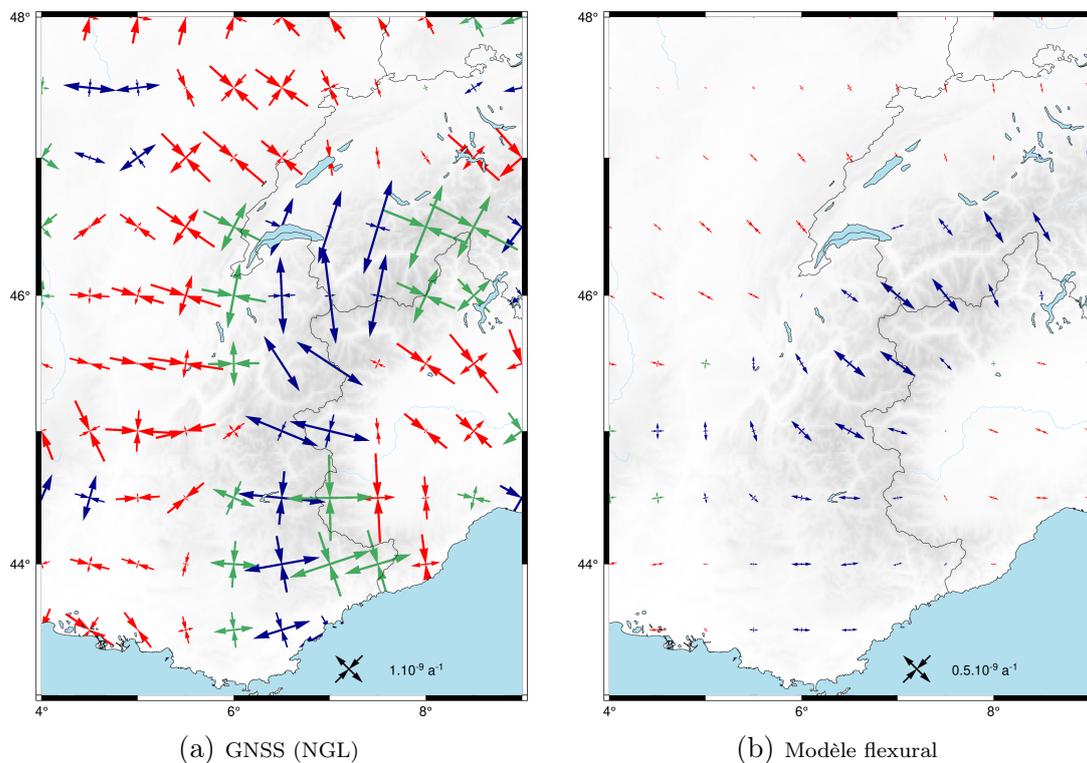


FIGURE 6.14 – Taux de déformations (a) GNSS (NGL, chap. 3) et (b) issues des modélisations (érosion + sédimentation). N.B., il y a un facteur 2 entre les échelles des deux figures.

Pour rappel, les champs de taux de déformation GNSS montrent une extension radiale qui suit l'arc de la chaîne dans les Alpes internes, du raccourcissement dans l'avant pays (radiale à la

chaîne), et du décrochement dans le sud des Alpes Occidentales (chap. 3 ; fig. 6.14.a). Les ordres de grandeur de ces taux de déformation sont de  $2 \pm 1 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour le centre de la chaîne, et de  $1 \pm 0,25 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour l'avant-pays.

La modélisation de la réponse flexurale à l'érosion montre des taux d'extension dans le centre de la chaîne, suivant l'arc alpin, y compris dans le sud des Alpes Occidentales. Les taux d'extension les plus forts sont de l'ordre de  $0,5 \pm 0,1 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  (frontière Suisse-Italie-France). Les modèles prédisent également des taux de raccourcissement dans l'avant-pays (radiaux à la chaîne), d'une amplitude bien plus faible que l'extension au centre de la flexure :  $0,2 \pm 0,05 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ . Des taux de décrochements sont également modélisés de manière très localisée en marge de la zone d'étude, au niveau du sud-est du Massif Central (lon :  $4.5^\circ$ , lat :  $45.5^\circ$ ).

Dans la zone des Alpes Occidentales, les taux de déformation modélisés (érosion-sédimentation) et GNSS sont cohérents en style de déformation. Cependant, comme pour la comparaison de vitesses verticales, les amplitudes des taux de déformation en réponse à l'érosion sont bien plus faibles que les taux GNSS. Dans la partie interne des Alpes, l'érosion pourrait représenter jusqu'à 25% du signal, et jusqu'à 20% pour l'avant-pays.

## 6.4.2 Contraintes modélisées

### 6.4.2.1 Perturbations de contraintes holocènes sur les Alpes Occidentales

Le champ de contrainte induit par les processus de transport de masse est calculé sur une grille à partir des modèles flexuraux (cf. chap. 4, eq. 4.11) et affiché en figure 6.15 (pour  $10 \text{ km} < T_e < 40 \text{ km}$ ). À l'inverse du GIA, qui est un processus transitoire dans laquelle le système revient à son état initial au bout d'un certain temps (cf. chap. 5), l'érosion est un processus continu long-terme (de l'ordre du million d'années). Dans ce chapitre, l'effet de l'érosion est étudié uniquement sur une période holocène. Ainsi, dans cette section (6.4.2), les perturbations de contraintes sont intégrées sur l'holocène (contraintes accumulées sur 10 ka).

Les incertitudes sur les contraintes holocène modélisées ont été estimées pour le processus d'érosion (uniquement) à partir des incertitudes sur les taux de dénudation, de la même manière que les incertitudes sur les taux de soulèvement (section refsec :eroparaminc). Les ordres de

grandeurs de ces incertitudes sur les contraintes sont de l'ordre de 0,4 MPa. Localement, au niveau des bassins versants dont les taux de dénudation sont associés à une incertitude forte (section 6.3.1.3), les incertitudes atteignent 1 MPa pour  $T_e > 20$  km, et sont supérieures à 2 MPa pour  $T_e \leq 20$  km.

La décharge liée à l'érosion génère une déformation en extradors au niveau des Alpes Occidentales : l'arc alpin est en tension, avec un pic de tension (1-2 MPa , fig. 6.15) au niveau de la Savoie (lon : 6.6° ; lat : 45.5°) et dans les Alpes Suisses (lon : 7.1° ; lat : 46°). Dans cette zone, l'orientation principale de la tension est NW-SE indépendamment de l'épaisseur élastique utilisée. Les contraintes dans le sud des Alpes Occidentales dépendent beaucoup de l'épaisseur élastique : pour  $T_e = 10$  km, les perturbations de contraintes sont en compression N-S (bourrelet flexural), puis en tension N-S (au niveau de 44° de latitude). Lorsque  $T_e \geq 20$  km, les perturbations de contraintes sont en tension E-W. Cependant, malgré les styles et orientations très variés, les amplitudes des contraintes dans cette zone (sud des Alpes Occidentales) sont toujours très faibles ( $< 0,4$  MPa), indépendamment de l'épaisseur élastique. Dans la partie Nord des Alpes Occidentales (Savoie – Alpes Suisses), les mécanismes aux foyers sont majoritairement en faille normale, avec des axes T orientés N-S à NW-SE (Mathey et al., 2021; Mazzotti et al., 2021). Dans cette zone, les perturbations de contraintes modélisées et les mécanismes aux foyers sont cohérents en style, avec une différence d'orientation  $< 20^\circ$ . Dans le sud des Alpes Occidentales, l'analyse des mécanismes au foyers montre des similitudes avec les modèles de réponses à l'érosion pour  $T_e \geq 20$  km : Orientation de la tension de N100° pour les mécanismes au foyers (Mathey et al., 2021, zone BRS2) vs. N90° pour la tension modélisée.

Dans le Vercors (lon : 5.2° ; lat : 45°), l'amplitude et l'orientation des perturbations de contraintes sont très dépendantes de l'épaisseur élastique. Pour des épaisseurs élastiques faible ( $T_e \leq 20$  km), la tension de 1 – 1,5 MPa a une orientation principale N-S. L'augmentation de l'épaisseur élastique ( $T_e > 20$  km) induit dans cette zone une diminution de l'amplitude (0,75 MPa) et une rotation (NW-SE) de la tension. Dans le massif de Belledonne, les contraintes restent toujours en tension NW-SE, avec des amplitudes allant de 0,7 MPa ( $T_e = 40$  km) à 1,75 MPa ( $T_e = 10$  km). Au premier ordre, l'orientation des tensions NW-SE est compatible avec les mécanismes au foyer observés dans la zone : dextre d'azimut N36° (Thouvenot et al., 2003).

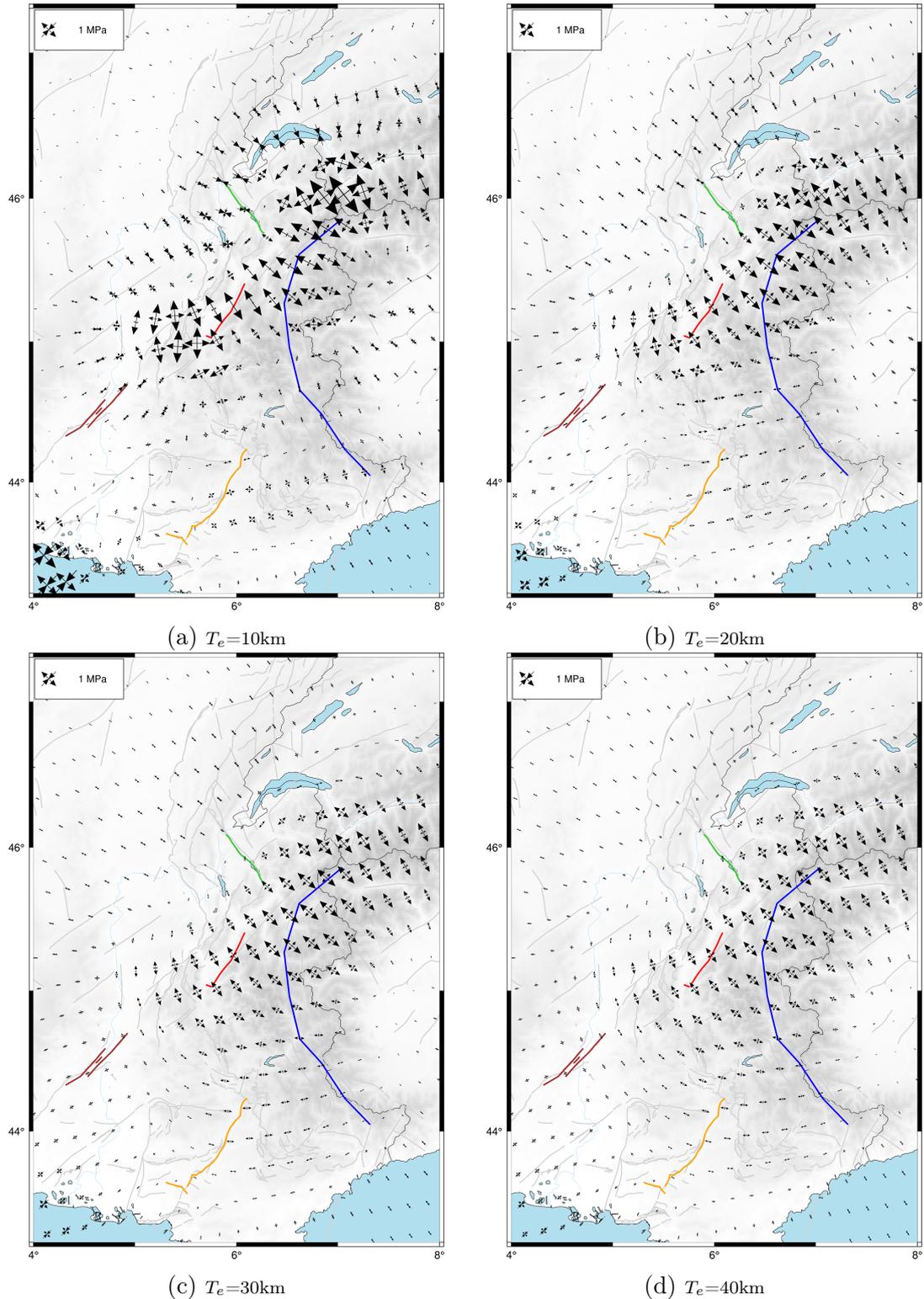


FIGURE 6.15 – Les contraintes modélisées en réponse à l'érosion et à la sédimentation dans le sud de la France. La localisation des différentes structures est représentée par des ligne continue. Bleu : CFP ; Rouge : faille de Belledonne, faille du Brion ; Vert : faille du Vuache ; Orange : faille de la Moyenne Durance, faille de Trévaresse. Marron : faille des Cévennes (est), faille de Marsanne, faille de la Rouvière ; Cf. chap. 2

L'avant-pays alpin (graben du Rhin, nord du Jura, vallée du Rhône) est localisé au niveau du bourrelet flexural (appelé forebulge) de la réponse à l'érosion. Les perturbations de contraintes modélisées y sont donc compressives et plus faibles qu'au niveau de l'arc alpin ( $< 0,6$  MPa pour  $T_e \geq 20$  km ; pour  $T_e = 10$  km, les contraintes compressives du forebulge atteignent 1 MPa dans le sud de la Suisse et dans le Jura).

La compression générée par la sédimentation est limitée à la côte méditerranéenne (Golfe du Lion). Pour  $T_e = 10$  km, elle atteint au maximum 0,6 MPa à terre, et 2 MPa sous la charge sédimentaire. Pour  $T_e \geq 20$  km, les contraintes générées sont inférieures à 0,4 MPa, et ont une plus grande emprise spatiale à terre (les contraintes générées atteignent le massif des Cévennes). Pour une épaisseur élastique faible ( $T_e = 10$  km), le forebulge de la flexure s'étend jusqu'au massif des Cévennes (au nord) et jusqu'à la faille de Nîmes (à l'est), générant des perturbations de contraintes en tension (0,2 MPa). De manière générale, les ordres de grandeur des contraintes liées à la sédimentation à terre sont du même ordre de grandeur que celles du forebulge lié à l'érosion (0,1 - 0,2 MPa).

Le champ de contrainte Holocène est projeté sur certaines structures de failles (CFP, Belledonne, Durance, Vuache, Cévennes) pour détailler l'effet des processus érosion-sédimentation sur la sismicité (section 6.4.2.2).

#### 6.4.2.2 Projection des perturbations de contraintes sur des failles

Les structures de failles (ligne continue sur fig. 6.15) et les paramètres utilisés dans la projection de contrainte sont résumés en tableau 6.3. Deux frictions sont testées : un coefficient de friction effectif standard pour les failles de 0,6 (en bleu) et une friction de rhéologie de zone affaiblie de 0,1 (en orange) pour représenter un cas extrême (e.g. Bird and Kong, 1994, sur San Andreas). Dans cette section, la projection des contraintes sur les failles est analysée en termes de perturbations de contraintes de Coulomb ( $\Delta_{CFS}$ ) et d'orientation de glissement sur la faille (appelé *rake*) : les résultats sont affichés en figure 6.16, 6.17 et 6.18. La variabilité des résultats représente les différentes paramétrisations des modèles (épaisseurs élastiques) et géométries de faille (pendage).

La « structure interne des Alpes » (tab. 6.3) fait référence au Chevauchement du Front Pen-

| Segment                             | Pendage (°) | $T_e$ (km)  | Coefficient de friction |
|-------------------------------------|-------------|-------------|-------------------------|
| Structures internes des Alpes (CFP) | 25/45/65    | 10/20/30/40 | 0,1/0,6                 |
| Belledonne                          | 65/75/85    |             |                         |
| Faille du Brion                     |             |             |                         |
| Vuache                              | 60/75/85    |             |                         |
| Durance                             | 60/80/85    |             |                         |
| Trévaresse                          | 25/45/65    |             |                         |
| Cévennes                            | 45/55/65    |             |                         |
| Marsanne                            |             |             |                         |
| Rouvière                            |             |             |                         |

TABLE 6.3 – Paramètres utilisés pour la projection des contraintes sur des structures de failles.

nique (CFP), qu'on considère comme représentatif des failles à l'origine de la sismicité dans les Alpes internes : le cluster de sismicité dans la partie interne des Alpes (Briançonnais) est à l'aplomb de cette structure (cf. chap. 2). Pour rappel, la sismicité dans les Alpes Occidentales est composé majoritairement de sismicité en faille normale, avec  $\sigma_3$  orientée de N100° dans le Briançonnais à N178° dans les Alpes Suisses (Mathey et al., 2021). Les projections des perturbations de contraintes (holocène) sur le CFP sont présentées en figure 6.16 ; en considérant les mécanismes au foyer en faille normale qui suivent l'arc alpin, on prend un rake « observé » (i.e. représentatif des mécanismes au foyer) de -90° pour cette structure. Sur l'ensemble du CFP, les  $\Delta_{CFS}$  sont systématiquement positifs : l'érosion des Alpes rapproche la faille du seuil de rupture pour toutes les gammes de paramètres testés. Les contraintes accumulées sur la faille sont plus importantes pour un coefficient de friction de 0,6 (jusqu'à 0,75 – 1,25 MPa) que pour un coefficient de friction de 0,1 (jusqu'à 0,4 – 0,75 MPa). Les  $\Delta_{CFS}$  sont croissantes du sud vers le nord de la faille : valeur médiane de 0,2 MPa au sud et 0,8 MPa au nord pour un coefficient de friction standard de 0,6. Les  $\Delta_{CFS}$  plus importantes au nord sont liées aux contraintes flexurales plus importantes dans cette zone, localisées au maximum de la décharge érosive. Les rakes modélisés sont compris entre -80° et -210° sur la faille, avec une médiane d'environ -120° indiquant un régime transtensif (dextre).

Dans les Alpes internes, l'érosion rapproche donc les failles du seuil de rupture et favorise un glissement normal à dextre, proche du régime normal observé (rake = -90°). Ce régime transtensif n'est pas en désaccord avec la sismicité en faille normale qui suit l'arc alpin (tension perpendiculaire à oblique à la chaîne, Mathey et al., 2021).

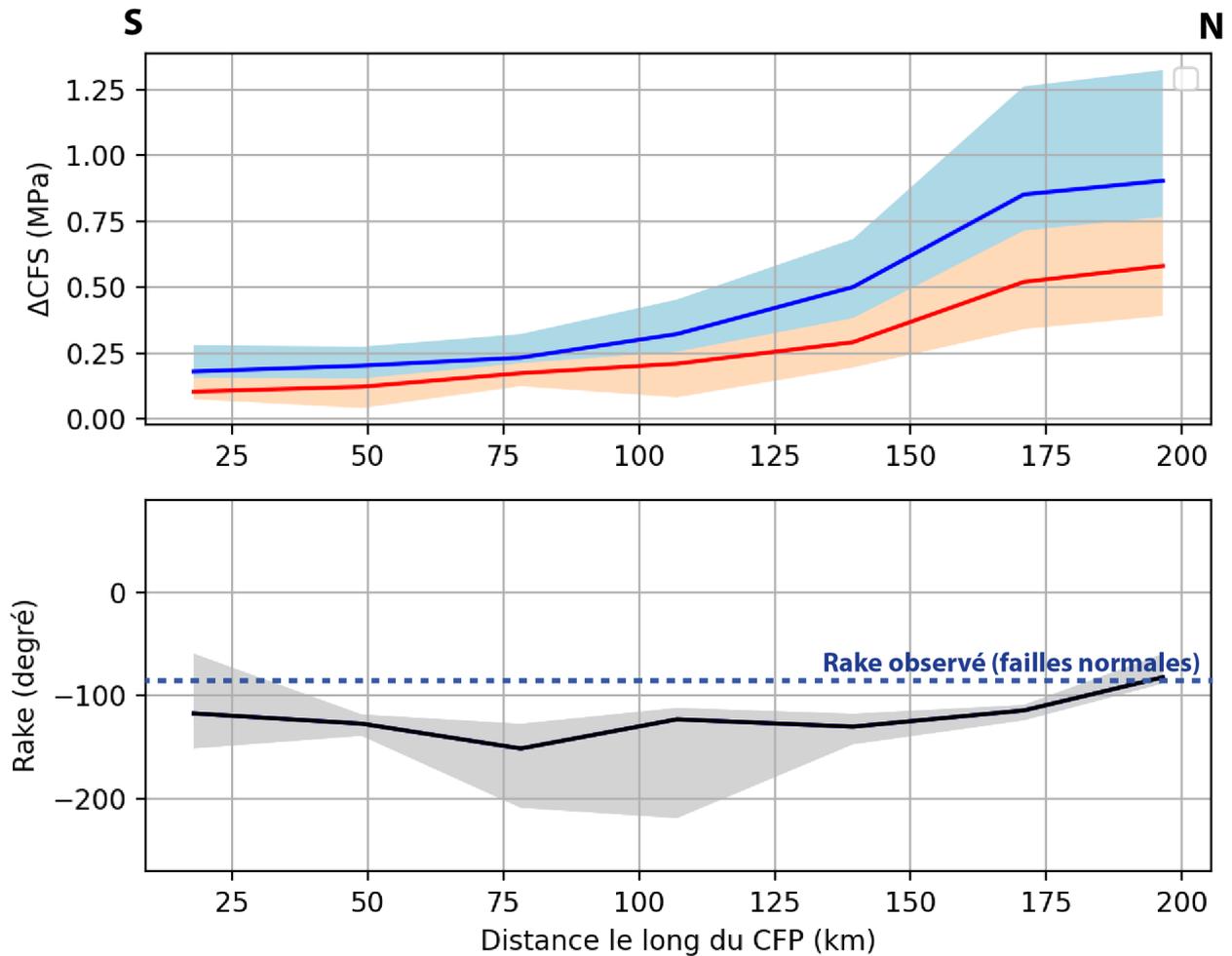


FIGURE 6.16 – Perturbation de contraintes et rake issues des contraintes projetées sur un plan de faille simplifié, le long du Chevauchement du Front Pennique (CFP). La ligne continue représente la médiane des valeurs modélisées (dépendant de  $T_e$  et des pentages testés sur la faille). Les aplats de couleurs délimitent les valeurs minimales et maximales. Bleu : coef. de friction de 0,6. Orange : coef. de friction de 0,1.

L'impact de l'érosion est également étudié sur les failles décrochantes situées en périphérie de l'arc alpin (cf. chap. 2) : la faille de Belledonne (dextre), la faille de la Moyenne Durance (senestre), et la faille du Vuache (senestre). Les résultats montrant peu de variations latérales, les perturbations de contraintes de Coulomb et les rakes de chaque faille sont compilés en diagramme type « boîte à moustache » (fig. 6.17).

Pour une friction de 0,1, les  $\Delta_{CFS}$  des trois failles sont faiblement positifs (0,1 – 0,3 MPa) : l'érosion rapproche ces structures du seuil de rupture. Pour une friction standard, les  $\Delta_{CFS}$  sont variables : faiblement négatives pour la faille de Belledonne (environ - 0,2 MPa), nulles

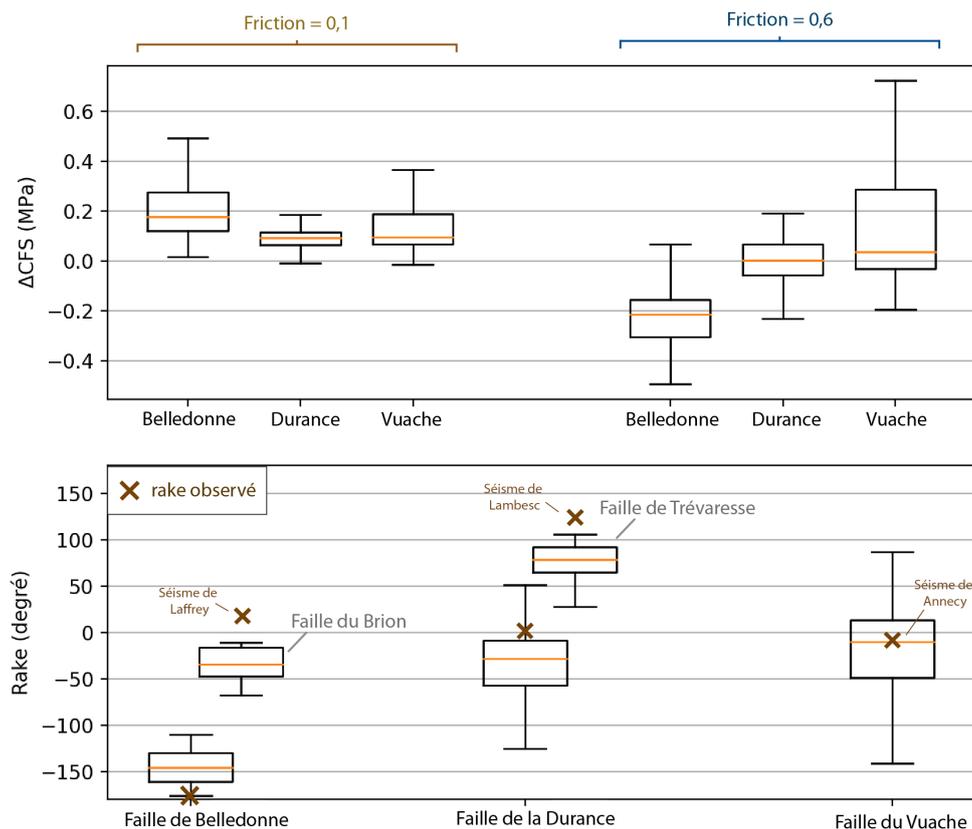


FIGURE 6.17 – Perturbations de contraintes et rakes issues des contraintes projetées sur les failles de Belledonne (constitué du segment de Belledonne et de la faille du Brion) et de la Durance (constitué du segment de la Moyenne Durance et de la faille de Trevaresse).

pour la faille de la Durance à faiblement positives pour la faille du Vuache (0 – 0,3 MPa). Contrairement à la représentation des perturbations de contraintes, les rakes sont représentés en figure 6.17 (bas) pour chaque « segment » pour distinguer les effets de chaque faille : la faille du Brion a été séparée de la faille de Belledonne, et la faille de Trévaresse a été séparée de la faille de la Moyenne Durance. Les rakes des séismes majeurs accordés à ces failles ont également été représentés.

- **La Faille de Belledonne** : Les mécanismes aux foyers sur la faille de Belledonne montrent un fonctionnement dextre de la faille (Thouvenot et al., 2003), soit un rake de  $-180^\circ$ . Sur Belledonne, les rakes modélisés en réponses à l'érosion sont de  $-110$  à  $-180^\circ$ . Le séisme de Laffrey est attribué à la faille du Brion, avec un rake d'environ  $15^\circ$  (senestre, Thouvenot et al., 2003). Sur cette faille, les modèles d'érosion génèrent des rakes de  $-20^\circ$  à  $-70^\circ$ , soit un régime transtensif (senestre).

- **La faille de la Moyenne Durance** : Les mécanismes aux foyers sur la faille de la Moyenne Durance montrent un fonctionnement senestre de la faille (Cushing et al., 2008) soit un rake de  $0^\circ$ , tandis que dans la même zone, le séisme de Lambesc (1909) est attribué à la faille de Trévaresse, avec un rake estimé à  $135^\circ$  (mécanisme transpressif dextre, Baroux et al., 2003). Les modèles flexuraux indiquent des rakes de  $-10^\circ$  à  $-60^\circ$  (transtensif senestre) pour la Moyenne Durance, et de  $70^\circ$  à  $90^\circ$  (inverse) pour la faille de Trévaresse.
- **La faille du Vuache** : Les mécanismes au foyer sur la faille du Vuache montrent un fonctionnement senestre de la faille, en particulier le séisme d'Épagny (Annecy, 1996, Thouvenot et al., 1998) avec un rake de  $-10^\circ$ . Les rakes modélisés en réponse à l'érosion vont de  $-50^\circ$  à  $10^\circ$ , avec une médiane à  $-10^\circ$  (senestre), soit le même rake que le séisme d'Épagny.

Pour le cas des failles décrochantes des Alpes Occidentales, l'érosion génère des contraintes qui rapprochent les failles du seuil de rupture (systématiquement avec une friction faible, pour les paramétrisations et géométries de failles favorables avec une friction standard). Les glissements favorisés par l'érosion sur les plans de failles sont, pour toutes les structures testées, cohérents avec les mécanismes au foyer observés ( $< 45^\circ$  de différence).

Bien qu'en marge de notre zone d'étude, l'Est de la faille des Cévennes a également été étudié ici, en raison de l'activité sismique récente dans cette zone (séisme du Teil, novembre 2019, Ritz et al., 2020). Trois structures ont été sélectionnées dans la zone du Teil : La terminaison Est de la faille des Cévennes, la faille de Marsanne, et la faille de la Rouvière (à laquelle est attribué le séisme du Teil). Les résultats des modélisations sur ces trois structures sont affichés en figure 6.18.

Peu de différences sont observés dans les perturbations de contraintes de Coulomb et les rakes entre les 3 structures de failles : les contraintes induites par les transports de masses à l'holocène impactent de la même façon les failles des Cévennes, la faille de Marsanne et la faille de la Rouvière. Les  $\Delta_{CFS}$  sont systématiquement faiblement positifs, avec peu de différence entre une friction de zone affaiblie et standard : médiane de 0,13 MPa pour un coefficient de friction de 0,1 vs. Médiane de 0,15 MPa pour un coefficient de friction de 0,6. Les rakes modélisés sont de  $-150^\circ$  à  $-180^\circ$ , soit un régime dextre. Ces rakes modélisés ne sont donc pas représentatifs

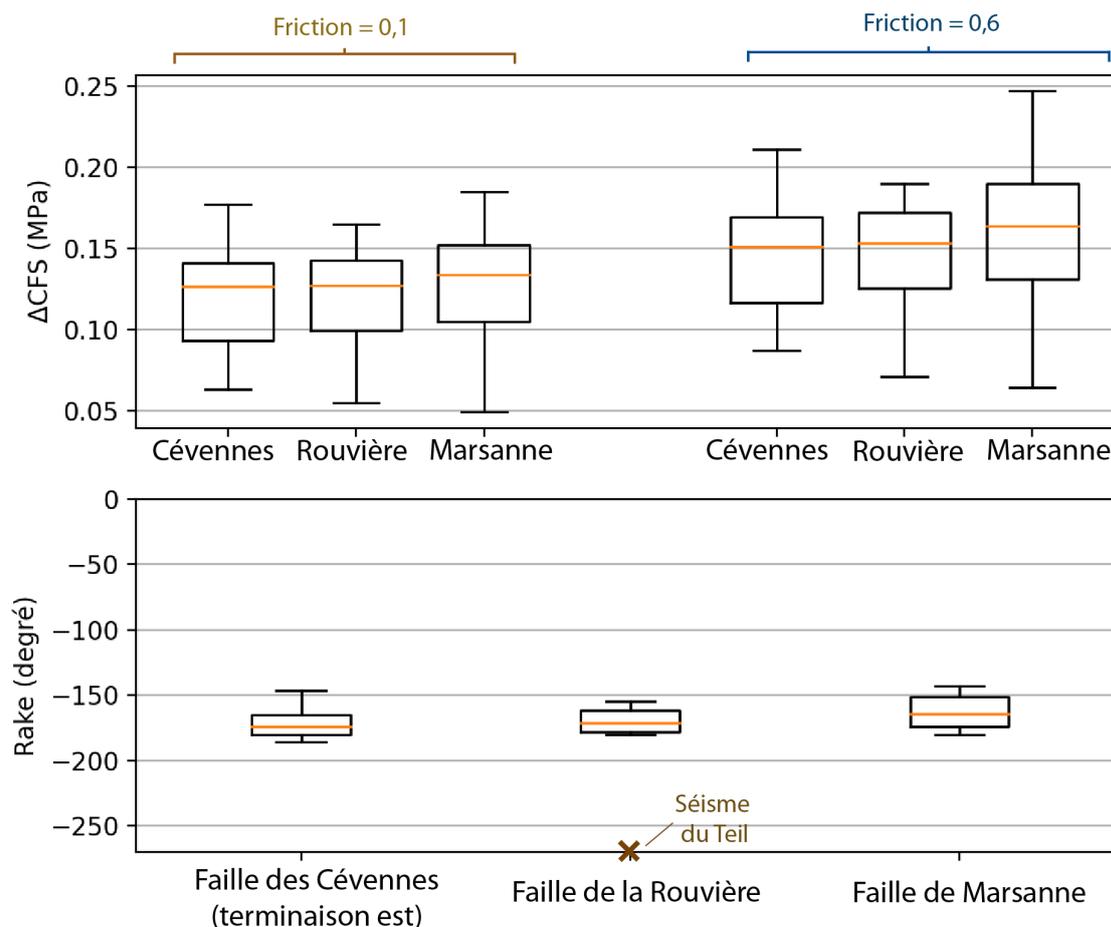


FIGURE 6.18 – Perturbations de contraintes et rakes issus des contraintes projetées sur la terminaison Est du faisceau de failles des Cévennes.

du seul séisme dans la zone (Séisme du Teil), présentant un mécanisme inverse (rake =  $90^\circ / -270^\circ$ ). Pour résumer, les processus érosion-sédimentation génèrent des contraintes très faibles dans cette zone ( $< 0,5$  MPa, fig. 6.15), qui rapprochent très faiblement les failles du seuil de rupture ( $\Delta CFS < 0,2$  MPa). Cependant, le style de glissement généré n'est pas le même que celui observé dans le cas du séisme du Teil. Le processus de transport de masse durant l'Holocène seul ne peut pas être à l'origine de ce séisme.

Cette section a permis d'étudier l'effet des perturbations de contraintes holocènes lié à l'érosion et à la sédimentation sur des structures de failles importantes des Alpes Occidentales. Ces perturbations sont ajoutées aux contraintes du champ ambiant dans la section 6.4.2.3.

### 6.4.2.3 Contraintes totales sur les failles

Le champ de contraintes ambient (long-terme) est estimé à partir des axes P dérivés des mécanismes au foyer, de la même manière que dans le chapitre 5. Les styles de déformations sismiques dans les Alpes varient beaucoup spatialement, les tenseurs de contraintes ambiants sont calculés indépendamment pour chaque structure de faille, pour donner un champ de contrainte ambient local. Les paramètres utilisés dans le calcul des champs de contrainte et les valeurs du tenseur de contrainte ambient local sont résumés par le tableau 6.4. Les champs de contrainte long-terme à 5 km de profondeur sont projetés sur les structures de failles (fig. 6.19,6.20,6.21 ; trait horizontaux). Pour chaque faille, les perturbations de contraintes holocène pour le processus érosion-sédimentation (en surface de plaque, cf. chap. 4) sont sommées au champ de contrainte long-terme (fig. 6.19,6.20,6.21 ; point). Les rakes sont définis par les a priori du champ ambient local (style de déformation), c'est pourquoi les perturbations holocène ne modifient les rakes que de quelques degrés au maximum. Les rakes ne sont donc pas présentés dans cette section.

| Faille             | Orientation de l'axe P (°au N) | Style de déformation | $\sigma_1(MPa)$ | $\sigma_2(MPa)$ | $\sigma_3(MPa)$ |
|--------------------|--------------------------------|----------------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| CFP (Briançonnais) | 55                             | Normal               | $\sigma_v$      | -90             | -44             |
| Belledonne         | 107                            | Dextre               | -172            | $\sigma_v$      | -102            |
| Durance            | 165                            | Senestre             | -172            | $\sigma_v$      | -102            |
| Vuache             | 117                            | Senestre             | -172            | $\sigma_v$      | -102            |
| Cévennes           | 140                            | Inverse              | -428            | -282            | $\sigma_v$      |

TABLE 6.4 – Paramètre de calcul et contrainte du champ ambient (pour un coef. de friction de 0,6). Avec  $\sigma_v$  la contrainte verticale. À 5 km,  $\sigma_v = -137$  MPa (avec  $\rho_{crouete} = 2800$  kg.m<sup>-3</sup>)

Dans les Alpes internes, le champ de contrainte calculé pour le Briançonnais (Mathey et al., 2021, zone BRS) est projeté sur le CFP (fig. 6.19). Les contraintes de Coulomb du champ ambient (*CFS*) sont négatives (trait), en raison de la géométrie non optimale du CFP par rapport aux contraintes de la région du Briançonnais. L'ajout des perturbations de contraintes érosives (point) augmente systématiquement les *CFS* sur la faille (de 1 à 2 MPa). Au nord de la faille, les *CFS* du champ ambient (trait) sont proche de zéro pour un coefficient de friction de 0,1 (> -5 MPa) et pour une géométrie optimale avec un coefficient de friction de 0,6. Dans ces cas,

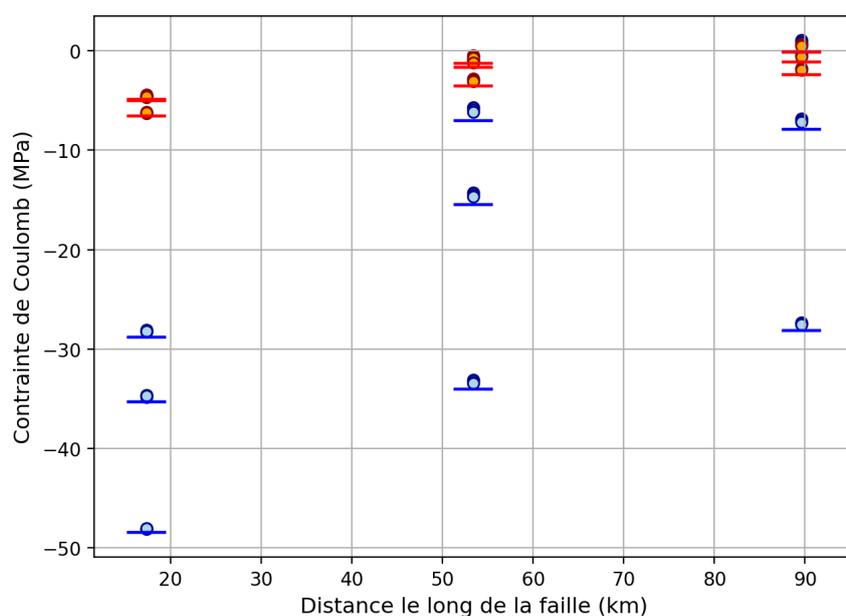


FIGURE 6.19 – Contrainte de Coulomb sur le chevauchement du front pennique (pendage = 25,45 et 65°). Orange : friction de 0,1. Bleu : friction de 0,6. Trait = champ ambiant. Point = somme champ ambiant et modèle érosion-sédimentation.

les perturbations de contraintes liées à l'érosion holocène font basculer les *CFS* en positif : l'érosion favorise le glissement sur les failles.

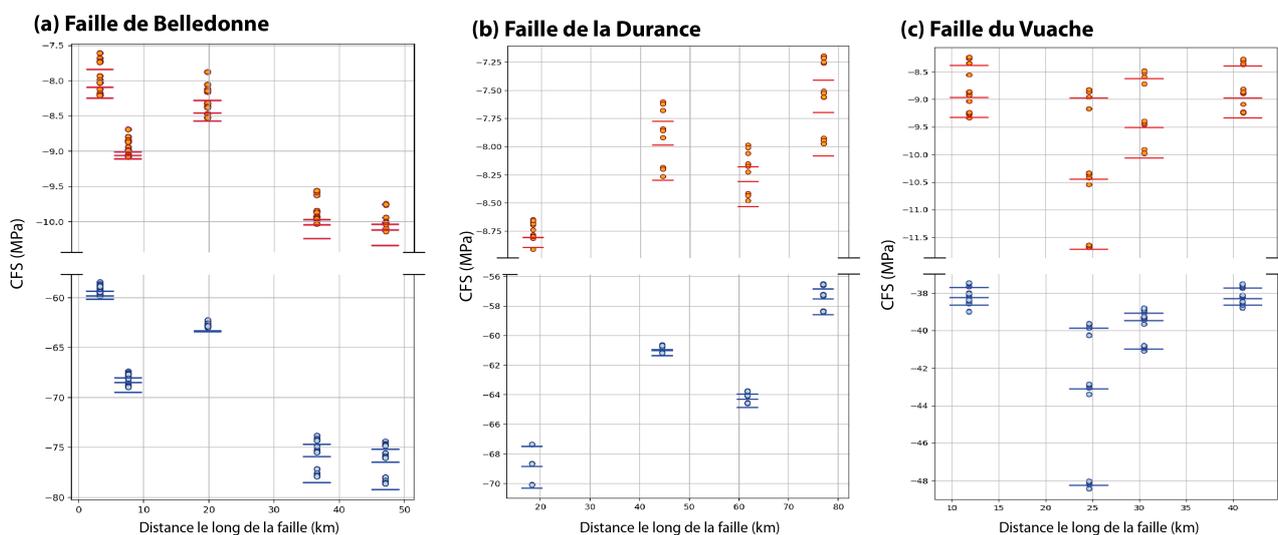


FIGURE 6.20 – Contrainte de Coulomb sur les failles de Belledonne (pendage = 65,75 et 85°), de la Moyenne Durance (pendage = 60,80 et 85°) et du Vuache (pendage = 60,75 et 85°). Orange : friction de 0,1. Bleu : friction de 0,6. Trait = champ ambiant. Point = somme champ ambiant et modèle érosion-sédimentation.

Les contraintes projetées sur les failles de Belledonne, de la Durance et du Vuache (fig. 6.20) montrent des résultats similaires entre eux. Les *CFS* sont systématiquement négatives (de -7 à

-10 MPa pour un coefficient de friction de 0,1 ; de -40 à -80 MPa pour un coefficient de friction de 0,6). Les perturbations de contraintes liées à l'érosion augmentent les  $CFS$  (de quelques dixièmes à quelques MPa en fonction de la friction) dans la grande majorité des cas. Dans certains cas (e.g. faille du Vuache, friction = 0,6), les perturbations diminuent les  $CFS$ . L'érosion durant l'Holocène ne permet dans aucun des cas testés de faire basculer les contraintes de Coulomb en positif, et donc de favoriser la rupture.

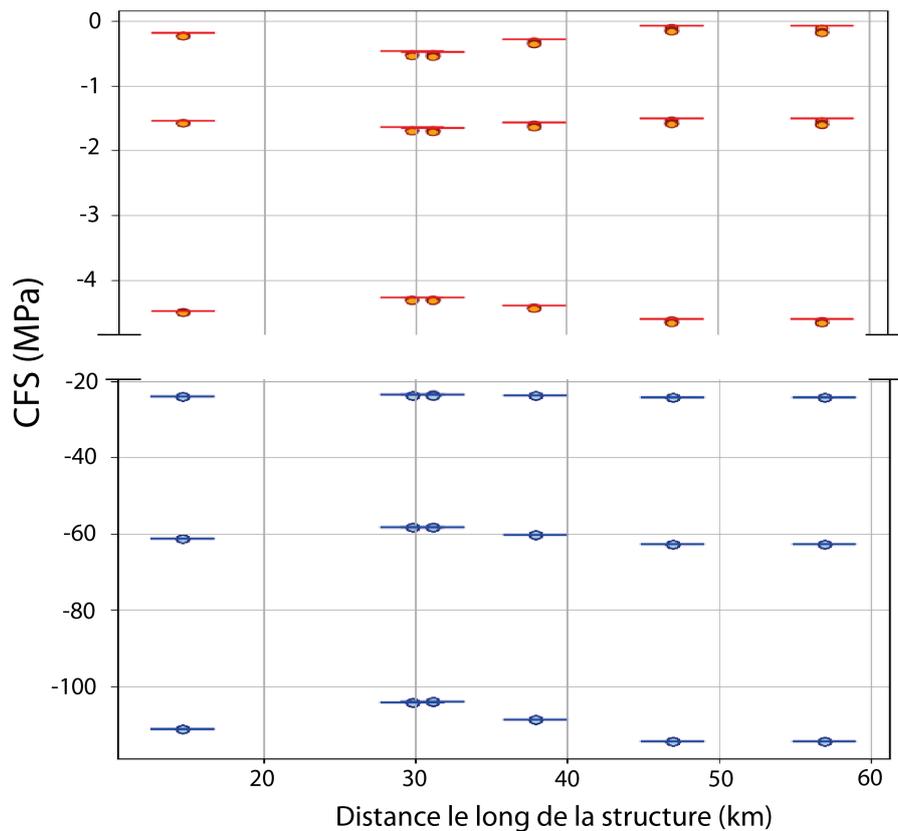


FIGURE 6.21 – Contrainte de Coulomb sur la terminaison est de la faille des Cévennes (pendage = 45,55 et 60°). Orange : friction de 0,1. Bleu : friction de 0,6. Trait = champ ambiant. Point = somme champ ambiant et modèle érosion-sédimentation.

Sur le faisceau (est) de la faille des Cévennes, les projections des perturbations ne montrant que très peu de variations entre les segments de failles (fig. 6.18), le choix a été fait de simplifier la structure en une seule faille (orientation NW-SE). Le champ de contrainte ambiant a été calculé à partir du séisme du Teil : bien qu'un seul séisme ne permette pas d'établir un état de contrainte dans une zone, l'orientation de la contrainte principale (N140°) est identique à celui du champ de contrainte tectonique global (*World Stress Map*, Heidbach et al., 2018). Tout comme pour les autres structures étudiées (fig. 6.21), les contraintes de Coulomb pour la faille

des Cévennes sont négatives. Pour un coefficient de friction de 0,1, les *CFS* sont proches de zéro ( $> -5\text{MPa}$ ). Pour un coefficient de friction de 0,6, les *CFS* sont très négatifs avec une forte variabilité, de -20 à -100 MPa. Dans tous les cas testés, les perturbations liées à l'érosion diminuent les contraintes de Coulomb sur la faille. Les perturbations liées au transport de masse à l'holocène sont trop faibles dans cette zone pour modifier significativement les contraintes de Coulomb (variations  $< 1\text{MPa}$ ) : l'effet des processus érosion-sédimentation sont minimes dans cette zone.

## 6.5 Conclusion

Après avoir constitué une grille des taux d'érosion sur la base des taux de dénudation des bassins versants dérivés des mesures en  $^{10}\text{Be}$  sur l'ensemble des Alpes, la réponse flexurale à ce processus de surface a été modélisée. Ces modèles ont permis de mettre en évidence que :

- **La réponse à l'érosion présente des similarités avec le signal GNSS** (soulèvements et taux d'extension dans le centre des Alpes, taux de raccourcissement dans l'avant-pays). Cependant, les amplitudes sont beaucoup plus faibles et **ne permettent d'expliquer que 25% du signal GNSS** au maximum.
- L'érosion durant l'holocène génère des perturbations de contraintes de l'ordre du MPa. Dans la majorité des cas, **ces perturbations de contraintes rapprochent les failles du seuil de rupture** dans la partie interne des Alpes, ainsi que pour les failles décrochantes de la périphérie des Alpes. Les **sens de glissement favorisés** sont cohérents avec ceux observés à partir des mécanismes au foyer.

**Sur 10 000 ans, les contraintes générées par l'érosion sont insuffisantes pour générer l'état de contrainte dans les Alpes Occidentales.** Cependant, l'érosion peut être considérée comme un processus actif et continu depuis une période plus longue que l'holocène, induisant des contraintes plus importantes que celles estimées dans ce chapitre. Ces aspects sont discutés en chapitre 7.



## Chapitre 7

# Synthèse sismotectonique des Alpes Occidentales

## 7.1 Intégration des résultats des différents processus

Les précédents chapitres ont eu pour but de définir et modéliser l'effet des processus de surface Holocène dans les Alpes Occidentales. La caractérisation de l'impact ces processus est passée par 1) la modélisation de la réponse flexurale à ces forçages, 2) la comparaison avec les observables GNSS à l'actuel et 3) le calcul des contraintes flexurales engendrées. L'objectif de ce chapitre est d'intégrer les deux processus étudiés au cours de cette thèse, le rebond postglaciaire (GIA, chap. 5) et l'érosion (chap. 6), et de proposer une synthèse sismotectonique sur les Alpes Occidentales (section 7.3).

Tout au long de cette thèse, l'échelle de temps considérée a été l'Holocène :

- Le **GIA** (Ajustement Isostatique Glaciaire) est un processus transitoire, dont les cycles sont de l'ordre de 40 à 100 ka au cours du Quaternaire (Ivy-Ochs et al., 2008). Dans cette thèse, il a été considéré que les précédents cycles étaient complètement relaxés à l'actuel : uniquement le dernier cycle glaciaire est étudié, depuis la disparition de la calotte glaciaire, soit  $\approx 15$  ka BP (dernier maximum glaciaire (*LGM*) à environ 23 ka BP). Le GIA étant un processus transitoire, ses effets s'estompent avec le temps après la déglaciation : le chapitre 5 se concentrait sur l'amplitude actuelle des déformations et contraintes générées par le GIA.
- À l'inverse, l'érosion est continue dans le temps, avec des constantes de temps allant de quelques milliers d'années (e.g. Mariotti et al., 2021) à quelques millions d'années (e.g. Willett, 2010; Fox et al., 2015). Les taux d'érosion peuvent être modulés par des variations climatiques ou des changements de forçages tectoniques (Hinderer, 2001; Kuhlemann et al., 2002; Willett, 2010; Mariotti et al., 2021), il n'en demeure pas moins que l'érosion des reliefs est toujours active. L'échelle de temps holocène étudié dans le chapitre 6 (arrondie à 10 ka BP) permet à la fois de s'affranchir de ces variations climatiques (pas de changement climatique majeur depuis 17 ka, Hinderer, 2001) et de prendre en compte la sédimentation postglaciaire dans le Golfe du Lion. L'érosion a donc été étudiée comme un processus continu et constant sur 10 ka.

Ce chapitre vise à intégrer les deux processus de surface étudiés ici, afin de quantifier la part de chacun de ces processus à l'actuel (section 7.2). La section 3 discute de la durée d'intégration du processus d'érosion (Holocène vs. Quaternaire), pour interpréter ces résultats en termes de potentiel d'activation de failles et de sismicité.

## 7.2 Part des différents processus

### 7.2.1 Mouvements verticaux

On utilise les vitesses verticales comme observables pour quantifier la part des processus testés (rebond post-glaciaire et érosion). Ces processus sont représentés ici à l'échelle de l'ensemble des Alpes (fig. 7.1). L'épaisseur élastique sélectionnée pour comparer les deux processus est de 20 km : cette épaisseur élastique fait partie des gammes classiques de la zone et des paramètres générant les « meilleurs modèles » calculés pour le GIA (cf. 5 ; comparaison avec les vitesses verticales GNSS).

Dans cette section, l'érosion et la sédimentation sont toujours considérés ensemble ; néanmoins, sachant que dans les Alpes, le processus d'érosion est largement majoritaire, l'action combinée érosion-sédimentation sera appelée simplement « érosion ». Les modèles d'érosion-sédimentation présentés en chapitre 6 pour  $T_e = 20$  km sont utilisés dans la comparaison (fig. 7.1.b). Contrairement à l'érosion, la modélisation du GIA contient une dépendance au temps, à travers le temps caractéristique (cf. chap. 4, eq. 4.4). Le maximum de la charge glaciaire est localisé sur les Alpes centrales (cf. chap. 5, fig. 5.2) : le temps caractéristique des modèles de GIA sélectionné pour cette comparaison ( $\tau = 3500$  a) est plus faible que ceux présentés dans le chapitre pour qu'il soit plus représentatif (minimise l'écart aux soulèvements géodésiques) de l'ensemble des Alpes, et pas seulement des Alpes Occidentales.

Les vitesses verticales issues des modélisations de ces 2 processus sont présentées en figure 7.1.a et 7.1.b. Le modèle de GIA génère une réponse plus importante sur les Alpes centrales, avec des valeurs de l'ordre de  $1 \text{ mm.a}^{-1}$ . Sur les Alpes Occidentales, l'amplitude de la réponse au GIA est de l'ordre de  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$  dans le Briançonnais et de  $0,6 \text{ mm.a}^{-1}$  au sud de la Suisse. Le modèle d'érosion prédit un maximum de surrection au niveau de la frontière Suisse-France-Italie, de l'ordre de  $0,6 \text{ mm.a}^{-1}$ , avec une surrection de  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$  jusqu'au sud des Alpes Françaises.

Sur les Alpes Centrales, le soulèvement lié à l'érosion est environ 2 fois plus faible que dans les Alpes Occidentales ( $0,3 - 0,4 \text{ mm.a}^{-1}$ ).

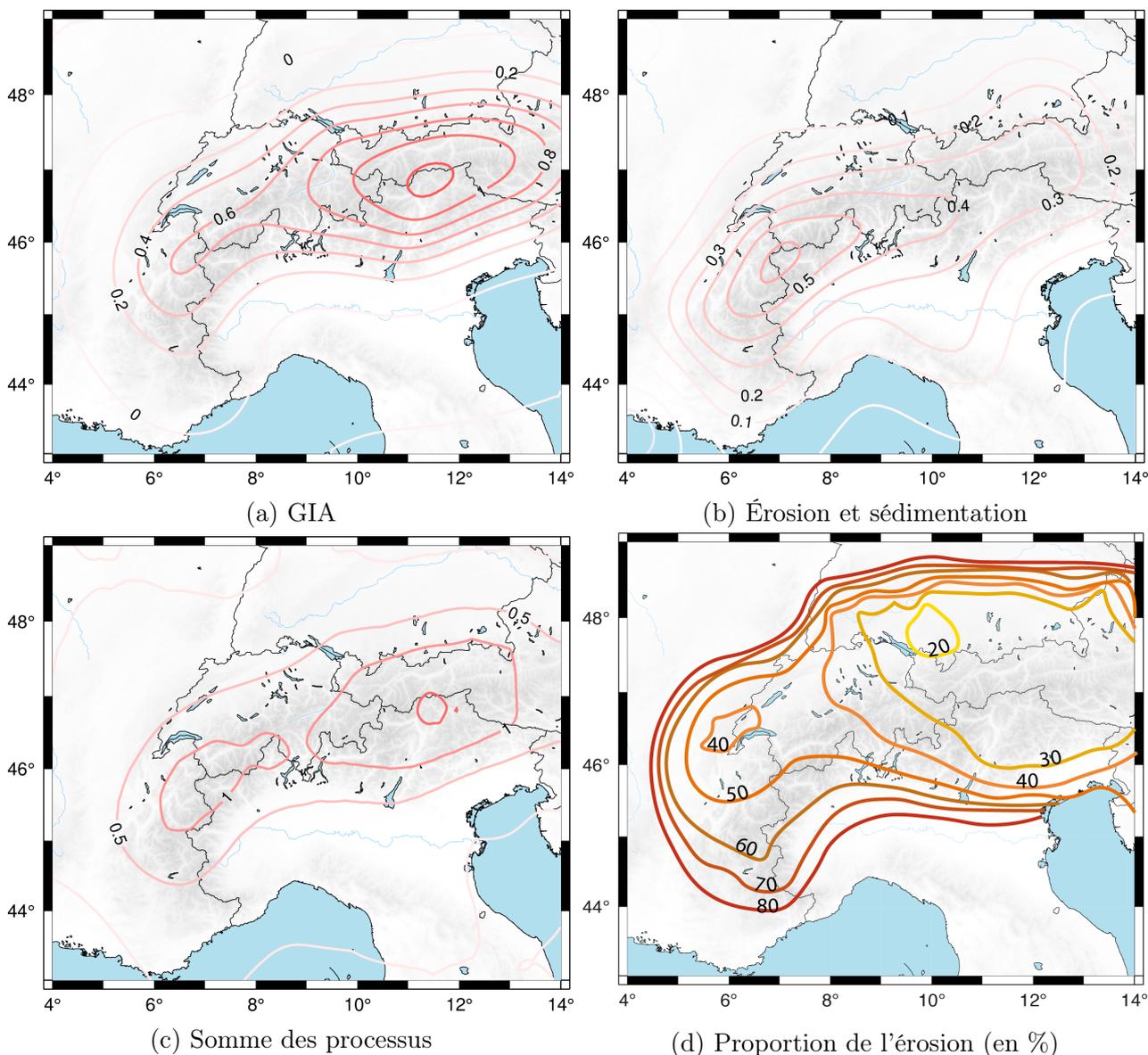


FIGURE 7.1 – Vitesses verticales modélisées. (a) Modèle de GIA ( $T_e=20 \text{ km}$ ,  $\tau = 3500 \text{ ans}$ ). (b) Modèle couplé érosion-sédimentation ( $T_e=20 \text{ km}$ ). (c) Somme des deux modèles de GIA et d'érosion-sédimentation. (d) Part de chacun des processus de la figure c.

La somme de ces processus est présentée en figure 7.1.c, et la proportion du processus érosion-sédimentation dans la solution combinée est présentée en figure 7.1.d. Pour l'épaisseur élastique considérée, la somme des deux processus donne une réponse sur l'ensemble des Alpes de  $0,5 \text{ mm.a}^{-1}$  en moyenne, avec des pics à  $1 \text{ mm.a}^{-1}$  à la frontière Suisse-France-Italie et  $1,5 \text{ mm.a}^{-1}$  sur les Alpes Centrales (frontière sud de l'Autriche). La part du GIA est bien plus importante

que l'érosion dans les Alpes Centrales (jusqu'à 70-80% de la solution combinée). Dans les Alpes Occidentales, la part des deux processus est plus équilibrée (environ 50%). Il ressort cependant que dans la partie sud des Alpes Occidentales (frontière France-Italie), c'est l'érosion qui contribue le plus à la solution combinée (60-80%).

Pour rappel, les vitesses verticales maximales observées sont de l'ordre de 1,5-2 mm.a<sup>-1</sup> localement dans le centre de la chaîne (champ NGL, fig. 7.2.a). Les isocontours de la figure 7.2.a représentent les vitesses verticales très faiblement lissées (10km, cf. chap. 3), avec pour but de simplifier la lecture de la carte en lissant la variabilité associée à chaque station. Le référentiel vertical étant discutable à  $\pm 0,5$  mm.a<sup>-1</sup>, les vitesses sont corrigées pour mettre l'ensemble de la France à 0 (translation de +0,27 mm.a<sup>-1</sup>, cf. chap. 3) et donc directement comparables avec les résultats des modèles. Les vitesses verticales sur l'ensemble de la chaîne sont maximales dans les Alpes centrales (1,5-2 mm.a<sup>-1</sup>) et dans le cœur des Alpes Occidentales, le long de la frontière NW de l'Italie (1-1,5 mm.a<sup>-1</sup>).

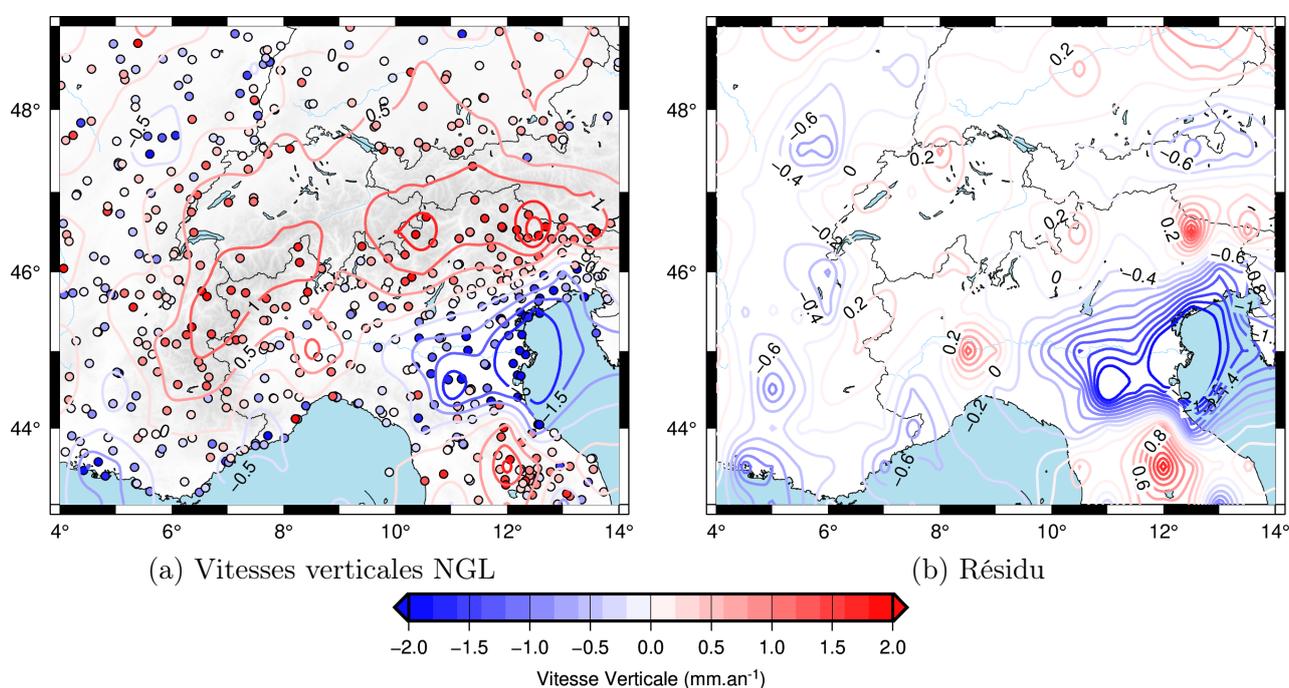


FIGURE 7.2 – (a) Vitesses verticales GNSS (NGL). Les points représentent les vitesses brutes. Les isocontours représentent les vitesses verticales faiblement lissées (10 km). (b) Résidus des vitesses verticales (GNSS - modèles combinés GIA-érosion ; champs lissés à 10km)

Les vitesses verticales modélisées à partir des processus de surface (fig. 7.1.c) sont du même ordre de grandeur que le soulèvement géodésique. Les résidus, issus de la différence entre le signal

GNSS (NGL) et la combinaison des modèles d'érosion et de GIA, sont inférieurs à  $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$  sur l'ensemble de l'arc alpin (fig. 7.2.b; les résidus sont calculés à partir des champs lissés à 10km). Les résidus les plus forts ( $> |1.5| \text{ mm.a}^{-1}$ ) se situent au niveau des zones de subsidence, comme l'embouchure du Pô, au nord de l'Italie, et la vallée du Rhône : le bassin sédimentaire de la plaine du Pô n'est pas représenté dans nos modèles, et la sédimentation dans le Golfe du Lion n'explique pas la subsidence dans la vallée du Rhône. En revanche, la majorité (80%), voir la totalité, de la surrection des Alpes peut être expliquée par la réponse flexurale de la lithosphère aux processus de surface.

Les valeurs citées au cours de cette section sont associées à une seule paramétrisation ( $T_e = 20 \text{ km}$ ,  $\tau = 3500 \text{ a}$ ). Les amplitudes des réponses et les proportions des processus peuvent donc être susceptibles de varier de quelques pourcents. Cependant, il ressort de cette étude que :

- Les processus de surface peuvent expliquer 80 à 100% du soulèvement des Alpes.
- La part du GIA dans le signal actuel (champ GNSS) est supérieur à 50% sur la majorité des Alpes (jusqu'à 80% dans les Alpes Centrales).
- Dans la partie sud des Alpes Occidentales (Briançonnais, Alpes maritimes), la part de l'érosion est majoritaire (environ 50%, jusqu'à 80% dans les Alpes maritimes) par rapport à celle du rebond-postglaciaire. Ces résultats suggèrent que l'impact de l'érosion avait jusqu'à là été sous-estimé dans les Alpes : Mey et al. (2016) estimaient sur l'ensemble des Alpes la surrection à 90% lié au GIA, et à 10% par l'érosion postglaciaire.

Il est important de rappeler que le GIA est un processus transitoire, dont l'action est limitée dans le temps. Il n'en demeure pas moins que le rebond postglaciaire représente une part importante dans le champ GNSS : même dans les Alpes Occidentales, où l'érosion est majoritaire, le GIA représente jusqu'à 50% des vitesses verticales. Cela met en évidence que le soulèvement géodésique mesuré dans les Alpes est largement lié à un processus transitoire dont l'effet décroît au cours du temps, et n'est donc pas représentatif des mouvements long-termes (e.g. tectonique, érosion). La question de la durée d'intégration des processus de surface et de l'utilité des mesures GNSS pour l'étude des contraintes long-termes est donc posée et sera discutée en section

7.2.3 et 7.3.

Ces résultats vont à l'encontre de l'étude de Sternai et al. (2019), qui estimaient les contributions combinées du rebond postglaciaire et de l'érosion à environ 50% dans le soulèvement mesuré dans les Alpes, et attribuaient le reste du soulèvement à des processus profonds (détachement de slab, flux mantellique). D'après les modélisations présentées dans cette section, il n'y a pas d'évidence de l'effet d'un processus profond dans les vitesses verticales GNSS. Si les processus profonds contribuent au soulèvement des Alpes, alors leur contribution est marginale ( $< 0,1 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) ou plus faible que celle des processus de surface présentée ici. Alternativement, il est possible de réduire la contribution des processus de surface, et donc permettre une plus grande contribution des processus profonds, en considérant d'autres valeurs de paramètres tout en restant dans les gammes classiques (Peltier, 1980; Le Breton et al., 2010) : à titre d'exemple, en utilisant un temps caractéristique de 2500 a, les modèles montrent une contribution du GIA à l'actuel diminuée d'environ 70%. Cependant, dans les Alpes Occidentales, c'est la part de l'érosion qui est majoritaire : même dans ce cas, surrection engendrée par des processus profonds ne pourrait dépasser  $0,5 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ .

## 7.2.2 Champs de taux de déformation

Pour aller plus loin dans la caractérisation de l'impact actuel des processus de surface, une comparaison entre les taux de déformation GNSS et ceux modélisés est réalisée. Les taux de déformations des champs modélisés (GIA et érosion-sédimentation) sont extraits en calculant les vitesses horizontales aux localisations des stations GNSS, et en utilisant la méthode de lissage Gaussien (cf. chap. 3, distance de lissage : 60km). Ces taux de déformation pour le même modèle qu'en section 7.2.1 ( $T_e=20\text{km}$ , pour le GIA :  $\tau = 3500 \text{ a}$ ) sont représentés en figure 7.3.a et 7.3.b. Comme attendu, les taux de déformation sont extensifs dans la partie interne des Alpes, de manière perpendiculaire à la chaîne. Dans l'avant-pays, les modèles prédisent majoritairement des taux de raccourcissement. Dans le cas du GIA, les forts taux d'extension sont situés dans le sud de la Suisse, d'environ  $1,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ , orienté NNW-SSE, et diminuent rapidement vers le sud des Alpes Occidentales pour être quasiment nuls ( $< 0,1 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ) en dessous de  $45^\circ$  de latitude. Les taux de déformation induits par l'érosion présentent moins de variabilité sur l'ensemble de la chaîne, avec une amplitude d'environ  $0,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ , y compris au niveau du sud des Alpes Françaises ( $0,2\text{-}0,3 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ). Les taux d'extension induits par la somme des

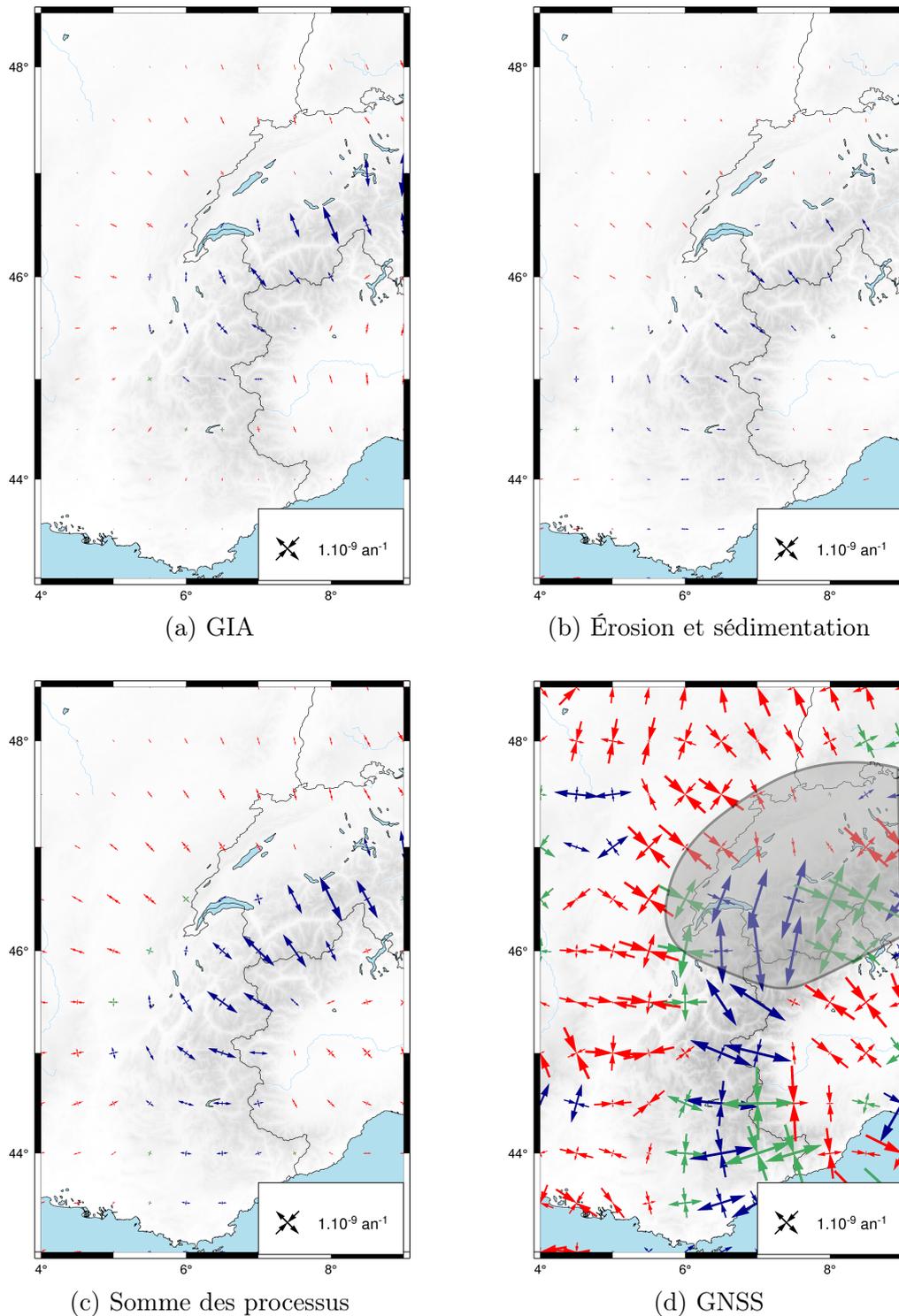


FIGURE 7.3 – Taux de déformation calculés à l’aide d’un lissage gaussien (60 km). (a) Modèle GIA ( $T_e=20$  km,  $\tau = 3500$  a). (b) Modèle couplé érosion-sédimentation ( $T_e=20$  km). (c) GNSS (NGL). Les zones mal contraintes en raison de la faible densité de stations GNSS en Suisse sont affichées en grisées. (d) Somme des deux modèles de GIA et d’érosion-sédimentation.

deux processus (fig. 7.3.c) dans la partie interne de la chaîne vont de  $1,3 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  au nord à  $0,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  dans le sud (radiaux à la chaîne). Dans l’avant-pays, les taux de raccourcissement

sont de l'ordre de  $0,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ . Des taux de décrochement sont également modélisés au niveau du lac Léman et jusqu'à la vallée du Rhône.

Pour rappel, les taux de déformation géodésiques sont extensifs dans le centre de la chaîne (fig. 7.3.d), avec des taux d'extension N-S dans le sud de la Suisse, et NW-SE dans les Alpes Françaises ( $1,5\text{-}2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ). Des taux de raccourcissement du même ordre de grandeur sont présents dans l'avant-pays, radial à la chaîne. Du décrochement est également visibles, surtout dans le sud des Alpes Françaises ( $1,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ).

Les styles de déformations modélisés sur les Alpes Occidentales sont cohérents au premier ordre avec ceux observés : Taux d'extension (NW-SE à E-W) dans le centre de la chaîne, raccourcissement dans l'avant-pays. Néanmoins, les modèles ne permettent pas d'expliquer les taux de décrochement observés en géodésie. De plus, les amplitudes des taux de déformation modélisés sont plus faibles que les amplitudes observées : environ d'un facteur 1,5 à 2 dans la partie interne, et 3 dans l'avant-pays. Cependant, compte-tenu des ordres de grandeur étudiés (taux de déformation très faibles, ca.  $10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ) et des incertitudes sur le champ GNSS (e.g. en Suisse : manque de station, incertitude  $> 2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ , chap. 3), l'amplitude des différences entre les champs est encourageante. En effet, malgré le lissage gaussien, il est possible que du bruit soit toujours présent dans le champ GNSS. De plus, il n'est présenté ici qu'un seul ensemble de paramétrisation pour les champs modélisés ( $T_e = 20 \text{ km}$  ;  $\tau = 3500 \text{ a}$ ). Le choix de ces paramètres influence beaucoup les amplitudes de la réponse des modèles (chap. 4), et il n'existe que peu de contraintes pour estimer ces paramètres. Des études prenant en compte la variabilité des modèles et des champs GNSS pourraient être envisagées pour quantifier au mieux l'écart d'amplitude entre les 2 champs, et ainsi estimer plus précisément la part des processus de surface dans le signal GNSS.

Le Sud des Alpes Occidentales est la zone principale présentant des taux de déformations significatifs qui ne sont pas expliqués par les modèles ( $1,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  de décrochement dans le signal GNSS vs.  $< 0,4 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  d'extension dans le signal modélisé). L'influence de la rotation de la plaque Adria peut être considérée pour expliquer les taux de déformation observés. Pour rappel, le pôle de rotation de la plaque Adria est localisé au NW de la plaine du Pô (Coordonnées :  $45,8^\circ\text{N}$ ,  $7,8^\circ\text{E}$ ; chap. 2). D'Agostino et al. (2008) estiment une influence de la rotation de la

plaque de  $0,3-0,8 \text{ mm.a}^{-1}$  dans les Alpes Occidentales. Si on considère un effet localisé sur 200 km de large, cette rotation pourrait donc générer une extension de  $2-4 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  dans la partie sud des Alpes Occidentales, soit au minimum l'entièreté des taux d'extensions observés dans cette zone. Il s'agit là de résultats préliminaires : une étude plus complète devra être réalisée pour estimer précisément la part de la rotation de la plaque Adria dans le signal GNSS, notamment sur la composante décrochante des taux de déformation dans le sud des Alpes Occidentales.

La modélisation des taux de déformation en réponse au processus de surface a permis d'expliquer en partie le signal GNSS :

- Dans la partie interne des Alpes, les processus de surface génèrent les même styles (extension) et des orientations similaires (radial à la chaîne, NW-SE à E-W) que les taux de déformations GNSS. Dans le Sud de la Suisse et dans le nord des Alpes Française, ils pourraient expliquer 60 à 80% du champ de taux de déformation actuel.
- Dans l'avant – pays, les taux de raccourcissement GNSS sont supérieur à ceux modélisés, mais cohérent en style et en orientation (radiaux à la chaîne). Les processus de surfaces expliqueraient donc 30% du champ GNSS dans cette zone. L'origine du reste du signal est probablement multifactorielle, mais des processus comme le rebond postglaciaire Scandinave (Craig et al., 2023; Damon et al., 2022, en cours de publication) ou le point chaud d'Eifel (Kreemer et al., 2020) induisent des taux de raccourcissement au Nord des Alpes
- Dans le sud des Alpes Occidentale, les processus de surface explique 25% des taux d'extensions observés, mais pas le décrochement. Dans cette zone, le signal est fortement influencé par la rotation de la plaque Adria (Nocquet, 2012).

### 7.2.3 Réponse temporelle des taux de déformation

Les deux précédentes sections ont permis de montrer que le signal géodésique actuel est fortement impacté par les processus de surface, qui peuvent expliquer jusqu'à la totalité du soulèvement sur les Alpes et plus de 60% du champ de déformation dans le nord des Alpes

Occidentales.

Comme résumé en section 7.1, l'échelle de temps impliquée dans chacun des deux processus est différente. En effet, le GIA induit une réponse sur quelques milliers d'année (ca. 10 - 20 ka) à la déglaciation qui est un évènement intense et peu étendu dans le temps (ca. 2 - 4 ka, Ivy-Ochs et al., 2008). Ce processus transitoire s'additionne temporairement à l'érosion, qui est un processus continu sur plusieurs Ma (Willett, 2010; Glotzbach et al., 2013). Une représentation schématique des taux de déformation théoriques en fonction du temps est présentée en figure 7.4 : on suppose une érosion constante et un cycle glaciaire complet pour un point des Alpes Internes (les valeurs positives correspondent à des taux d'extension, et les valeurs négatives à des taux de raccourcissement). Les taux de déformation liés à l'érosion sont supposés constants en première approximation (courbe marron). En revanche, les taux de déformation issus du GIA sont variables dans le temps (courbe bleue) : il existe 2 pics de taux de déformation, au moment de la glaciation et de la déglaciation ; le reste du temps, les taux de déformation sont nuls. Pendant les phases de glaciation et de déglaciation, les taux de déformation GIA sont environ 60 fois plus forts que ceux liés à l'érosion (ca.  $30 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour le GIA vs.  $0,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  pour l'érosion). Les taux de déformation du GIA varient en suivant une loi exponentielle : à l'Actuel, les taux en extension liés au GIA sont du même ordre de grandeur que ceux liés à l'érosion (section 7.2.2).

Dans les Alpes Occidentales, le GIA représente entre 20 et 60% de l'effet des processus de surface (fig. 7.1.d). Ainsi, même si à l'actuel, le signal GNSS est fortement influencé par le rebond postglaciaire, le signal du GIA est limité dans le temps et est sur la fin de sa période d'action. L'ensemble des taux de déformation (fig. 7.4, courbe pointillée noire) devrait tendre vers les taux de déformation uniquement liés à l'érosion (de l'ordre de  $0,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ). À noter que cette analyse comparative entre les effets de l'érosion et du GIA s'applique également aux vitesses verticales : le soulèvement est amené à tendre vers les valeurs induites par l'érosion ( $0,3 - 0,4 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ).

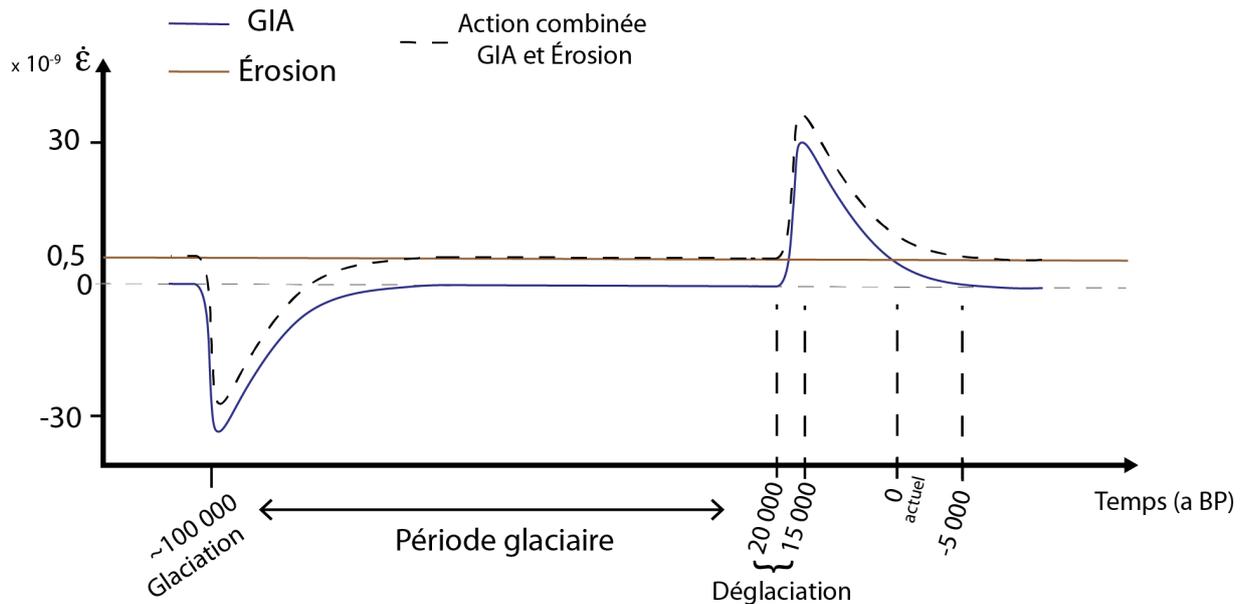


FIGURE 7.4 – Représentation schématique de l'évolution temporelle des taux de déformations induits par les processus de surface dans la partie interne des Alpes Occidentales.

## 7.3 Impact temporel des processus de surface sur la sismicité – implication pour l'aléa sismique

### 7.3.1 Période de validité des taux d'érosion

Dans le chapitre 6, le processus d'érosion a été intégré uniquement sur l'Holocène : les perturbations de contraintes associées à l'érosion étaient donc calculées sur 10 ka. Dans la section 7.2.3, il a été évoqué que l'érosion est un processus à intégrer sur une période plus longue que celle d'un cycle glaciaire. Il est important de bien définir le temps sur lequel on considère l'érosion puisqu'il influence de manière directe le calcul des contraintes : les modèles élastiques de réponse à l'érosion accumulent des contraintes au cours du temps, sans revenir à un état d'équilibre (contrairement au GIA).

Il est complexe d'estimer la période de validité des taux de dénudation utilisée dans cette thèse. Les temps d'intégration ( $T_i$ ) des taux de dénudation utilisés sont de l'ordre de 400 à 6000 a. Néanmoins, ces taux pourraient être représentatifs d'une période plus longue. Plusieurs auteurs évoquent une augmentation des taux de dénudation en Europe occidentale depuis la fin du Néogène (5 Ma) en raison d'un changement climatique (e.g. Willett (2010) sur les Alpes, Babault et al. (2005) sur les Pyrénées). L'hypothèse d'une érosion constante depuis 10 Ma a

été formulée pour les Pyrénées (Gunnell et al., 2009; Suc and Fauquette, 2012), contredisant cet impact climatique sur les taux de dénudation. À partir de données thermochronologiques, Fox et al. (2015) suggèrent une augmentation des taux d'érosion depuis 2 Ma dans les Alpes Occidentales. Il faut garder en tête que si l'érosion peut être considérée sur une période plus longue que l'Holocène, ce n'est pas le cas de la sédimentation. En effet, à chaque période glaciaire, le niveau marin baisse, ce qui remobilise les sédiments déposés dans le Golfe du Lion pour les déposer au pied du talus (Heida et al., 2021).

Dans cette section, les modèles flexuraux en réponse à l'érosion calculé dans le chapitre 6 sont comparés à des marqueurs géomorphologiques daté de 1,8 Ma à 4,3 Ma, pour savoir si les taux de dénudation utilisées dans cette thèse peuvent être intégrés sur cette période.

L'étude morphométrique de Champagnac et al. (2008) sur les plateaux de Chambaran et de Valensole estime une pente de  $0,5^\circ$  pour les deux plateaux, datés à 1,8 Ma (Champagnac et al., 2008; Dubar et al., 1998) orientés  $N089^\circ$  (Chambaran) et  $N053^\circ$  (Valensole). Ces plateaux sont visibles en figure 7.5. On considère que ces plateaux se sont déposés en suivant la pente de la rivière (l'Isère pour le Chambaran, la Durance pour Valensole). En corrigeant la pente des plateaux par la pente des rivières, le taux de basculement peut être calculé pour les plateaux de Chambaran et Valensole : respectivement  $0,26^\circ/\text{Ma}$  et  $0,19^\circ/\text{Ma}$ . Ses pentes sont comparées au modèle de rebond flexurale en réponse à l'érosion (fig. 7.5.a) : les modèles prédisent des pentes de  $0,20^\circ/\text{Ma}$  pour le plateau de Chambaran et de  $0,15^\circ/\text{Ma}$  pour Valensole. Sur cette base, il apparaît que la réponse au taux de dénudation  $^{10}\text{Be}$  n'est pas incohérente avec la déformation (basculement) de marqueurs morphologiques vieux de 2 Ma.

Si on fait l'hypothèse que le réseau hydrographique est resté à la même altitude depuis le dépôt des surfaces (Dubar et al., 1998), c.à.d. qu'il n'y a pas de variations majeures du niveau de base, on peut comparer les taux de surrection d'objet géomorphologique et les modèles d'érosion. Les différences d'altitudes entre les plateaux et les rivières sont utilisées pour calculer les taux de surrections. Les vitesses de soulèvement déduites des observations sur le plateau de Chambaran sont de  $130 \text{ m.Ma}^{-1}$  à l'Ouest, et  $305 \text{ m.Ma}^{-1}$  à l'Est, pour des vitesses modélisées de  $200 \text{ m.Ma}^{-1}$  et  $380 \text{ m.Ma}^{-1}$  respectivement (fig. 5.b, vert). Pour Valensole, les taux de surrection du plateau vont de  $150 \text{ m.Ma}^{-1}$  (SW) à  $190 \text{ m.Ma}^{-1}$  (NE), pour des valeurs modélisées de  $140 \text{ m.Ma}^{-1}$  et

200 m.Ma<sup>-1</sup> (fig. 7.5.b, orange). Dans la partie Nord des Alpes Occidentales, un autre objet géomorphologique est comparé au modèle : les âges d'enfouissement des sédiments de deux des cavités du Mont Granier situées à 1700 m d'altitude sont datés à 3,4 – 4,3 Ma (Hobléa et al., 2011). En considérant un réseau hydrologique à l'équilibre depuis le dépôt de ces sédiments, leur position actuelle d'environ 1400 m au-dessus de l'Isère, suggère un taux de surrection de 310 – 430 m.Ma<sup>-1</sup>. Dans cette zone, les vitesses modélisées sont de l'ordre de 450 m.Ma<sup>-1</sup>. Il ressort donc que les taux de soulèvements modélisés sont du même ordre de grandeur que la surrection observée sur des marqueurs géomorphologiques jusqu'à 4 Ma (< 20% de différence).

La réponse flexurale à l'érosion est cohérente avec les basculements des plateaux (<0,06°/Ma de différence), et génère des taux de surrection du même ordre de grandeur que ceux calculés sur les trois objets géomorphologiques (150 - 350 m.Ma<sup>-1</sup> au nord des Alpes Occidentales, 100 – 200 m.Ma<sup>-1</sup> au Sud). Au premier ordre, on peut estimer que les taux de dénudation utilisés dans cette thèse sont du même ordre de grandeur que l'érosion sur 2-4 Ma. Il faut garder en tête que l'érosion a été considérée comme constante sur les périodes considérées ; l'érosion est en réalité impactée par les cycles glaciaire (Bonneau et al., 2017; Mariotti et al., 2021). Cependant, on peut penser que sur une période de plusieurs cycles glaciaires, les effets de diminution de l'érosion pendant les périodes glaciaire et d'augmentation lors de la débâcle glaciaire se compensent au premier ordre. L'effet de l'érosion sur des périodes de plusieurs Ma est discuté dans les sections 7.3.2 et 7.3.3.

### **7.3.2 Contrainte quaternaire projetée sur une structure de faille des Alpes Occidentales.**

En considérant une érosion sur le quaternaire (cf. section 7.3.1), l'effet des processus de surface est étudié sur le cas du Front Pennique (CFP) dans la partie interne des Alpes Occidentales. Une grande partie des mécanismes aux foyers en failles normales du cœur de la chaîne alpine est située au niveau du CFP (arc Briançonnais, cf. chap. 2). Le système étudié est simplifié à un système 1D, à savoir une faille représentée par un plan de pendage 45°, sur laquelle on applique une contrainte perpendiculaire. Aux vues des simplifications réalisées pour effectuer cette étude, il convient donc de considérer ces résultats comme préliminaires.

Les contraintes au niveau du CFP sont présentées en figure 7.6.a. Les contraintes (en extension)

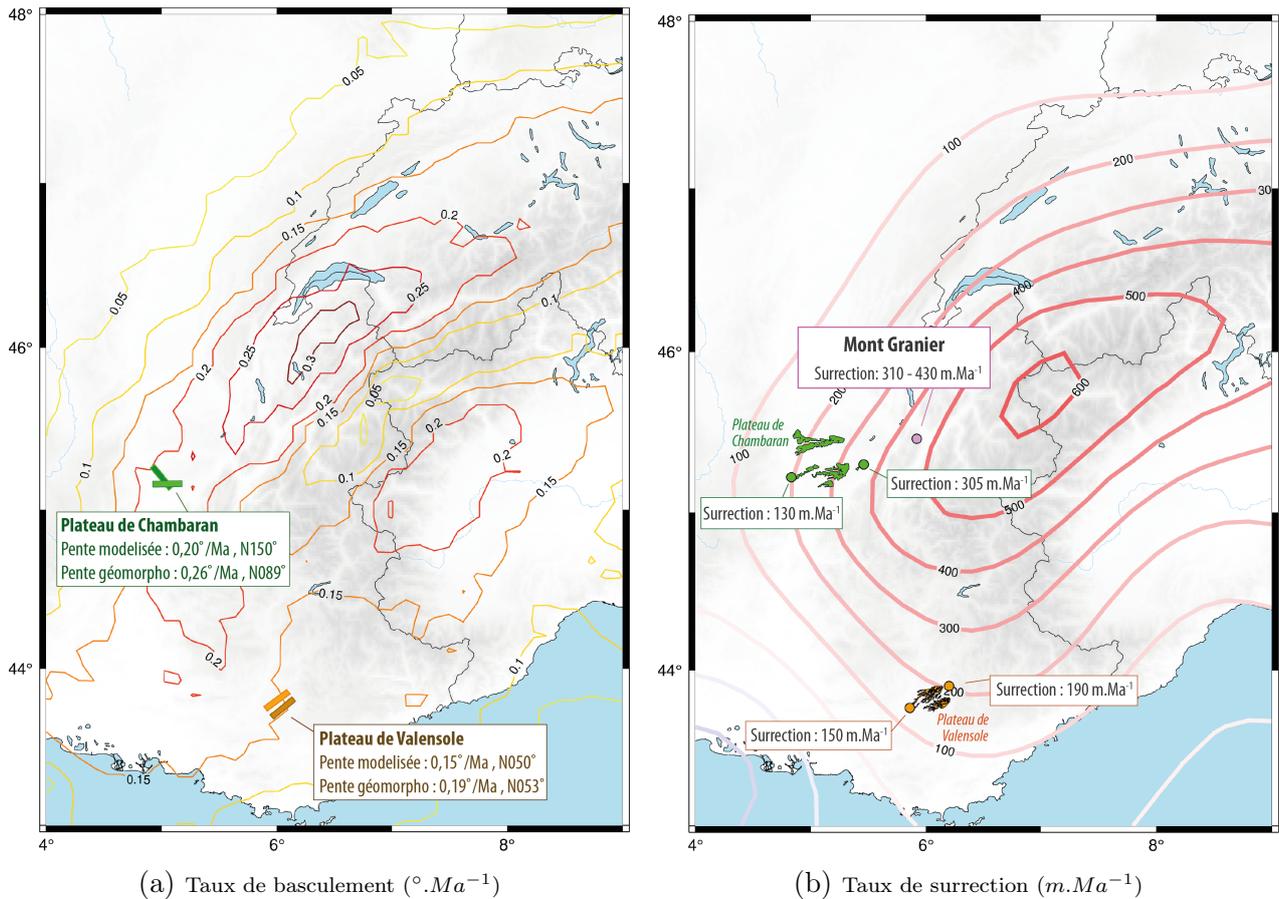


FIGURE 7.5 – (a) Taux de basculement et (b) taux de surrection générés par les modèles flexuraux en réponse au processus de surface. Les taux calculés et la localisation des marqueurs géomorphologiques sont indiqués sur les cartes. Vert : plateau de Chambaran ; Orange : plateau de Valensole ; Violet : Mont Granier. Sur la figure (a) : les traits représentent l'orientation des pente observée (trait clair) et modélisé (trait foncé).

générées par l'érosion se cumulent dans le temps (courbe rouge). La somme des contraintes érosives dépend donc du « point de départ » de l'érosion, soit du moment où l'érosion est devenue un processus majoritaire dans les Alpes Occidentales. En considérant un temps d'intégration de l'érosion de 2 Ma (cf. section 3.1) au niveau du CFP (point de coordonnées  $44,8^{\circ}N$  et  $6,5^{\circ}E$ , contraintes de l'ordre de 0,6 MPa sur 10 ka perpendiculaires au CFP, cf. chap. 6), les contraintes sont de l'ordre de 120 MPa.

À l'inverse, les perturbations de contrainte, en compression, liées au GIA sont limitées dans le temps (courbe bleue) : l'amplitude de cette perturbation de contrainte est celle estimée dans les modélisations (ca. 40 MPa au maximum glaciaire, cf. chap 5). Cette perturbation module l'effet de l'érosion, en diminuant les contraintes érosives pendant la période glaciaire (courbe pointillée noire). La perturbation liée au GIA est limitée dans le temps à la période glaciaire

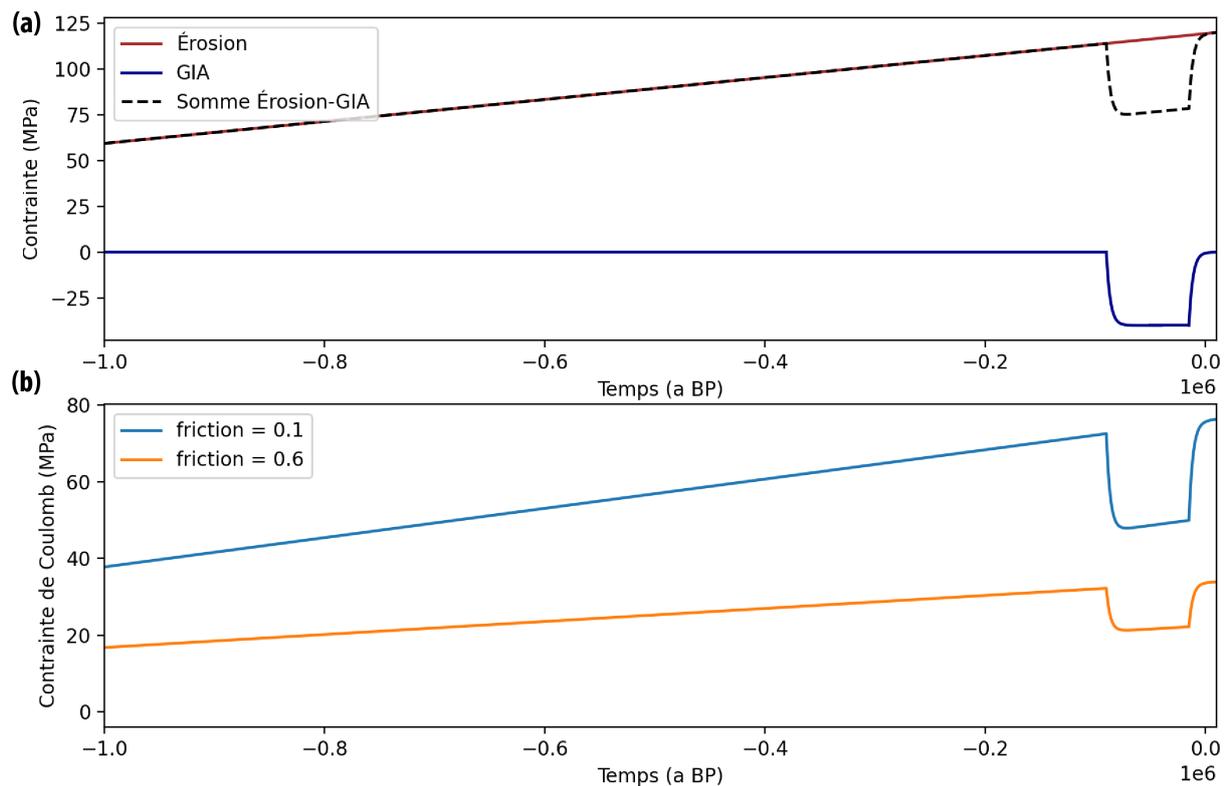


FIGURE 7.6 – (a) Contrainte dans les Alpes internes (en sommet de plaque) en réponse à l'érosion et au GIA (b) Contrainte de Coulomb projeté sur une faille de pendage  $45^\circ$ .

et au rebond postglaciaire. Même sur une échelle de temps de quelques centaines de milliers d'années, les contraintes en tension générées par l'érosion (42 MPa pour 700 ka) sont suffisantes pour que le système soit en tension malgré la perturbation de contrainte compressive générée par le GIA. Pour un temps d'intégration de l'érosion de 2 Ma, la dernière glaciation fait chuter la contrainte totale à environ 75 MPa (au lieu de 120 MPa, courbe noir pointillée vs. Courbe rouge) pendant la période englacée.

Les contraintes de Coulomb (projetées sur un plan, *CFS*) sont représentées en figure 7.6.b. Sur la période considérée de 2 Ma, les *CFS* restent positives, indépendamment de la friction. Même si les perturbations de contrainte du GIA « stabilisent » la faille (diminution des *CFS* de 10 – 20 MPa), l'amplitude de ces contraintes est trop faible pour réactiver la faille en compression. Les mécanismes en failles normales des Alpes internes peuvent donc être représentatif de la réponse de la lithosphère à l'érosion quaternaire.

Ce cas très simplifié de faille dans les Alpes Occidentales permet de mettre en évidence l'amplitude mineure des perturbations de contraintes liées au rebond postglaciaire par rapport à celles

liées à l'érosion. Ces aspects sont discutés plus en détail dans la section 7.3.3, en considérant l'état de contrainte dans la croûte dans son ensemble.

### 7.3.3 État de contrainte dans les Alpes Occidentales

L'étude de cas sur le CFP dans la section 7.3.2 permet d'imager l'effet transitoire du rebond postglaciaire dans la partie interne des Alpes Occidentales. Si l'on considère une échelle de temps quaternaire (2 Ma), l'érosion est suffisante pour générer des contraintes en tension de plusieurs centaines de MPa. Pour aller plus loin dans ce raisonnement, les contraintes érosives sont comparées aux contraintes tectoniques, par des calculs simples dans un système très simplifié. Il s'agit donc ici de résultat très préliminaire qui devront être repris par la suite de manière plus précise.

La réponse flexurale à l'érosion génère des contraintes radiales à la chaîne dans la partie interne des Alpes, de l'ordre de 1-2 MPa sur 10 ka. En considérant que les contraintes orogéniques, à l'origine de la formation des Alpes, sont perpendiculaires à la chaîne, le système peut être simplifié à un système 1D dans lequel les contraintes ambiantes (orogéniques) sont en compression, et les contraintes érosives en tension (fig. 7.7). On considère une croûte à l'état critique : les contraintes compressives ne peuvent être accumulées au-delà du seuil de rupture, qui définit donc l'état de contrainte dans la croûte. Enfin, on considère que l'orogène n'est plus active : les contraintes compressives ne sont pas supérieures aux contraintes lithostatiques.

Les contraintes tectoniques ambiantes sont de l'ordre de 420 MPa en compression (cf. chap 6, tab. 6.4) à 5 km de profondeur. En prenant les contraintes de réponse à l'érosion en surface de plaque de l'ordre de  $100 \text{ MPa} \cdot \text{Ma}^{-1}$  :

- L'érosion « annule » les contraintes tectoniques compressives au bout de 4,2 Ma.
- Au bout de 4,7 Ma, la croûte atteint un état de contrainte en tension finale, susceptible de générer de la sismicité en faille normale.
- Les perturbations de contraintes générées par le GIA (représentées en bleu clair sur la fig. 7.7) sont mineures par rapports aux ordres de grandeur des contraintes érosives. Ainsi, au cours des cycles glaciaires, le GIA module les contraintes dans le centre de chaîne, mais



Dans le chapitre 6, il a été montré que l'érosion favorise la réactivation des failles décrochantes des Alpes Occidentales (Belledonne, la Durance, Vuache), dans le même style de glissement que celui observé actuellement avec les mécanismes au foyer. Cela suggère que l'érosion considérée sur plusieurs Ma pourrait également expliquer les contraintes sur les failles décrochantes de la zone.

Ainsi, l'état de contraintes dans les Alpes Occidentales pourrait être entièrement induit par l'érosion, y compris pour les failles décrochantes. Si on considère que l'érosion est devenue majoritaire dans les Alpes dès la fin de l'épisode orogénique (environ 20-15 Ma BP, Handy et al., 2010), alors cet état de contraintes en tension pourrait être en place depuis plusieurs Ma. Néanmoins, malgré un champ de contrainte dominé par l'érosion, le signal GNSS est lui dominé par le rebond postglaciaire, dont l'impact en termes de contrainte est limité.

## 7.4 À retenir

Ce chapitre a permis de montrer que l'entièreté du signal vertical GNSS pourrait être généré par des processus de surface (fig. 7.2). La réponse spatiale permet de montrer que le GIA compte pour plus de 60% dans la surrection actuelle du nord des Alpes Occidentales, tandis que le Sud est principalement influencé par l'érosion (fig. 7.1). Enfin, il a été mis en avant que même si les taux de déformation actuels sont très influencés par le rebond postglaciaire, ce n'est pas ce processus qui joue un rôle majoritaire dans les contraintes à l'échelle du Quaternaire. Le champ de taux de déformation GNSS est « saturé » par un processus transitoire, et n'est donc pas représentatif de l'état de contraintes de la croûte dans la région des Alpes Occidentales.



# Chapitre 8

## Conclusion et perspectives

## 8.1 Conclusion générale

Cette thèse a eu pour objectif d'étudier l'impact des processus de surface holocène à travers la modélisation de la réponse flexurale à l'érosion, à la sédimentation et au rebond postglaciaire dans les Alpes Occidentales.

Dans un premier temps, l'objectif a été d'apporter une mise à jour de la carte des taux de déformation dérivés de l'analyse de 1123 sites GNSS (chap. 3). Compte tenu des très faibles amplitudes de déformation chaque mise à jour permet d'un peu mieux les préciser. L'étude de ce grand nombre de stations permanentes ainsi que la comparaison avec deux autres champs de vitesses calculés indépendamment (Masson et al., 2019b, champ SwissTopo traité par E. Brockmann), a permis d'estimer des taux de déformation de l'ordre de  $1-2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$  dans les Alpes Occidentales, associés à des incertitudes inférieures à  $1 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ . La comparaison de ces 3 différents champs a surtout permis de mettre en évidence les cohérences dans les styles de déformation entre les différents jeux de données : une extension NW-SE (alpes françaises) à N-S (Alpes Suisse) dans le centre de la chaîne ( $2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ), des taux de raccourcissement radiaux par rapport à la chaîne dans l'avant-pays ( $1,5 - 2 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ), et du décrochement dans le sud des Alpes Occidentales ( $1 - 1,5 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ ).

La modélisation du GIA à partir d'une approche flexurale, en prenant comme paramètres 5-40 km d'épaisseur élastique équivalente et 3000 - 7000 a pour le temps caractéristique, a permis de comparer ses effets avec les observations GNSS. On constate d'importantes similarités entre les taux de déformation GNSS et ceux induit par le GIA, particulièrement au niveau des styles extensifs des Alpes internes. Néanmoins, même si les taux de déformation actuels liés au GIA sont extensifs, les contraintes sont en compression car elles correspondent au retour à l'équilibre de la plaque après qu'elle ait été chargée puis déchargée par une calotte de glace. Même dans les cas où les contraintes transitoires liées au GIA rapprochent les failles de leurs seuils de rupture, les glissements favorisés ne sont pas cohérents, voire sont en opposition, avec ceux observés. **Le rebond postglaciaire est donc en contradiction avec la sismicité dans les Alpes Occidentales et devrait en tout état de cause l'inhiber plutôt que la favoriser.**

Les taux de déformation engendrés par l'érosion sont 2 à 3 ordres de grandeurs plus faibles en

amplitude que ceux estimés avec le champ de vitesses GNSS. En revanche, **les contraintes générées par l'érosion sur une période holocène favorisent la réactivation des failles des Alpes Occidentales**. Les sens de glissements favorisés sont cohérents avec les mécanismes au foyer observés, y compris sur les failles décrochantes des Alpes Occidentales (faille de Belle-donne, faille de la Durance, Faille du Vuache).

**Ainsi, la totalité du signal vertical sur les Alpes pourrait être expliquée par l'action combiné de l'érosion et du rebond postglaciaire**. Dans les Alpes Occidentales, l'érosion et le GIA ont une part similaire comptant chacun pour 40% à 60% de la solution totale. Les styles et les orientations des taux de déformation modélisés par les processus de surface sont très cohérents avec ceux du champ GNSS. La part des processus modélisés dans le champ de taux de déformation GNSS sont très variables spatialement : les processus de surface pourraient expliquer entre jusqu'à 80% du signal géodésique dans le nord des Alpes Occidentales, et 25 – 30% des signaux dans le sud des Alpes Occidentales et l'avant-pays.

La comparaison entre les modèles flexuraux de réponse à l'érosion et des marqueurs géomorphologiques suggère que les taux de dénudation dérivés des isotopes cosmogéniques  $^{10}\text{Be}$  sont représentatif d'une période de 2 Ma, et sont du même ordre de grandeur jusqu'à 4 Ma. Les contraintes générées par l'érosion intégrées sur le Quaternaire et le Pliocène permettent de générer un champ de contrainte en tension dans les Alpes Occidentales (environ 400 MPa en 4 Ma), et donc les failles normales au centre de la chaîne. Les contraintes générées par le rebond postglaciaire modulent les contraintes ambiantes, générées par l'érosion, de 20-40 MPa pendant les cycles glaciaires.

**Malgré l'importance du rebond postglaciaire dans le signal actuel, cette étude montre que ce processus a plutôt tendance à inhiber la sismicité. Les contraintes générées par l'érosion, en revanche, pourraient être à l'origine de la sismicité observée dans les Alpes Occidentales. Ce constat suggère que dans les Alpes Occidentales, les champs de vitesses géodésiques et les tenseurs de taux de déformations qui en dérivent ne sont pas représentatifs de l'état de contrainte à l'origine de la sismicité actuelle.**

## 8.2 Perspectives de recherche

Cette section vise à souligner des points d'amélioration et des directions de recherches possibles pour développer plus avant les différents aspects des résultats (résumé en section 8.1).

L'analyse du réseau GNSS a permis de mettre en évidence des taux de déformations très faibles, de l'ordre de  $10^{-9}$  a<sup>-1</sup>. Ce signal a été extrait avec la méthode de lissage Gaussien, qui a pour but de diminuer le bruit en regardant des signaux à grande échelle. Cependant, le choix de ce type de modélisation a un effet sur l'amplitude du signal observée (lissage du signal). D'autres méthodes d'extraction de taux de déformation (e.g. Metois et al., 2023, projet Alceste) pourraient être testées pour préciser le signal dans les Alpes Occidentales, en particulier l'amplitude du signal, ainsi que pour s'intéresser à des variations locales de taux de déformations.

La réponse lithosphérique aux processus de surface a été réalisée dans cette thèse à l'aide de modèles en plaque mince élastique, après s'être assuré de la validité de ce type de modèle pour représenter le rebond postglaciaire et l'érosion (section 4.4 et 4.5). Cependant, des modèles plus complexes pourraient être envisagés :

- Pour la modélisation de l'érosion, Mazzotti et al. (2023) montrent que la modélisation en plaque mince permet de reproduire la réponse de la lithosphère dans des domaines purement intraplaques. Cependant, dans le cas d'une croûte peu résistante et d'un géotherme chaud (dans le cas d'une rhéologie « découplée »), les modèles en plaque minces ne sont représentatifs que sur les  $\approx 10$  premiers km de croûtes, et la réponse du forebulge (bourrelet flexural) est différente. Des modèles plus complexes pourraient permettre à la fois de réévaluer la réponse flexurale au niveau du forebulge et de prendre en compte l'effet découplé de la lithosphère pour étudier l'effet des contraintes sur l'entièreté de la croûte.
- Les interactions entre érosion et cycle glaciaire pourraient être prises en compte. Alors que les taux d'érosion pendant la période d'englacement sont similaires aux taux actuels (Mariotti et al., 2021), les taux d'érosions pendant la période de débâcle glaciaire (26,5-19 ka BP) sont 1,5 à 8 fois supérieurs sur les bassins réactifs, et jusqu'à 14 fois supérieurs

aux taux actuels sur l'ensemble des Alpes (Bonneau et al., 2017; Mariotti et al., 2021). En considérant l'érosion sur plusieurs Ma, il faudrait prendre en compte ses variations de taux d'érosion au cours des cycles glaciaires. Dans ce cas, les « pulse » d'érosion pendant la débâcle glaciaire pourrait engendrer une réponse viscoélastique du manteau supérieur, induisant une dépendance au temps. Il faudrait donc intégrer un comportement mécanique viscoélastique, et ne plus considérer l'érosion comme à l'équilibre à tout instant. La prise en compte des interactions entre érosion et cycle glaciaire pourrait également induire des variations de réponses spatiales, entre les régions subissant le cycle glaciaire, et celles en dehors de la calotte glaciaire.

- Des variations rhéologiques latérales pourraient également être implémentées, afin de prendre en compte des variations d'épaisseur élastique, notamment entre la partie interne des Alpes et les bassins (e.g. Méditerranée, Plaine du Pô; Mey et al., 2016; Kaban et al., 2018). Il serait également pertinent de comparer les modèles en plaque mince avec des modèles plus réalistes en terme de géométrie (racine crustale) et/ou en prenant en compte des paramètres physiques, tel que le géotherme, appliqué aux Alpes (e.g. fenêtre crustale dans la croute, Chéry et al., 2016). Enfin, on pourrait considérer des variations temporelles de paramètres comme la viscosité ou l'épaisseur élastique (Lau et al., 2021).

Ainsi, les études réalisées au cours de cette thèse ont permis de mettre en évidence la part majoritaire de l'érosion dans le champ de contrainte des Alpes Occidentales. Sur une période de temps holocène, l'érosion favorise la réactivation des failles dans cette zone. La comparaison des modèles flexuraux d'érosion à des marqueurs géomorphologiques a permis de considérer les taux de dénudation comme représentatifs d'une période Quaternaire à Pliocène. Sur cette période de temps, l'érosion permet de générer de la sismicité en faille normale dans le cœur des Alpes et du décrochement en périphérie. Le rebond postglaciaire n'a qu'un effet transitoire, qui éloigne temporairement (100 ka) les failles de leur seuil de rupture, mais sans toutefois faire passer le système en compression dans la partie axiale. En revanche, le GIA est à l'origine d'une part importante du champ de taux de déformation GNSS (jusqu'à 60%, dans la partie nord des Alpes Occidentales). Dans les zones où le GIA (processus transitoire) est responsable d'une part importante du signal observé, le GNSS n'est pas représentatif de l'état de contrainte, et ne peut pas être utilisé tel quel dans les modèles d'aléa sismique.



# Bibliographie

- Aloïsi, J.-C. (1986). *Sur Un Modèle de Sédimentation Deltaïque : Contribution à La Connaissance Des Marges Passives*. These de doctorat, Perpignan.
- Ambert, P., Philip, H., and Ritz, J.-F. (1998). Commentaires à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla Benedetti, Rolando Armijo et Paul Tapponnier "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)". *C. R. Acad. Sci.*, (327) :857–859.
- Arthaud, F. and Matte, Ph. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25(1-2) :139–171.
- Arvidsson, R. (1996). Fennoscandian Earthquakes : Whole Crustal Rupturing Related to Post-glacial Rebound. *Science, New Series*, 274(5288) :744–746.
- Avouac, J. P. and Burov, E. B. (1996). Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 101(B8) :17747–17769.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., and Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics*, 24(2).
- Bagge, M., Klemann, V., Steinberger, B., Latinović, M., and Thomas, M. (2021). Glacial-Isostatic Adjustment Models Using Geodynamically Constrained 3D Earth Structures. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(11) :e2021GC009853.
- Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Gelis, C., Texier, D., Nicoud, G., and Schwenninger, J.-L. (2011). Contribution to the seismic hazard assessment of a slow active fault, the Vuache fault in the southern Molasse basin (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(4) :347–365.

- Barletta, V. R., Ferrari, C., Diolaiuti, G., Carnielli, T., Sabadini, R., and Smiraglia, C. (2006). Glacier shrinkage and modeled uplift of the Alps. *Geophysical Research Letters*, 33(14).
- Baroux, E., Béthoux, N., and Bellier, O. (2001). Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 145(2) :336–348.
- Baroux, E., Pino, N. A., Valensise, G., Scotti, O., and Cushing, M. E. (2003). Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake : A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B9).
- Beaumont, C. (1981). Foreland basins. *Geophysical Journal International*, 65(2) :291–329.
- Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Dorsey, A., Haines, B., Harvey, N., Hemberger, D., Heflin, M., Lu, W., Miller, M., Moore, A. W., Murphy, D., Ries, P., Romans, L., Sibois, A., Sibthorpe, A., Szilagyi, B., Vallisneri, M., and Willis, P. (2020). GipsyX/RTGx, A New Tool Set for Space Geodetic Operations and Research. *Advances in Space Research*, 66(3) :469–489.
- Bilau, A., Rolland, Y., Schwartz, S., Godeau, N., Guihou, A., Deschamps, P., Brigaud, B., Noret, A., Dumont, T., and Gautheron, C. (2021). Extensional reactivation of the Penninic frontal thrust 3 Myr ago as evidenced by U–Pb dating on calcite in fault zone cataclasite. *Solid Earth*, 12(1) :237–251.
- Billant, J., Hippolyte, J.-C., and Bellier, O. (2015). Tectonic and geomorphic analysis of the Belledonne border fault and its extensions, Western Alps. *Tectonophysics*, 659 :31–52.
- Bird, PETER. and Kong, XIANGHONG. (1994). Computer simulations of California tectonics confirm very low strength of major faults. *GSA Bulletin*, 106(2) :159–174.
- Blewitt, G., Hammond, W. C., and Kreemer, C. (2018). Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary Science. *Eos*, 99.
- Blewitt, G. and Lavallée, D. (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B7) :ETG 9–1–ETG 9–11.
- Bonneau, L., Toucanne, S., Bayon, G., Jorry, S. J., Emmanuel, L., and Silva Jacinto, R. (2017). Glacial erosion dynamics in a small mountainous watershed (Southern French Alps) : A source-to-sink approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 458 :366–379.

- Brandes, C., Steffen, H., Steffen, R., and Wu, P. (2015). Intraplate seismicity in northern Central Europe is induced by the last glaciation. *Geology*, 43(7) :611–614.
- Braun, J., Simon-Labric, T., Murray, K. E., and Reiners, P. W. (2014). Topographic relief driven by variations in surface rock density. *Nature Geoscience*, 7(7) :534–540.
- Brockmann, E., Ineichen, D., Marti, U., Schaer, S., Schlatter, A., and Villiger, A. (2012). Determination of Tectonic Movements in the Swiss Alps Using GNSS and Levelling. In Kenyon, S., Pacino, M. C., and Marti, U., editors, *Geodesy for Planet Earth*, International Association of Geodesy Symposia, pages 689–695, Berlin, Heidelberg. Springer.
- Bungum, H. and Eldholm, O. (2022). The conundrums of the postglacial tectonic response of the Fennoscandian and Canadian Shields. *Earth-Science Reviews*, 232 :104146.
- Bungum, H., Olesen, O., Pascal, C., Gibbons, S., Lindholm, C., and Vestol, O. (2010). To what extent is the present seismicity of Norway driven by post-glacial rebound? *Journal of the Geological Society*, 167(2) :373–384.
- Burov, E. B. and Diament, M. (1995). The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere : What does it really mean? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B3) :3905–3927.
- Byerlee, J. (1978). Friction of Rocks. In Byerlee, J. D. and Wyss, M., editors, *Rock Friction and Earthquake Prediction*, Contributions to Current Research in Geophysics (CCRG), pages 615–626. Birkhäuser, Basel.
- Calais, É., Bayer, R., Chéry, J., Cotton, F., Doerflinger, E., Flouzat, M., Jouanne, F., Kasser, M., Laplanche, M., Maillard, D., Martinod, J., Mathieu, F., Nicolon, P., Nocquet, J.-M., Scotti, O., Serrurier, L., Tardy, M., and Vigny, C. (2000a). Regal : réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales. Configuration et premiers résultats. page 8.
- Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., and Craig, T. J. (2016). A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors. *Geophysical Research Letters*, 43(20) :10,621–10,637.
- Calais, E., Freed, A. M., Van Arsdale, R., and Stein, S. (2010). Triggering of New Madrid seismicity by late-Pleistocene erosion. *Nature*, 466(7306) :608–611.

- Calais, E., Galisson, L., Stéphan, J.-F., Delteil, J., Deverchère, J., Larroque, C., Mercier de Lépinay, B., Popoff, M., and Sosson, M. (2000b). Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948–1998. *Tectonophysics*, 319(1) :1–17.
- Calais, E., Jouanne, F., and Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–200. page 4.
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., Delouis, B., Denieul, M., Deschamps, A., Doubre, C., Fréchet, J., Godey, S., Golle, O., Grunberg, M., Guilbert, J., Haugmard, M., Jenatton, L., Lambotte, S., Leobal, D., Maron, C., Mendel, V., Merrer, S., Macquet, M., Mignan, A., Mocquet, A., Nicolas, M., Perrot, J., Potin, B., Sanchez, O., Santoire, J.-P., Sèbe, O., Sylvander, M., Thouvenot, F., Woerd, J. V. D., and Woerd, K. V. D. (2015). SI-Hex : A new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(1) :3–19.
- Cattin, R., de Chabalière, J., King, G., Vigny, C., Avouac, J., and Ruegg, J. (2001). Thermo-Mechanical Modeling of Seismic Cycle and Quaternary Deformation of the Asal Rift, Djibouti, Africa : Implication for the Rheology of the Lithosphere. 2001 :T51B–0870.
- Cavalié, O., Doin, M.-P., Lasserre, C., and Briole, P. (2007). Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis : Probing the lithosphere rheological structure. *Journal of Geophysical Research*, 112(B3) :B03403.
- Champagnac, J. D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C., and Delacou, B. (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, 35(3) :195–198.
- Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C., and Burkhard, M. (2006). Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis. *Tectonics*, 25(3).
- Champagnac, J.-D., Van Der Beek, P., Diraison, G., and Dauphin, S. (2008). Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France. *Terra Nova*, 20(3) :213–220.

- Charollais, J. (1983). Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). *Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée Géologique de l'Univ.*
- Chéry, J., Genti, M., and Vernant, P. (2016). Ice cap melting and low-viscosity crustal root explain the narrow geodetic uplift of the Western Alps. *Geophysical Research Letters*, 43(7) :3193–3200.
- Chery, J., Vigny, C., Meyer, B., Ferhat, G., Anzidei, M., Bayer, R., Boloh, L., and Briole, P. (1995). Global Positioning System network monitors the western Alps. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 76(48) :489–489.
- Codilean, A. T., Munack, H., Cohen, T. J., Saktura, W. M., Gray, A., and Mudd, S. M. (2018). OCTOPUS : An open cosmogenic isotope and luminescence database. *Earth System Science Data*, 10(4) :2123–2139.
- Copley, A., Avouac, J.-P., and Royer, J.-Y. (2010). India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate : Implications for the forces driving plate motions. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B3).
- Craig, T., Calais, E., Fleitout, L., Bollinger, L., and Scotti, O. (2023). Time-variable strain and stress rates induced by Holocene glacial isostatic adjustment in continental interiors. *Tectonophysics*, 854 :229815.
- Craig, T. J. and Calais, E. (2014). Strain accumulation in the New Madrid and Wabash Valley seismic zones from 14 years of continuous GPS observation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(12) :9110–9129.
- Craig, T. J., Calais, E., Fleitout, L., Bollinger, L., and Scotti, O. (2016). Evidence for the release of long-term tectonic strain stored in continental interiors through intraplate earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 43(13) :6826–6836.
- Cushing, E. M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, Ph., Dervin, P., Guignard, P., and Bove, L. (2008). A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment : The example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophysical Journal International*, 172(3) :1163–1178.

- D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'Anastasio, E., Mantenuto, S., and Selvaggi, G. (2008). Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(B12).
- Damon, A., Mazzotti, S., Vernant, P., Vachon, R., Grosset, J., Ego, F., and Baumont, D. (2022). Impact of Far-Field Glacially-Induced Stresses on Fault Stability in the Eastern Paris Basin.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., and Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, 158(2) :753–774.
- Delaunay, A. and Rampnoux, J. P. (1981). Les déformations du front des massifs des Bornes et des Bauges ; analyse de la tectonique cassante de l'avant-pays savoyard (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-XXIII(2) :203–212.
- Delunel, R., Schlunegger, F., Valla, P. G., Dixon, J., Glotzbach, C., Hippe, K., Kober, F., Molliex, S., Norton, K. P., Salcher, B., Wittmann, H., Akçar, N., and Christl, M. (2020). Late-Pleistocene catchment-wide denudation patterns across the European Alps. *Earth-Science Reviews*, 211 :103407.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6) :1123–1139.
- Doin, M.-P., Twardzik, C., Ducret, G., Lasserre, C., Guillaso, S., and Jianbao, S. (2015). In-SAR measurement of the deformation around Siling Co Lake : Inferences on the lower crust viscosity in central Tibet. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(7) :5290–5310.
- Dow, J. M., Neilan, R. E., and Rizos, C. (2009). The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *Journal of Geodesy*, 83(3-4) :191–198.
- Dubar, M., Aguilar, J.-P., Chaline, J., Michaux, J., and Semah, F. (1998). Données chronologiques (mammifères et magnétostratigraphie) sur les dépôts plio-pléistocènes au toit du bassin de Valensole ; implications morphodynamiques.
- Dunai, T. J. (2010). *Cosmogenic Nuclides : Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press.
- Ekman, M. (1996). A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova*, 8(2) :158–165.

- Eva, E., Pastore, S., and Deichmann, N. (1998). Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *Journal of Geodynamics*, 26(1) :27–43.
- Eva, E., Solarino, S., Eva, C., and Neri, G. (1997). Stress tensor orientation derived from fault plane solutions in the southwestern Alps. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B4) :8171–8185.
- Ferhat, G., Feigl, K. L., Ritz, J.-F., and Souriau, A. (1998). Geodetic measurement of tectonic deformation in the southern Alps and Provence, France, 1947–1994. *Earth and Planetary Science Letters*, 159(1-2) :35–46.
- Fox, M., Herman, F., Kissling, E., and Willett, S. D. (2015). Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. *Geology*, 43(5) :379–382.
- Gallen, S. F. and Thigpen, J. R. (2018). Lithologic Controls on Focused Erosion and Intraplate Earthquakes in the Eastern Tennessee Seismic Zone. *Geophysical Research Letters*, 45(18) :9569–9578.
- Gensous, B. and Tesson, M. (2003). Analysis of the postglacial deposits of the Rhône shelf (golfe du Lion). Implementation to the study of the late Quaternary depositional sequences. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(4) :401–419.
- Genti, M., Chery, J., Vernant, P., and Rigo, A. (2016). Impact of gravity forces and topography denudation on normal faulting in Central–Western Pyrenees : Insights from 2D numerical models. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3) :173–183.
- Ghosh, A., Holt, W. E., and Bahadori, A. (2019). Role of Large-Scale Tectonic Forces in Intraplate Earthquakes of Central and Eastern North America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(4) :2134–2156.
- Giunchi, C. and Spada, G. (2000). Postglacial rebound in a non-Newtonian spherical Earth. *Geophysical Research Letters*, 27(14) :2065–2068.
- Glotzbach, C., van der Beek, P., Carcaillet, J., and Delunel, R. (2013). Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes : An example from the Western Alps. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 118(3) :1491–1515.

- Grellet, B., Combes, P., Granier, T., and Philip, H. (1993). Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique : Avec atlas de 23 cartes au 1/4 000 000ème et une carte au 1/1 000 000ème (N° 164).
- Grollmund, B. and D. Zoback, M. (2001). Did deglaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone? *Geology*, 29(2) :175.
- Grosset, J. (2019). Activation de failles décrochantes par le rebond post-glaciaire. Technical report.
- Grosset, J., Mazzotti, S., and Vernant, P. (2023). Glacial isostatic adjustment strain rate - stress paradox in the Western Alps : Impact on active faults and seismicity. *EGU sphere*, pages 1–23.
- Gudmundsson, G. H. (1994). An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm Alpine deglaciation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87(2) :545–557.
- Gunnell, Y., Calvet, M., Bricchau, S., Carter, A., Aguilar, J. P., and Zeyen, H. (2009). Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts : Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(3) :208–218.
- Hahs-Vaughn, D. L. and Lomax, R. G. (2013). *Statistical Concepts - A Second Course : A Second Course*. Routledge.
- Hampel, A., Hetzel, R., Maniatis, G., and Karow, T. (2009). Three-dimensional numerical modeling of slip rate variations on normal and thrust fault arrays during ice cap growth and melting. *Journal of Geophysical Research*, 114(B8) :B08406.
- Handy, M. R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., and Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4) :121–158.
- Hassani, R., Jongmans, D., and Chéry, J. (1997). Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B8) :17951–17965.

- Heida, H., Raad, F., Garcia-Castellanos, D., Jiménez-Munt, I., Maillard, A., and Lofi, J. (2021). Flexural-isostatic reconstruction of the Western Mediterranean during the Messinian Salinity Crisis : Implications for water level and basin connectivity. *Basin Research*, page bre.12610.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Wenzel, F., Xie, F., Ziegler, M. O., Zoback, M.-L., and Zoback, M. (2018). The World Stress Map database release 2016 : Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744 :484–498.
- Hetzl, R. and Hampel, A. (2005). Slip rate variations on normal faults during glacial–interglacial changes in surface loads. *Nature*, 435(7038) :81–84.
- Hinderer, M. (2001). Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta*, 14(4) :231–263.
- Hinderer, M., Kastowski, M., Kamelger, A., Bartolini, C., and Schlunegger, F. (2013). River loads and modern denudation of the Alps — A review. *Earth-Science Reviews*, 118 :11–44.
- Hobléa, F., Häuselmann, P., and Kubik, P. (2011). Cosmogenic nuclide dating of cave deposits of Mount Granier (Hauts de Chartreuse Nature Reserve, France) : Morphogenic and palaeogeographical implications. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 17(4) :395–406.
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., and Angelier, J. (2002). Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics*, 357(1-4) :137–158.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P. W., and Schlüchter, C. (2008). Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 23(6-7) :559–573.
- Johnston, A. C. (1987). Suppression of earthquakes by large continental ice sheets. *Nature*.
- Johnston, A. C. and Kanter, L. R. (1990). Earthquakes in Stable Continental Crust. *Scientific American*, 262(3) :68–75.
- Jomard, H., Cushing, E. M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., and Chartier, T. (2017). Transposing an active fault database into a seismic hazard fault model for nuclear facilities – Part

- 1 : Building a database of potentially active faults (BDFA) for metropolitan France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(9) :1573–1584.
- Jouanne, F., Ménard, G., and Darmendrail, X. (1995). Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains : Data from leveling comparisons. *Tectonics*, 14(3) :606–616.
- Jouanne, F., Ménard, G., and Jault, D. (1994). Present-day deformation of the French northwestern Alps/southern Jura mountains : Comparison between historical triangulations. *Geophysical Journal International*, 119(1) :151–165.
- Kaban, M. K., Chen, B., Tesauro, M., Petrunin, A. G., Khrepy, S. E., and Al-Arifi, N. (2018). Reconsidering Effective Elastic Thickness Estimates by Incorporating the Effect of Sediments : A Case Study for Europe. *Geophysical Research Letters*, 45(18) :9523–9532.
- Kästle, E. D., El-Sharkawy, A., Boschi, L., Meier, T., Rosenberg, C., Bellahsen, N., Cristiano, L., and Weidle, C. (2018). Surface Wave Tomography of the Alps Using Ambient-Noise and Earthquake Phase Velocity Measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(2) :1770–1792.
- Kästle, E. D., Rosenberg, C., Boschi, L., Bellahsen, N., Meier, T., and El-Sharkawy, A. (2020). Slab break-offs in the Alpine subduction zone. *International Journal of Earth Sciences*, 109(2) :587–603.
- Kastrup, U., Zoback, M. L., Deichmann, N., Evans, K. F., Giardini, D., and Michael, A. J. (2004). Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B1).
- Keranen, K. M. and Weingarten, M. (2018). Induced Seismicity.
- Kierulf, H. P., Steffen, H., Simpson, M. J. R., Lidberg, M., Wu, P., and Wang, H. (2014). A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(8) :6613–6629.
- King, G. C. P., Stein, R. S., and Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3) :935–953.

- Kirchhoff, G. (1850). Über das Gleichgewicht und die Bewegung einer elastischen Scheibe. *Journal für die reine und angewandte Mathematik (Crelles Journal)*, 1850(40) :51–88.
- Klemann, V. and Wolf, D. (1999). Implications of a ductile crustal layer for the deformation caused by the Fennoscandian ice sheet. page 11.
- Kouba, J. and Héroux, P. (2001). Precise Point Positioning Using IGS Orbit and Clock Products. *GPS Solutions*, 5(2) :12–28.
- Kreemer, C., Blewitt, G., and Davis, P. M. (2020). Geodetic evidence for a buoyant mantle plume beneath the Eifel volcanic area, NW Europe. *Geophysical Journal International*, 222(2) :1316–1332.
- Kreemer, C., Blewitt, G., and Klein, E. C. (2014). A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(10) :3849–3889.
- Kuhleemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., and Kázmér, M. (2002). Post-collisional sediment budget history of the Alps : Tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences*, 91(5) :818–837.
- Lacassin, R., Meyer, B., and Benebetti, L. (1998). Signature morphologique de l’activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France). page 9.
- Larroque, C., Baize, S., Albaric, J., Jomard, H., Trévisan, J., Godano, M., Cushing, M., Deschamps, A., Sue, C., Delouis, B., Potin, B., Courboux, F., Régnier, M., Rivet, D., Brunel, D., Chèze, J., Martin, X., Maron, C., and Peix, F. (2021). Seismotectonics of southeast France : From the Jura mountains to Corsica. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1) :105–151.
- Lau, H. C. P., Austermann, J., Holtzman, B. K., Havlin, C., Lloyd, A. J., Book, C., and Hopper, E. (2021). Frequency Dependent Mantle Viscoelasticity via the Complex Viscosity : Cases From Antarctica. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 126(11) :e2021JB022622.
- Le Breton, E., Dauteuil, O., and Biessy, G. (2010). Post-glacial rebound of Iceland during the Holocene. *Journal of the Geological Society*, 167(2) :417–432.
- Lippitsch, R., Kissling, E., and Ansorge, J. (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B8).

- Love, A. E. H. and Darwin, G. H. (1888). XVI. The small free vibrations and deformation of a thin elastic shell. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. (A.)*, 179 :491–546.
- Lucazeau, F. and Vasseur, G. (1989). Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics*, 164(2-4) :251–258.
- Malcles, O. (2021). *Analyse Des Mouvements Verticaux Récents Associés Aux Reliefs Cévenols : Implications En Termes de Dynamique Des Déformations En Domaine Intraplaque*. Theses, Université Montpellier.
- Malcles, O., Vernant, P., Chéry, J., Camps, P., Cazes, G., Ritz, J.-F., and Fink, D. (2020). Determining the Plio-Quaternary uplift of the southern French Massif Central ; a new insight for intraplate orogen dynamics. *Solid Earth*, 11(1) :241–258.
- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., and Durouchoux, C. (2018). The French seismic CATalogue (FCAT-17). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6) :2227–2251.
- Mao, A., Harrison, C. G. A., and Dixon, T. H. (1999). Noise in GPS coordinate time series. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B2) :2797–2816.
- Mariotti, A., Blard, P.-H., Charreau, J., Toucanne, S., Jorry, S. J., Molliex, S., Bourlès, D. L., Aumaître, G., and Keddadouche, K. (2021). Nonlinear forcing of climate on mountain denudation during glaciations. *Nature Geoscience*, 14(1) :16–22.
- Martinod, J., Jouanne, F., Darmendrail, X., Notter, J.-C., Basile, C., Taverna, J., Mhard, G., and Gamond, J.-F. (1996). Present-day deformation of the Dauphine Alpine and Subalpine massifs (SE France). *Geophysical Journal International*, 127(1) :189–200.
- Masson, C. (2019). *Improvement of GPS Analysis Methods for Intraplate Deformation Studies : Example of France*. Theses, Université Montpellier.
- Masson, C., Mazzotti, S., and Vernant, P. (2019a). Precision of continuous GPS velocities from statistical analysis of synthetic time series. *Solid Earth*, 10(1) :329–342.
- Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., and Doerflinger, E. (2019b). Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe. *Solid Earth*, 10(6) :1905–1920.

- Mathey, M., Sue, C., Pagani, C., Baize, S., Walpersdorf, A., Bodin, T., Husson, L., Hannouz, E., and Potin, B. (2021). Present-day geodynamics of the Western Alps : New insights from earthquake mechanisms. *Solid Earth*, 12(7) :1661–1681.
- Maurer, H. R., Burkhard, M., Deichmann, N., and Green, A. G. (1997). Active tectonism in the central Alps : Contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, 9(2) :91–94.
- Mazzotti, S. and Adams, J. (2005). Rates and uncertainties on seismic moment and deformation in eastern Canada. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B9).
- Mazzotti, S., Aubagnac, C., Bollinger, L., Coca Oscanoa, K., Delouis, B., Do Paco, D., Doubre, C., Godano, M., Jomard, H., Larroque, C., Laurendeau, A., Masson, F., Sylvander, M., and Trilla, A. (2021). FMHex20 : An earthquake focal mechanism database for seismotectonic analyses in metropolitan France and bordering regions. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 192(10).
- Mazzotti, S., James, T. S., Henton, J., and Adams, J. (2005). GPS crustal strain, postglacial rebound, and seismic hazard in eastern North America : The Saint Lawrence valley example. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B11).
- Mazzotti, S., Jomard, H., and Masson, F. (2020). Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 191(1).
- Mazzotti, S., Leonard, L. J., Cassidy, J. F., Rogers, G. C., and Halchuk, S. (2011). Seismic hazard in western Canada from GPS strain rates versus earthquake catalog. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 116(B12).
- Mazzotti, S., Vergeron, X., Malcles, O., Grosset, J., and Vernant, P. (2023). Impact of long-term erosion on crustal stresses and seismicity in stable continental regions. *Geology*.
- Ménard, G. and Molnar, P. (1988). Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334(6179) :235–237.
- Metois, M., Periollat, A., Mazzotti, S., Masson, F., Vergnolle, M., Socquet, A., Vernant, P., Rigo, A., Baize, S., Piña-Valdés, J., and Grosset, J. (2023). Slowly deforming metropolitan

- France : What can GNSS tell about physical processes? Technical Report EGU23-17273, Copernicus Meetings.
- Mey, J., Scherler, D., Wickert, A. D., Egholm, D. L., Tesauro, M., Schildgen, T. F., and Strecker, M. R. (2016). Glacial isostatic uplift of the European Alps. *Nature Communications*, 7(1) :1–10.
- Molliex, S., Rabineau, M., Bourlès, D. L., Authemayou, C., Aslanian, D., Chauvet, F., Civet, F., and Jouët, G. (2016). Multi-approach quantification of denudation rates in the Gulf of Lion source-to-sink system (SE France). *Earth and Planetary Science Letters*, 444 :101–115.
- Montgomery, D. R. and Brandon, M. T. (2002). Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3-4) :481–489.
- Mudd, S. M., Harel, M.-A., Hurst, M. D., Grieve, S. W. D., and Marrero, S. M. (2016). The CAIRN method : Automated, reproducible calculation of catchment-averaged denudation rates from cosmogenic nuclide concentrations. *Earth Surface Dynamics*, 4(3) :655–674.
- Muir-Wood, R. (2000). Deglaciation Seismotectonics : A principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes. *Quaternary Science Reviews*.
- Nguyen, H., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., and Asensio Ferreira, E. (2016). 3D GPS velocity field and its implications on the present-day postorogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees.
- Nicolas, A., Polino, R., Hirn, A., Nicolich, R., and ECORS-CROP working group (1990). ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps : A synthesis. *Mem. Soc. Geol. Fr*, (156) :15–27.
- Nocquet, J.-M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean : A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579 :220–242.
- Nocquet, J.-M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., Chéry, J., and van der Beek, P. A. (2016). Present-day uplift of the western Alps. *Scientific Reports*, 6(1) :28404.
- Peltier, W. R. (1980). Models of Glacial Isostasy and Relative Sea Level. In *Dynamics of Plate Interiors*, pages 111–128. American Geophysical Union (AGU).

- Peltier, W. R. and Andrews, J. T. (1976). Glacial-Isostatic Adjustment-I. The Forward Problem. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46(3) :605–646.
- Peltier, W. R., Wu, P. P.-C., Argus, D. F., Li, T., and Velay-Vitow, J. (2022). Glacial isostatic adjustment : Physical models and observational constraints. *Reports on Progress in Physics*, 85(9) :096801.
- Quinlan, G. (1984). Postglacial rebound and the focal mechanisms of eastern Canadian earthquakes. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21(9) :1018–1023.
- Rabin, M., Sue, C., Walpersdorf, A., Sakic, P., Albaric, J., and Fores, B. (2018). Present-Day Deformations of the Jura Arc Inferred by GPS Surveying and Earthquake Focal Mechanisms. *Tectonics*, 37(10) :3782–3804.
- Ranalli, G. (1994). Nonlinear flexure and equivalent mechanical thickness of the lithosphere. *Tectonophysics*, 240(1-4) :107–114.
- Reynolds, S. D., Coblenz, D. D., and Hillis, R. R. (2002). Tectonic forces controlling the regional intraplate stress field in continental Australia : Results from new finite element modeling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B7) :ETG 1–1–ETG 1–15.
- Ritz, J. (1992). Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud : analyses en termes de contraintes. *Quaternaire*, 3(3) :111–124.
- Ritz, J.-F., Baize, S., Ferry, M., Larroque, C., Audin, L., Delouis, B., and Mathot, E. (2020). Surface rupture and shallow fault reactivation during the 2019 Mw 4.9 Le Teil earthquake, France. *Communications Earth & Environment*, 1(1) :10.
- Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., Gorini, C., and Augier, R. (2020). Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 191(1) :37.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., and Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 08.
- Roure, F., Brun, J.-P., Colletta, B., and Van Den Driessche, J. (1992). Geometry and kinematics of extensional structures in the alpine foreland basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology*, 14(5) :503–519.

- Roussez, G. (2020). Conception et évaluation d'une chaîne de traitement GNSS basé sur le logiciel GipsyX (JPL/NASA). Technical report.
- Sánchez, L., Völksen, C., Sokolov, A., Arenz, H., and Seitz, F. (2018). Present-day surface deformation of the Alpine region inferred from geodetic techniques. *Earth System Science Data*, 10(3) :1503–1526.
- Satra, C., Duval, F., Le Drezen, E., and Berne, S. (2003). Le SIG du Golfe du Lion au département Géosciences Marines - de l'acquisition des données à la synthèse géologique.
- Schmalholz, S. M., Kaus, B. J., and Burg, J.-P. (2009). Stress-strength relationship in the lithosphere during continental collision. *Geology*, 37(9) :775–778.
- Sébrier, M., Ghafiri, A., and Bles, J.-L. (1997). Paleoseismicity in France : Fault trench studies in a region of moderate seismicity. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4) :207–217.
- Seguinot, J., Ivy-Ochs, S., Jouvet, G., Huss, M., Funk, M., and Preusser, F. (2018). Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. *The Cryosphere*, 12(10) :3265–3285.
- Sella, G. F., Stein, S., Dixon, T. H., Craymer, M., James, T. S., Mazzotti, S., and Dokka, R. K. (2007). Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS. *Geophysical Research Letters*, 34(2).
- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., and Williams, S. D. P. (2013). Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region : New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(11) :6003–6024.
- Spada, G., Barletta, V. R., Klemann, V., Riva, R. E. M., Martinec, Z., Gasperini, P., Lund, B., Wolf, D., Vermeersen, L. L. A., and King, M. A. (2011). A benchmark study for glacial isostatic adjustment codes. *Geophysical Journal International*, 185(1) :106–132.
- Spada, G., Stocchi, P., and Colleoni, F. (2009). Glacio-isostatic Adjustment in the Po Plain and in the Northern Adriatic Region. *Pure and Applied Geophysics*, 166(8-9) :1303–1318.
- Steer, P., Simoes, M., Cattin, R., and Shyu, J. B. H. (2014). Erosion influences the seismicity of active thrust faults. *Nature Communications*, 5(1) :5564.

- Steffen, H., Kaufmann, G., and Wu, P. (2006). Three-dimensional finite-element modeling of the glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Earth and Planetary Science Letters*, page 18.
- Steffen, H., Olesen, O., and Sutinen, R., editors (2021). *Glacially-Triggered Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., and Eaton, D. W. (2015). Reply to comment by Hampel et al. on “Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle” : REPLY TO HAMPEL ET AL. *Tectonics*, 34(11) :2359–2366.
- Steffen, R., Wu, P., Steffen, H., and Eaton, D. W. (2014). The effect of earth rheology and ice-sheet size on fault slip and magnitude of postglacial earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 388 :71–80.
- Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762) :605–609.
- Stephansson, O. (1988). Ridge push and glacial rebound as rock stress generators in Fennoscandia. *Bulletin of the Geological Institutions on the University of Uppsala*, 14 :39–48.
- Sternai, P., Sue, C., Husson, L., Serpelloni, E., Becker, T. W., Willett, S. D., Faccenna, C., Di Giulio, A., Spada, G., Jolivet, L., Valla, P., Petit, C., Nocquet, J.-M., Walpersdorf, A., and Castelltort, S. (2019). Present-day uplift of the European Alps : Evaluating mechanisms and models of their relative contributions. *Earth-Science Reviews*, 190 :589–604.
- Stewart, I. S., Sauber, J., and Rose, J. (2000). Glacio-seismotectonics : Ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*, 19(14-15) :1367–1389.
- Stocchi, P., Spada, G., and Cianetti, S. (2005). Isostatic rebound following the Alpine deglaciation : Impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 162(1) :137–147.
- Suc, J.-P. and Fauquette, S. (2012). The use of pollen floras as a tool to estimate palaeoaltitude of mountains : The eastern Pyrenees in the Late Neogene, a case study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 321–322 :41–54.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., and Burkhard, M. (2007). Aseismic deformation in the Alps : GPS vs. seismic strain quantification. *Terra Nova*, 19(3) :182–188.

- Sue, C., Grasso, J. R., Lahaie, F., and Amitrano, D. (2002). Mechanical behavior of western alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity. *Geophysical Research Letters*, 29(8) :65–1–65–4.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., and Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B11) :25611–25622.
- Sue, C. and Tricart, P. (1999). Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2) :171–181.
- Sue, C. and Tricart, P. (2003). Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps : A major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, 22(5).
- Sykes, L. R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics*, 16(4) :621–688.
- Talwani, P. (1999). Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics*, 305(1-3) :371–379.
- Tarayoun, A. (2018). *Localisation de La Déformation et de La Sismicité En Domaine Intraplaque : Réactivation Des Paléo-Structures Crustales et Lithosphériques*. Thesis, Montpellier.
- Tarayoun, A., Mazzotti, S., Craymer, M., and Henton, J. (2018). Structural Inheritance Control on Intraplate Present-Day Deformation : GPS Strain Rate Variations in the Saint Lawrence Valley, Eastern Canada. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(8) :7004–7020.
- Tarayoun, A., Mazzotti, S., and Gueydan, F. (2019). Quantitative impact of structural inheritance on present-day deformation and seismicity concentration in intraplate deformation zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 518 :160–171.
- Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Menard, G., Thouvenot, F., and Vialon, P. (1990). Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). *Mém. Soc. Géol. France*, (156) :216–226.

- Tesauro, M., Kaban, M. K., and Cloetingh, S. A. P. L. (2008). EuCRUST-07 : A new reference model for the European crust. *Geophysical Research Letters*, 35(5).
- Tesauro, M., Kaban, M. K., and Cloetingh, S. A. P. L. (2009). How rigid is Europe's lithosphere? *Geophysical Research Letters*, 36(16).
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., and Gamond, J.-F. (2003). The Belledonne Border Fault : Identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155(1) :174–192.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.-C., Le Brun, B., Ménard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.-R., Coutant, O., Paul, A., and Hatzfeld, D. (1998). The ML 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15 : A long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophysical Journal International*, 135(3) :876–892.
- Tricart, P. (1984). From passive margin to continental collision; a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*, 284(2) :97–120.
- Tukey, J. (1977). *Exploratory Data Analysis*.
- Turcotte, D. L. and Schubert, G. (2014). *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, third edition edition.
- van der Veen, C. J. (2013). *Fundamentals of Glacier Dynamics, Second Edition*. CRC Press.
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., and Rigo, A. (2013). Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology*, 41(4) :467–470.
- Vigny, C., Chéry, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.-P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K. L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J.-F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Ménard, G., Meyer, B., Ruegg, J.-C., Scheubel, J.-M., Scotti, O., and Vidal, G. (2002). GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period : 1993-1998. *Journal of Geodesy*, 76(2) :63–76.
- Walcott, R. I. (1970a). Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 75(20) :3941–3954.

- Walcott, R. I. (1970b). Isostatic response to loading of the crust in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7(2) :716–727.
- Walpersdorf, A., Pinget, L., Vernant, P., Sue, C., and Deprez, A. (2018). Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms? *Tectonics*, 37(10) :3721–3737.
- Walpersdorf, A., Sue, C., Baize, S., Cotte, N., Bascou, P., Beauval, C., Collard, P., Daniel, G., Dyer, H., Grasso, J. R., Hautecoeur, O., Helmstetter, A., Hok, S., Langlais, M., Menard, G., Mousavi, Z., Ponton, F., Rizza, M., Rolland, L., Souami, D., Thirard, L., Vaudey, P., Voisin, C., and Martinod, J. (2015). Coherence between geodetic and seismic deformation in a context of slow tectonic activity (SW Alps, France). *Journal of Geodynamics*, 85 :58–65.
- Wang, K. (2000). Stress–strain ‘paradox’, plate coupling, and forearc seismicity at the Cascadia and Nankai subduction zones. *Tectonophysics*, 319(4) :321–338.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.
- Watts, A. B., Karner, G. D., and Steckler, M. S. (1982). Lithospheric Flexure and the Evolution of Sedimentary Basins.
- Watts, A. B. and Zhong, S. (2000). Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere. page 21.
- Wickert, A. D. (2016). Open-source modular solutions for flexural isostasy : gFlex v1.0. *Geoscientific Model Development*, 9(3) :997–1017.
- Willett, S. D. (2010). Late Neogene Erosion of the Alps : A Climate Driver? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38(1) :411–437.
- Willett, S. D., Chapman, D. S., and Neugebauer, H. J. (1985). A thermo-mechanical model of continental lithosphere. *Nature*, 314(6011) :520–523.
- Williams, S. D. P. (2003). The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. *Journal of Geodesy*, 76(9) :483–494.
- Wu, P. (2005). Effects of lateral variations in lithospheric thickness and mantle viscosity on glacially induced surface motion in Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3) :549–563.

- Wu, P. and Hasegawa, H. S. (1996). Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to a realistic load : A preliminary analysis. *Geophysical Journal International*, 127(1) :215–229.
- Wu, P., Johnston, P., and Lambeck, K. (1999). Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 139(3) :657–670.
- Wu, P. and Mazzotti, S. (2007). *Effects of a Lithospheric Weak Zone on Postglacial Seismotectonics in Eastern Canada and the Northeastern United States*. Geological Society of America.
- Zhao, L., Paul, A., Malusà, M. G., Xu, X., Zheng, T., Solarino, S., Guillot, S., Schwartz, S., Dumont, T., Salimbeni, S., Aubert, C., Pondrelli, S., Wang, Q., and Zhu, R. (2016). Continuity of the Alpine slab unraveled by high-resolution P wave tomography. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(12) :8720–8737.
- Zoback, M. D. and Townend, J. (2001). Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere. *Tectonophysics*, 336(1-4) :19–30.



# Annexes

Les codes utilisés au cours de cette thèse peuvent être retrouvés ici :

[https://github.com/juliettegrosset/Code\\_thesis\\_jgrosset.git](https://github.com/juliettegrosset/Code_thesis_jgrosset.git)



# Glacial isostatic adjustment strain rate - stress paradox in the Western Alps, impact on active faults and seismicity

Juliette Grosset<sup>1</sup>, Stéphane Mazzotti<sup>1</sup>, Philippe Vernant<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, CNRS, Montpellier, 34000, France

5 *Correspondence to:* Juliette Grosset (juliette.grosset@umontpellier.fr)

**Abstract.** In regions formerly glaciated during the Last Glacial Maximum (LGM), Glacial Isostatic Adjustment (GIA) explains most of the measured uplift and deformation rates. GIA is also proposed as a key process contributing to fault activity and seismicity shortly after the LGM and potentially up to present-day. Here, we study the impact of GIA on present-day fault activity and seismicity in the Western Alps. We show that, in the upper crust, GIA induces horizontal compressive stress perturbations associated with horizontal extension rates. The latter agree with the observed geodetic strain rates and with the seismicity deformation patterns. Yet, in nearly all cases, the GIA stress perturbations tend either to inhibit fault slip, or to promote fault slip with the wrong mechanism compared to the seismicity deformation style. Thus, although GIA from the LGM explains a major part of the geodetic strain rates, it does not drive nor promote the observed seismicity (which must be driven by other processes). This apparent strain rate - stress paradox results from the gradual diminution over time of the finite shortening induced in the upper crust by the LGM icecap. A direct corollary of our results is that seismicity and seismic hazard studies in the Western Alps cannot directly integrate geodetic velocities and strain rates, but instead require detailed modeling of the GIA transient impact.

## 1. Introduction - GIA, deformation and seismicity

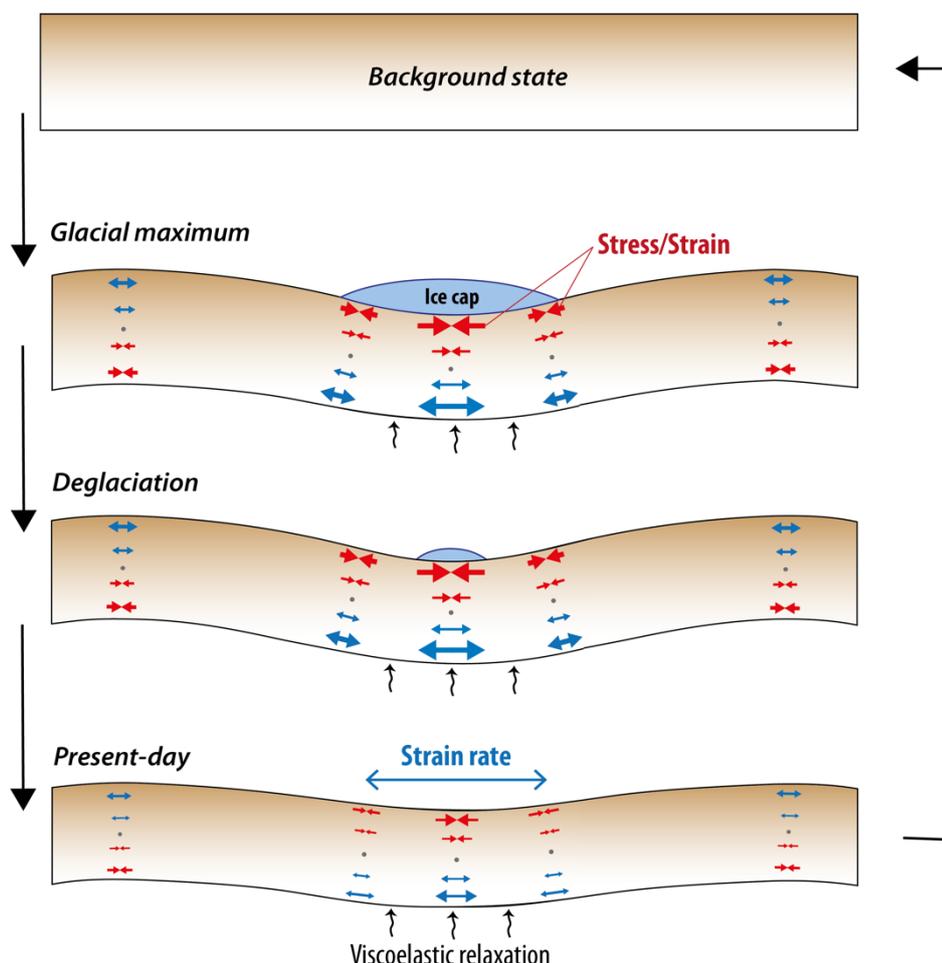
Glacial Isostatic Adjustment (GIA) is the mechanical response of the Earth's crust and mantle to loading / unloading cycles of continental ice sheets and glaciers. The associated surface deformation is observed in geomorphological features such as raised paleo-shorelines and in geodetic measurements of present-day uplift rates or horizontal strain rates (cf. review in Peltier et al., 2022). The impact of GIA and the associated stress perturbations on fault activity and seismicity has been studied since the seminal work of Johnston (1987), Quinlan (1984) and Stephansson (1988), up to recent developments including more complex Earth and fault mechanics models (cf. Steffen et al., 2021). A common feature of these studies is the demonstration that GIA increases fault activity and seismicity shortly after the main deglaciation phase in regions formerly glaciated during the Last Glacial Maximum (LGM) (eg., Hetzel and Hampel, 2005; Muir-Wood, 2000; Steffen et al., 2014; Stewart et al., 2000; Wu et al., 1999). In contrast, the potential effects of GIA stress perturbations on present-day faulting and seismicity in and near formerly glaciated regions remains debated (e.g., Bungum et al., 2010; Bungum and Eldholm, 2022; Brandes et al., 2015; Grollmund and Zoback, 2001).



30 The first-order mechanics of GIA-related seismicity involves lithosphere flexure coupled with mantle relaxation in  
response to ice loading and unloading. Associated stress perturbations in the upper crust can reach a few MPa, sufficient to  
induce rupture on faults near failure equilibrium or to unclamp faults thus allowing the release of long-term stored tectonic  
stress (e.g., Craig et al., 2016; Hetzel and Hampel, 2005; Steffen et al., 2014). These effects are based on the same model (Fig.  
1), wherein the ice loading results in a downward flexure and a horizontal compressive stress perturbation in the upper half of  
35 the elastic lithosphere beneath the load (resp. upward flexure / extensive stress in the forebulge regions). Following  
deglaciation, the lithosphere unbending is dampened by the mantle viscosity resulting in a gradual diminution of the initial  
bending stress. The associated strain corresponds to a maximum shortening at the peak of glaciation followed by a diminution  
of shortening during the postglacial phase. As a result, the present-day surface strain rate corresponds to an extension rate  
while the stress perturbation remains compressive. This apparent contradiction is similar to the strain rate - stress paradox  
40 observed in subduction zone forearcs in relation with transient interseismic locking of the megathrust fault (Wang, 2000). At  
the end of the GIA cycle, bending stress are fully released and the plate regains its initial background state of stress (plus the  
potential steady-state tectonic loading) (Fig. 1).

Owing to GNSS (Global Navigation Satellite Network) data, present-day horizontal extension rates due to GIA have  
been measured with increasing accuracies not only in regions formerly covered by LGM ice sheets (Calais et al., 2006; Keiding  
45 et al., 2015; Tarayoun et al., 2018), but also in regions of smaller LGM icecaps and mountains glaciers such as the European  
Alps (Masson et al., 2019; Nguyen et al., 2016; Walpersdorf et al., 2018). These horizontal strain rates have been compared  
with seismicity deformation patterns and rates, with various degrees of agreement in both styles and amplitudes (Keiding et  
al., 2015; Mazzotti et al., 2005; Sánchez et al., 2018). One of the goals of these comparisons is the integration of GNSS  
velocities and strain rates in seismic hazard models (Mathey et al., 2020), assuming that these short-term (5–20 yr) data can  
50 provide information on longer-term ( $10^2$ – $10^5$  yr) earthquake activity. However, the apparent GIA strain rate - stress paradox  
puts strong doubts on the pertinence of using GNSS rates to compare with seismicity in regions affected by ongoing transient  
GIA deformation (even more so for regions with very low tectonic loading rates such as intraplate domains).

In this study, we compare GIA deformation and stress predictions with present-day GNSS strain rates, fault activity  
and seismicity in the Western Alps (France, Italy, Switzerland), where GIA contributes to a large part of the measured  
55 geodetic deformation rates (Sternai et al., 2019; Stocchi et al., 2005). Specifically, we analyze the effect of GIA stress  
perturbations on a series of typical fault systems of the Western Alps, in order (1) to compare with their observed kinematics  
and associated earthquake focal mechanisms, and (2) to test whether GIA stresses tend to promote or inhibit the present-day  
seismicity.



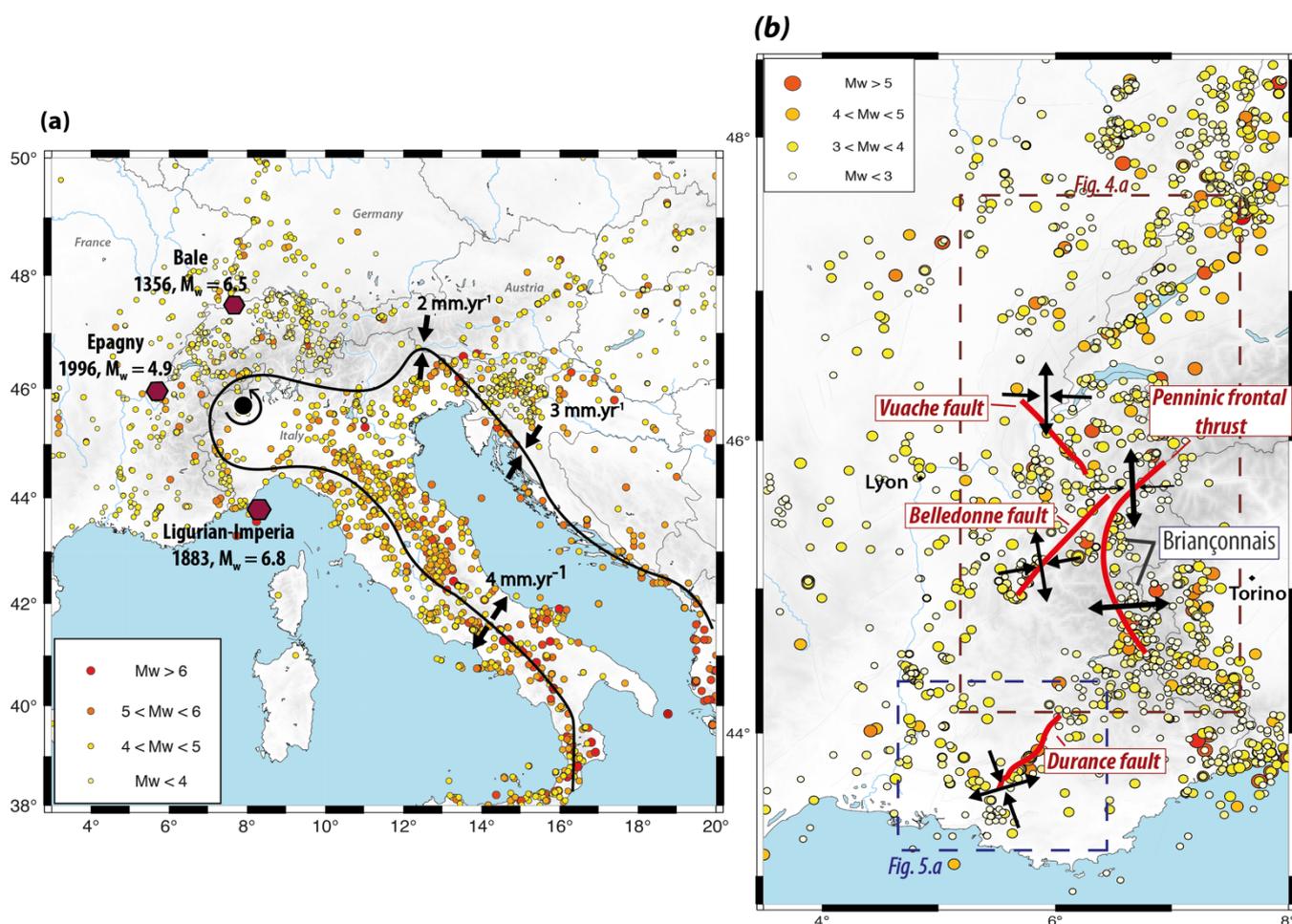
**Figure 1: Conceptual model of Glacial Isostatic Adjustment (GIA) induced stresses, strains and strain rates**

## 2. Western Alps seismicity and GNSS strain rates

The Western Alps (Fig. 2) are one of the most seismically active regions in western Europe (Larroque et al., 2021).  
 65 Background seismicity affects the whole region, with a high density of small to medium earthquakes ( $M_w \geq 2.5$ ) in the high-altitude inner parts of the mountain range (Fig. 2b). In addition, several larger damaging earthquakes have occurred in the Western Alps over the last centuries (e.g., Epagny-Annecy, 1996,  $M_w = 4.9$ ; Ligurian-Imperia, 1887,  $M_w = 6.8$ ; Bale, 1356,  $M_w = 6.5$ ). In the high-altitude inner areas, strain patterns derived from earthquake focal mechanisms show an overall normal-faulting style, with an extension direction perpendicular to the Alpine arc (Fig. 2b). These normal-faulting earthquakes can be  
 70 divided into two N-S clusters: a western cluster, roughly in the Briançonnais region, with earthquake depths concentrated ca. 5–10 km, and a smaller eastern cluster, with deeper focal depths ca. 10–20 km (Mathey et al., 2021). The surrounding lower



altitude and foreland regions show a mix of strike-slip and reverse faulting with a general arc-perpendicular compression (Fig. 2b; Delacou et al., 2004; Mathey et al., 2021; Mazzotti et al., 2021; Sue et al., 1999). In general, only a few known fault structures can be associated with observed seismicity, e.g. the Belledonne Fault (Thouvenot et al., 2003a), the Moyenne Durance Fault (Cushing et al., 2007), or the Vuache Fault (Baize et al., 2011). In contrast, most of the normal-faulting earthquakes in the inner massifs (above the Penninic Frontal Thrust) are not directly related to know major faults or structures (Larroque et al., 2021; Sue and Tricart, 2003).



**Figure 2: Western Alps tectonic and seismicity setting.** (a) Instrumental seismicity of western Europe (catalogs: SHARE, Stucchi et al., 2013). Predicted Adria micro-plate motion relative to Eurasia represented along the Adria border. (b) Instrumental seismicity in Western Alps (Manchuel et al., 2018) and interpreted seismic strain styles from focal mechanisms (Rabin et al., (2018), Thouvenot et al., (1998,2003), Cushing et al. (2008), Sue et al., (2003, 1999), Matthey et al. (2021)).

The present-day geodynamics of the Central and Eastern Alps are primarily controlled by the counter-clockwise rotation of the Adria microplate relative to Eurasia, with a rotation pole east of the Western Alps near Turin, northwestern Italy (Fig. 2a; Battaglia et al., 2004; D'Agostino et al., 2008). However, this rotation kinematics is incompatible with the seismicity

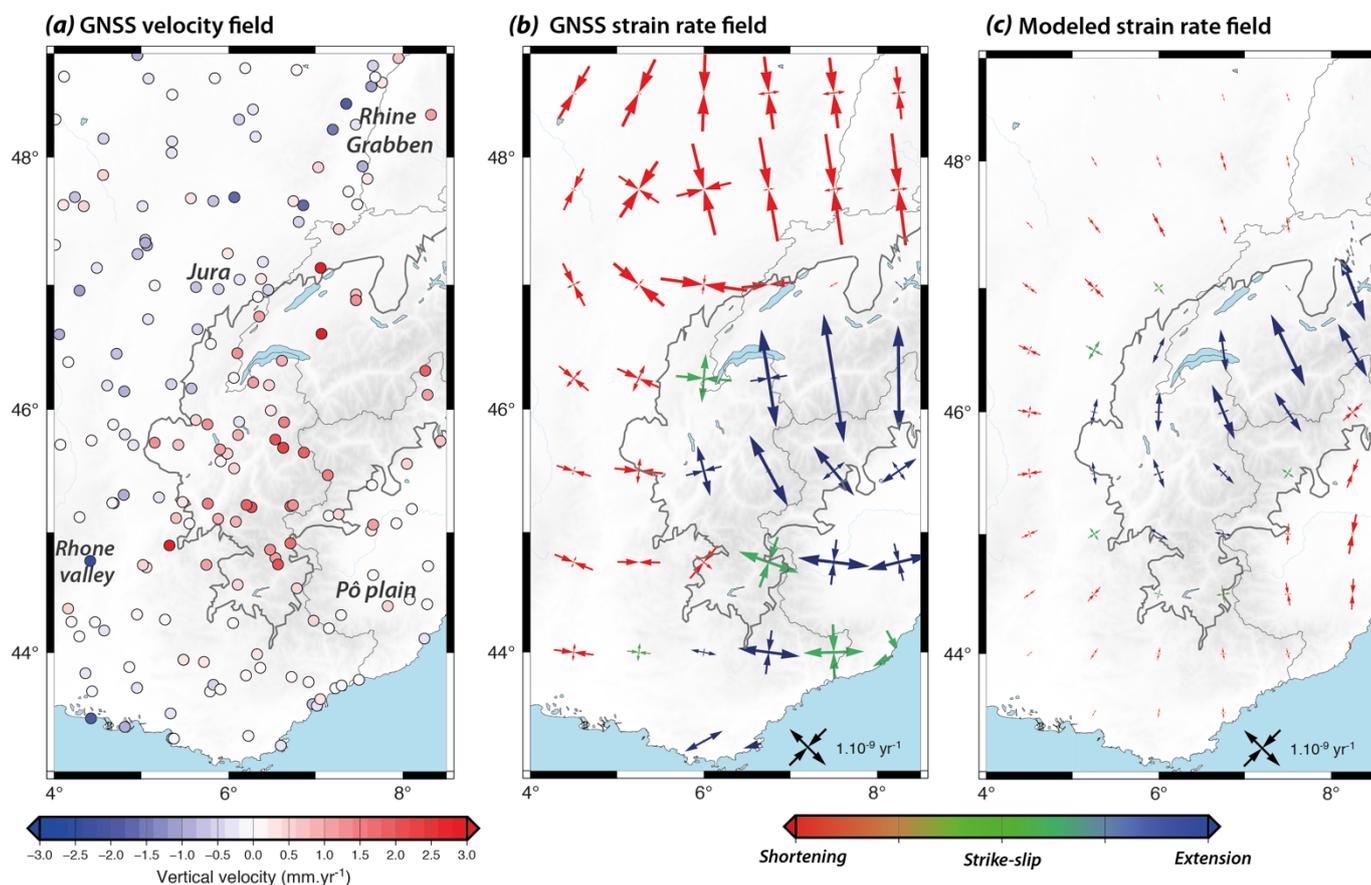


and geodetic horizontal deformation patterns in the Western Alps (Fig. 2.b). GNSS data indicate that the overall horizontal deformation across the Western Alps is smaller than their current resolution, i.e., less than  $0.3 \text{ mm.yr}^{-1}$  relative motion between northwestern Italy (Pô Plain) and the Rhône Valley - Eastern France (Masson et al., 2019; Sánchez et al., 2018).

Geodetic data also indicate that the Western Alps are affected by a significant regional uplift rate between  $0.5$  and  $2.5$   $\text{mm.yr}^{-1}$  peaking in the inner high-altitude areas and decreasing towards  $0 \text{ mm.yr}^{-1}$  in the surrounding lowlands (Fig. 3a; Brockmann et al., 2012; Masson et al., 2019; Nguyen et al., 2016; Nocquet et al., 2016). The highest uplift rates roughly coincide with horizontal arc-perpendicular extension rates ca.  $2 \times 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$  in the inner regions (Switzerland, French-Italian border, Fig. 3b), while the surrounding lowlands show horizontal arc-perpendicular shortening rates ca.  $(1-2) \times 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$  (Jura, Rhone Valley, Fig. 3b) (Masson et al., 2019; Nguyen et al., 2016; Sánchez et al., 2018; Walpersdorf et al., 2018). The southern Western Alps are associated with a mix of extension and strike-slip rates ca.  $(1-2) \times 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$ .

These strain rates amplitudes are at the limit of resolution of GNSS techniques and can only be identified through spatial low-pass filtering to remove short-wavelength noise. In a detailed analysis of real and synthetic data using a spatial Gaussian filter, (Masson et al., 2019) show that a filter half-width of  $70-100 \text{ km}$  provides the best combination of spatial resolution and noise reduction for data in France and the Western Alps. This filter allows the identification of horizontal strain rate signals with a spatial coherence of ca.  $100-200 \text{ km}$  and a formal 95% confidence interval ca.  $(0.2-1.0) \times 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$ , depending on the area, data quality, and network geometry. Considering the dimensions of the Western Alps, their icecap during the LGM, and the lithosphere elastic thickness (cf. Section 3),  $100-200 \text{ km}$  is a reasonable estimation of the expected wavelength of the GIA signal. Thus, in the following, we apply the same  $90\text{-km}$ -half-width Gaussian filter on GNSS velocities and GIA model velocities for strain rate comparisons. Details of the method and additional strain rate maps at different filtering half-widths can be found in the Supplementary Material 1 for reference.

This overall deformation pattern (slow horizontal extension rates coupled with relatively fast uplift rates) is at the core of the current debate on the processes responsible for the ongoing geodynamics of the Western Alps. Because the role of regional plate tectonics is very small or null, recent studies consider alternative processes including mantle and slab-tear dynamics (Sternai et al., 2019), surface erosion (Champagnac et al., 2007; Vernant et al., 2013), or GIA (Chéry et al., 2016; Mey et al., 2016). Numerical modeling shows that the isostatic response to erosion can generate the observed extension strain rate pattern, but the associated uplift rates are significantly smaller than the GNSS velocities (Sternai et al., 2019; Vernant et al., 2013). On the contrary, GIA from the Last Glacial Maximum can explain the present-day uplift rates (Chéry et al., 2016; Mey et al., 2016), but a detailed comparison with horizontal deformation is lacking. In the following section, we test the compatibility of GIA models with present-day vertical and horizontal deformation rates of the Western Alps.



115

**Figure 3. Western Alps geodetic and GIA deformation rates.** (a) Vertical velocity field from GNSS permanent networks (Masson et al., 2019). (b) Horizontal strain rate field extracted from Gaussian filter method (cf. text). (c) Best-fit GIA model strain rate field ( $h_e = 20 \text{ km}$ ,  $\tau = 5500 \text{ yr}$ ). Strain rates are color-coded according to the deformation style. Grey line is Last Glacial Maximum ice extension (Mey et al., 2016).

120

### 3. GIA models

#### 3.1 Model setup

Due to the time scale of glacial loading / unloading cycles ( $10^2$ – $10^5 \text{ yr}$ ), GIA mechanical models consider both elastic and viscous deformation of the Earth's crust and mantle, with a large array of Earth rheology hypotheses and simplifications. In its simplest form, the surface response to GIA can be modeled as that of a thin elastic plate overlying a linear viscous fluid (e.g., Mey et al., 2016). The more complex and most common modeling approach involves a 1D rheology stratification assuming an upper elastic layer, commonly 60–100 km thick, overlying multiple mantle layers with different Maxwell visco-elastic properties (cf. Peltier and Andrews, 1976; Spada et al., 2011). Higher levels of complexities can include asymmetrical 3D variations of rheology (elastic thickness and viscous properties, (e.g., Bagge et al., 2021; Steffen et al., 2006; Wu, 2005),

125



130 inclusion of viscous bodies within the elastic layer (e.g., Klemann and Wolf, 1999; Wu and Mazzotti, 2007), and non-linear  
or transient viscous rheologies (e.g., Giunchi and Spada, 2000; Lau et al., 2021; van der Wal et al., 2013).

Owing to the relative simplicity of both its parameterization and computation requirements, the 1D, symmetrical,  
Maxwell, layered model (hereafter “1D Maxwell”) is the standard approach in most GIA studies. However, studies testing  
more complex rheology structures have shown that their predictions can deviate substantially from those of the “1D Maxwell”  
135 model, with better fit to the surface observables in several cases (cf. Bagge et al., 2021; Lau et al., 2021; Steffen et al., 2006;  
van der Wal et al., 2013). Of particular note is the integration of non-linear transient mantle rheologies, which are also proposed  
to explain post-seismic relaxation following major earthquakes (e.g., Freed et al., 2010; Qiu et al., 2018). The integration of  
such time-dependent viscous rheologies in GIA models would imply significant biases in the standard “1D Maxwell” viscosity  
estimations (Lau et al., 2021), but would also challenge the precept of stress advection / migration (Steffen et al., 2015; Wu,  
140 1992), which directly results from the Maxwell body approximation for the Earth’s mantle.

In this study, we consider the simplest form of GIA model predictions and use a thin elastic plate overlying a viscous  
substratum. The elastic plate flexure ( $w$ ) in response to the ice load is computed using the Kirchhoff-Love thin-plate analytic  
solution (Turcotte and Schubert, 2002; Wickert, 2016), with a flexural rigidity defined by the plate thickness ( $h_e$ ) and its elastic  
parameters (Young modulus  $E = 10^{11}$  Pa, Poisson coefficient  $\nu = 0.25$ ). The elastic plate is laterally infinite. The flexure is  
145 computed from a superposition of analytical solutions (using gFlex code, Wickert, 2016). Bending strains and stresses in the  
elastic plate are computed from the second spatial derivative of the flexural response based on the Kirchhoff-Love theory (no  
vertical shear stress, only in-plane compression / tension stress). The time dependence of the response due to the upper mantle  
viscous relaxation is computed assuming an exponential decay controlled by a relaxation time ( $\tau$ ):

$$w(x, y, t) = w(x, y) e^{-t/\tau} \quad (1)$$

150 For the ice model, we use the icecap reconstruction at LGM from (Mey et al., 2016) based on an ice-flow model  
constrained by geomorphological ice extent and thickness data. The ice model covers the whole Alps, with a mean (resp.  
maximum) thickness at LGM ca. 21 kyr BP of 415 m (resp. 2445 m). In the Western Alps, the main ice load is located in the  
major valleys, up to 1000-1500 m ice thickness. Additional smaller ice lobes (few 100 m) were located in the Jura. Keeping  
in line with the simple modeling approach, we assume (1) that the Alpine icecap reached isostatic equilibrium at LGM, owing  
155 to the relatively short relaxation time of the viscous mantle (cf. Section 3.2) and (2) an instantaneous deglaciation of the icecap  
at 15 kyr BP, considering that 80% has melted between 21 and 18 kyr BP and the remaining has disappeared by 12 kyr (Ivy-  
Ochs et al., 2008).

Using this simplified approach is justified by several points: (1) We are only interested in the present-day state of  
stress and deformation, to compare with seismicity and geodetic data. Time variations of GIA responses since the LGM are  
160 not relevant to our study, as long as they reach similar present-day states. (2) Alpine GIA models can only be constrained using  
present-day velocities and strain rates. Thus, the path leading to this present-day state (and thus the dependency on rheology  
assumptions) are unconstrained. (3) The Western Alps icecap during the LGM has characteristic dimensions of a few 100s km



(Fig. 3). This relatively small load dimension only excites upper mantle relaxation and is thus insensitive to deep mantle rheologies (Steffen et al., 2015). (4) Small (few kyr) time variations in the deglaciation history only impact our results at present-day by a few percent owing to the mantle relaxation time (cf. Section 3.2). These justifications for our simple approach are illustrated in the Supplemental Material 2, in which we compare its results with those a standard “1D Maxwell” model.

### 3.2 GIA velocities and strain rates

The analytical model allows testing the sensitivity of predicted present-day GIA strain rates and stresses to the large range of assumed elastic plate rigidity and mantle relaxation time. Uplift rate predictions for models with a plate thickness ( $5 \leq h_e \leq 100$  km) and a relaxation time ( $2000 \leq \tau \leq 20000$  yr) are compared with GNSS uplift rates, assuming that the latter are largely due to GIA (Mey et al., 2016; Nocquet et al., 2016; Sternai et al., 2019). Using F-test statistics on these comparisons, we estimate a best-fit set of ( $h_e$ ,  $\tau$ ) values to  $h_e = 10\text{--}20$  km and  $\tau = 4500\text{--}5500$  yr. However, because present-day uplift rates may be impacted by other processes, in the following analysis we allow for a slightly larger range of values:  $5 \leq h_e \leq 40$  km and  $3000 \leq \tau \leq 7000$  yr (in the following, computations and figures are presented for 72 GIA models with ( $h_e$ ,  $\tau$ ) values distributed evenly within these ranges). These parameter values indicate a fast and short-wavelength response to the Last Glacial Maximum, in agreement with the results of more complex models (Chéry et al., 2016; Mey et al., 2016).

All retained models predict similar surface horizontal strain rate patterns, with N-S to NNW-SSE extension rates in the inner Western Alps (Fig. 3 and Supp. Mat. 5). These present-day extension rates are maximum in southwestern Switzerland and in the northeastern French Alps, reaching ca.  $(1\text{--}2.5) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup>. The forebulge regions (Rhône Valley, southern French Alps, eastern France) are associated with smaller shortening rates ca.  $(0.2\text{--}0.6) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup>, with a shortening direction perpendicular to the Alpine arc. Transitional areas in between these extension and shortening domains show a variety of extension, strike-slip and shortening rates whose orientations and magnitudes vary strongly with the distance relative to the LGM icecap and with the model parameters (Fig. 3 and Supp. Mat. 5). Thus, expected GIA strain rates in this narrow intermediate region are poorly defined.

To a first order, the GIA model strain rates are consistent with the horizontal strain rates derived from GNSS data in the high-latitude inner parts of the Western Alps (Fig. 3b vs. 3c). In the Swiss-French border region, GIA model and GNSS strain rates agree in both orientations (with a small rotation from N-S to NNW-SSE) and in amplitudes within their uncertainties (GIA model rates ca.  $(0.9\text{--}2.1) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup> vs. GNSS rates ca.  $(2.5 \pm 0.5) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup>). Similarly, in the French Alps GIA model rates are  $(0.4\text{--}0.8) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup>, in agreement with the GNSS rate ca.  $(0.9 \pm 0.4) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup>. We estimate that GIA accounts for a minimum of 30% and up to 100% of the GNSS extension rates observed in the inner Western Alps.

In contrast, the GIA models do not reproduce the relatively high GNSS E-W extension and strike-slip rates ca.  $(1.5 \pm 0.5) \times 10^{-9}$  yr<sup>-1</sup> near the southern French-Italian border and in the western Po Plain (Fig. 3b vs. 3c). In this area, located directly south of the Adria / Eurasia rotation pole, the GNSS strain rates may be in part related to Adria micro-plate kinematics that would predict 0.3–0.5 mm.yr<sup>-1</sup> of E-W extension in southern Western Alps. Similarly, the GIA models do not explain the



195 GNSS strain rates observed in the French and Swiss Jura and the southern Upper Rhine Graben. There, GIA model strain rates  
are consistent in style (shortening rates) and orientations with GNSS data, but their amplitudes are about 3–4 time smaller (Fig.  
3b vs. 3c). This difference is too large to be explained by variations in the GIA model parameters (cf. Supp. Mat. 5), suggesting  
that the GNSS shortening rates cannot be solely attributed to Alpine GIA and that additional processes must contribute, such  
as possibly GIA effects from the Fennoscandian LGM ice sheets (e.g., Nocquet et al., 2005) or the deformation due to a mantle  
200 plume beneath the Eifel volcanic area (Kreemer et al., 2020).

#### 4. Present-day GIA stresses, active fault, and seismicity

##### 4.1 GIA model vs. fault and seismicity depths

One of the main issues in using GIA models for studying stress perturbations on crustal faults is how the model setup  
relates to the actual Earth rheology and in particular its brittle / elastic domains. Although the upper elastic layer in GIA models  
205 is only a mechanical proxy for the crust and lithospheric mantle flexural rigidity, all studies make the simple assumptions that  
(1) this elastic layer corresponds to the crust or lithosphere, depending on its thickness, (2) its top corresponds to the Earth  
surface, and (3) seismogenic faults are embedded in the elastic layer starting at its top (e.g., Hetzel and Hampel, 2005; Steffen  
et al., 2014). More complex models integrating elastic, brittle and ductile behaviors show that, under long-term geological  
loads, the lithosphere flexural rigidity resides where its resistance to failure exceeds ca. 10–20 MPa, which, in the upper crust,  
210 corresponds to depths below ca. 1–4 km (Burov and Diament, 1995; Hyndman et al., 2009; Tesauro et al., 2009). To our  
knowledge, no similar study exists for shorter-term loads like glaciation cycles. Thus, matching “real Earth” depths, i.e., those  
of earthquakes or faults, with GIA model depths remains an issue.

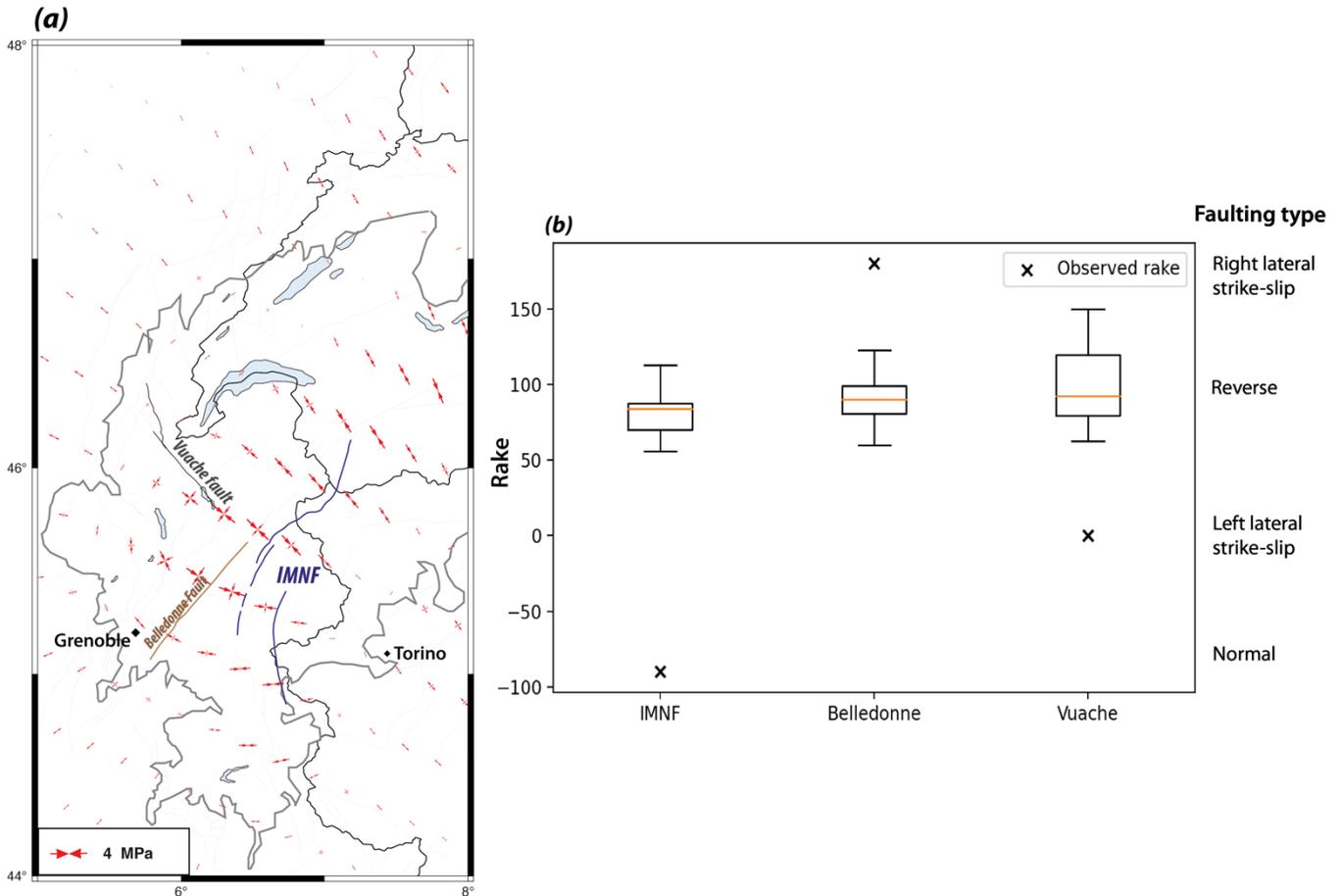
In the Western Alps, most of the seismicity concentrates in the upper 10 km of the crust, except for the deeper cluster  
of extension seismicity ca. 15–20 km depth east of the French-Italian border (cf. Section 2; Delacou et al., 2004; Mathey et al.,  
215 2021). In order to match our GIA model stress predictions to fault and seismicity depths, we consider the following points: (1)  
The range of GIA elastic plate thickness derived from GNSS data ( $h_e = 10\text{--}20$  km, cf. Section 3) corresponds primarily to the  
flexural rigidity of the crust. (2) The upper half of the elastic plate corresponds to a “real Earth” depth range starting ca. 1–4  
km depth (cf. discussion above) and extending to ca. 6–14 km depth (starting depth plus half the plate thickness). (3) The lower  
half of the elastic plate extends from ca. 6–14 km to ca. 11–24 km “real Earth” depths. Thus, to a first order, the shallow (resp.  
220 deep) seismicity level can be matched with the upper (resp. lower) half of the GIA elastic plate. In the following, we use the  
maximum GIA stress perturbation derived at the top (resp. bottom) of the elastic plate to discuss the impact on fault rupture,  
keeping on mind that the closer to the plate center, the smaller the GIA induced stress perturbation.

##### 4.2 Present-day GIA Coulomb Failure Stress perturbations

As expected from the conceptual flexural model (Fig. 1), shallow GIA stress perturbations correspond to horizontal  
225 compressive stresses below the former Alpine icecap, including at present-day (Fig. 4a) where uniaxial NNW-SSE



compression of 2–3 MPa dominates in southern Switzerland up to the French and Italian borders, rotating to E-W compression of 1–2 MPa in the French Alps. These present-day shallow compressive horizontal stresses coincide directly with the region of current extension rates observed in GNSS (cf. Fig. 3b vs. 4a).



230 **Figure 4. Present-day GIA stress perturbations and predicted fault-slip rakes in the northern Western Alps.** (a) Horizontal GIA stress  
 perturbations (model  $h_e = 20$  km,  $\tau = 5500$  yr) and faults tested in the Coulomb Failure Stress perturbation analyses. (b) Fault-slip rakes  
 predicted by GIA stress perturbations (boxplot) and observed from earthquake focal mechanisms (black cross; Billant et al., 2015; Delacou  
 et al., 2004; Rabin et al., 2018; Sue et al., 1999; Thouvenot et al., 2003). Boxplots represent predictions for 72 GIA models distributed in ( $5$   
 235  $\leq h_e \leq 40$  km) and ( $3000 \leq \tau \leq 7000$  yr), combined with three possible fault dip (IMNF:  $25^\circ, 45^\circ, 65^\circ$ ; Belledonne:  $65^\circ, 70^\circ, 85^\circ$ ; Vuache:  
 $60^\circ, 80^\circ, 80^\circ$ ).

The impact of these stress perturbations on a given fault can be estimated using the variation of Coulomb Failure Stress ( $\Delta_{CFS}$ ) derived from the fault geometry and the associated fault shear and normal stress (King et al., 1994):

$$240 \quad \Delta_{CFS} = \Delta\tau - \mu' \Delta\sigma_n \quad (2)$$

with  $\mu'$  the fault effective friction coefficient, and  $\Delta\tau$  and  $\Delta\sigma_n$  the shear and normal stress perturbations on the fault. The fault-slip style associated with the stress perturbation is given by the rake ( $r$ ):



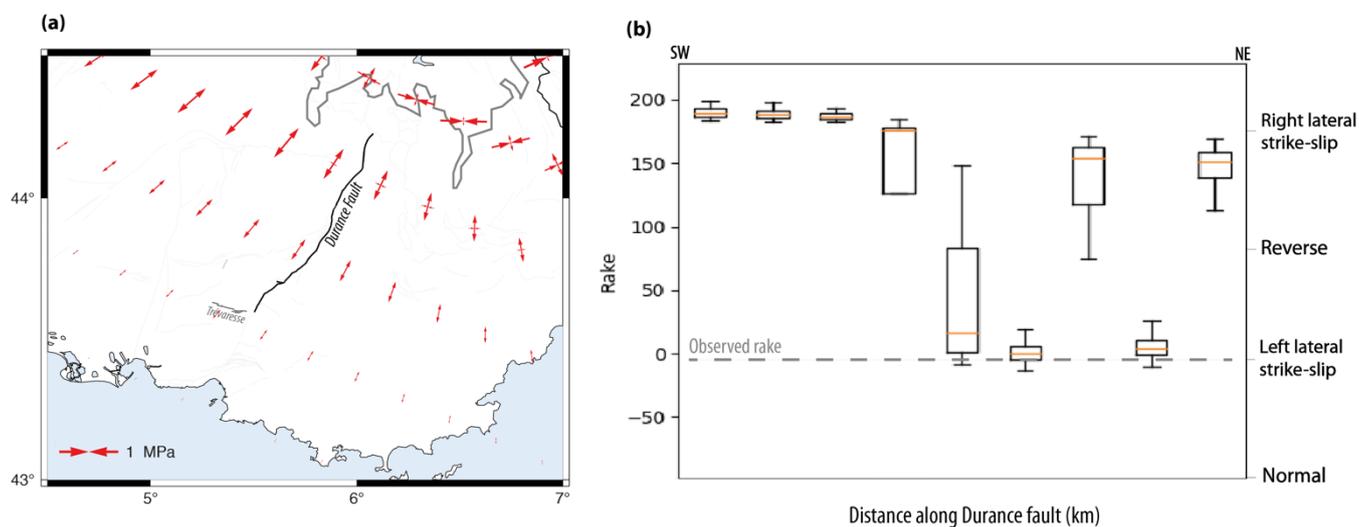
$$r = \arctan\left(\frac{\tau_d}{\tau_s}\right) \quad (3)$$

with  $\tau_d$  and  $\tau_s$  the shear stresses in the fault dip and azimuth directions, respectively.

245 In a first step, we consider the Coulomb Failure Stress perturbation to discuss the tendency of present-day GIA effects to promote slip ( $\Delta_{CFS} > 0$ ) or inhibit slip ( $\Delta_{CFS} < 0$ ) on a subset of fault systems in the Western Alps (a full Coulomb Failure Stress analysis integrating region stress regimes is discussed in Section 4.3). We consider three fault structures directly below the former icecap (Fig. 4a): the Vuache Fault, the Belledonne Fault, and a series of unknown faults associated with normal-faulting earthquakes in the Briançonnais directly east of the Penninic Front (hereafter IMNF, Inner Massifs Normal Faults).  
250 The fault geometries are from neotectonic databases (Grellet et al., 1993; Jomard et al., 2017) or assuming Andersonian geometries for the unknown structures. Due to the fault dip uncertainties, we test a large range of dip angles (25–90°). Seismicity associated with these faults concentrates in the upper crust ca. 5–10 km depth (Mathey et al., 2021; Thouvenot et al., 2003a), associated with bending stresses in the upper half of the elastic plate (cf. Section 4.1).

Because of the present-day GIA stress perturbations correspond to horizontal compressive stresses, faults with near-  
255 vertical dip angles (80–90°) and standard effective friction coefficient ( $\mu' = 0.6$ ) tend to be clamped and are associated with negative  $\Delta_{CFS}$  values (i.e., slip inhibition). In contrast, faults with low effective friction ( $\mu' = 0.1$ ) or medium to low dip angles mostly show positive  $\Delta_{CFS}$  between 0.1 and 2 MPa, indicating a tendency of GIA to promote fault slip in these cases. However, these models are associated with fault-slip rakes corresponding to mostly reverse faulting ( $r = 50$ – $130^\circ$ , Fig. 4b), opposite to that of earthquake normal-faulting mechanisms along the IMNF ( $r \approx -90^\circ$ , Fig. 4b, Mathey et al., 2021) and at odd with the  
260 strike-slip mechanisms on the Belledonne and Vuache Faults ( $r \approx 180^\circ$  and  $r \approx 0^\circ$ , respectively, Fig. 4b, Rabin et al., 2018; Thouvenot et al., 2003). Thus, in all cases, the present-day GIA stress perturbations do not favor the observed seismicity on the main fault structures of the northern French Alps below the former LGM icecap.

The impacts of GIA along and outside the LGM icecap margin are more difficult to assess for two main reasons: present-day GIA stress perturbations are much smaller and, mostly, they are strongly sensitive to the model parametrization  
265 (elastic plate thickness, rheology assumptions). As an example, we estimate the impact on the Moyenne Durance Fault, one of the best characterized active faults in the southern French Alps (Cushing et al., 2008). There, present-day GIA stress perturbations correspond to horizontal NE-SW tension ranging from ca. 0.3–0.7 MPa at the northern end of the fault to ca. 0.1–0.3 MPa at its southern end (Fig. 5a).  $\Delta_{CFS}$  are systematically positive (for a low effective friction) but, due to bends in the fault segments, the range of predicted rakes is very large: along the northern section, GIA favors right-lateral strike-slip, while  
270 favored rakes flip between right- and left-lateral along the central and southern sections (Fig. 5b). Focal mechanisms along the Moyenne Durance Fault correspond to an overall left-lateral kinematics (Cushing et al., 2008), indicating that the present-day GIA stress perturbations may favor or inhibit slip depending on the considered segment.



275 **Figure 5. Present-day GIA stress perturbations and predicted fault-slip rakes in the southern Western Alps.** (a) Horizontal GIA stress perturbations (model  $h_e = 20$  km,  $\tau = 5500$  yr) and fault tested in the Coulomb Failure Stress perturbation analyses. (b) Fault-slip rakes predicted by GIA stress perturbations (boxplot) and observed from earthquake focal mechanisms (Cushing et al., 2008). Boxplots represent predictions for 72 GIA models distributed in ( $5 \leq h_e \leq 40$  km) and ( $3000 \leq \tau \leq 7000$  yr), combined with three possible fault dip ( $60^\circ, 80^\circ, 85^\circ$ )

### 4.3 Present-day full Coulomb Failure Stress

280 The combination of GIA stress perturbations with the background stress field defines the full Coulomb Failure Stress (*CFS*) for any given fault:

$$CFS = \tau - \mu' \sigma_n \quad (4)$$

285 with  $\mu'$  the fault effective friction coefficient, and  $\tau$  and  $\sigma_n$  the shear and normal stresses acting on the fault, with the associated fault-slip rake given by eq. (3). Depending on the geometric relationships between the stress perturbation, the background stress tensor, and the fault geometry, the *CFS* indicates that a fault should ( $CFS > 0$ ) or should not ( $CFS < 0$ ) slip in the local deformation regime. A major difficulty in computing *CFS* is the definition of the background stress tensor. Given the lack of direct measurements at seismicity depths (5–20 km), this requires several assumptions that can strongly influence the *CFS* estimation. A second difficulty in the case of the Western Alps is the strong variations in the deformation and stress regimes over distances of a few 10s km (Mathey et al., 2021; Delacou et al., 2004).

290 In order to test the conclusions drawn from the  $\Delta CFS$  analysis (Section 4.2), we compute the full *CFS* on two major fault systems representative of the central Western Alps present-day seismicity: the northern Briançonnais normal-faulting system (IMNF) and the strike-slip Belledonne Fault (Fig. 2b). In each case, we construct a local background stress tensor using information from the focal mechanism stress inversions of (Mathey et al., 2021) and several additional assumptions for the IMNF and Belledonne systems:

- 295 • the deformation regime is pure normal faulting (IMNF) or pure strike-slip faulting (Belledonne);



- the stress tensor is Andersonian, with the vertical stress ( $\sigma_v$ , lithostatic pressure) corresponding to  $\sigma_1$  (IMNF) or  $\sigma_2$  (Belledonne);
- the azimuth of the maximum horizontal stress  $\sigma_H = \sigma_2$  (IMNF) or  $\sigma_H = \sigma_1$  (Belledonne) is given by the focal mechanism stress inversion;
- the differential stress ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) is controlled by optimally oriented faults with an effective coefficient of friction  $\mu'$  (eq. 4) and following the Mohr-Coulomb friction law for a normal (IMNF) or strike-slip (Belledonne) case (Jaeger and Cook, 1979);
- the shape of the stress tensor ( $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ) is set to  $R = 0.5$  (i.e.,  $\sigma_2 = 1/2 (\sigma_1 + \sigma_3)$ ).

Results of the full *CFS* computation (local background stress + GIA perturbation) at 5 km depth for the northern

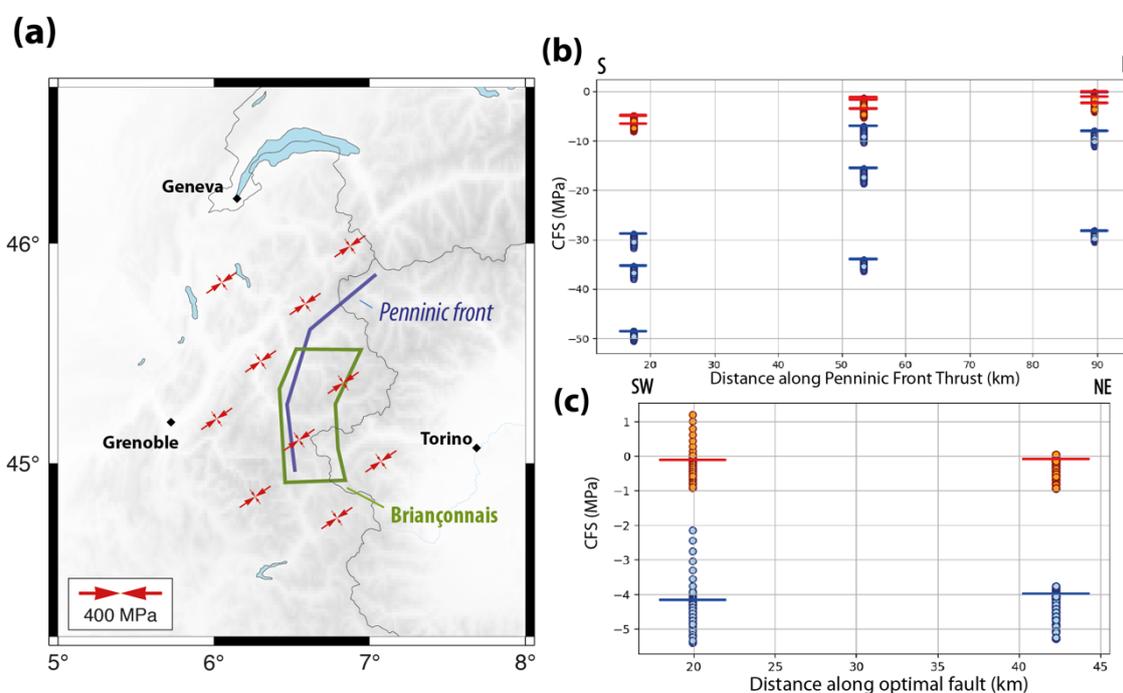
305

Briançonnais extension system are summarized in Figure 6. Assuming that the seismicity is associated with the reactivation of the Penninic Frontal Thrust (Bilau et al., 2021; Sue and Tricart, 1999), the variations of obliquity of the stress tensor to the fault geometry results in negative *CFS* from ca. -50 MPa to -10 MPa for a standard friction  $\mu' = 0.6$  (Fig. 6b). A small friction  $\mu' = 0.1$  results in smaller negative *CFS* (ca. -10 to 0 MPa). Relative to the modeled stress field, the northeastern section of the fault system is more favorably oriented than southern section and shows the largest (less negative) *CFS*, up to *CFS*  $\approx 0$  MPa in the most favorable case ( $\mu' = 0.1$ , fault dip of  $60^\circ$ ). In contrast, if we assume that the seismicity is associated with faults corresponding to the average focal mechanism (azimuth N050, dip  $50^\circ$ ; Mathey et al., 2021), this fault geometry is close to optimal orientation relative to the stress tensor and yields small, mostly negative *CFS* (ca. -5 to +1 MPa, Fig. 6c). In a few specific cases, the GIA stress perturbation pushes the fault to small positive *CFS*  $< 1$  MPa (south-western fault section,  $\mu' = 0.1$ ).

315

In nearly all cases, the GIA stress perturbations tend to diminish the *CFS* (render more negative) by a few MPa, which confirms the tendency of present-day GIA to inhibit the normal-faulting seismicity in the Briançonnais region of the Western Alps. This is easily explained by considering that the GIA stress perturbations correspond to horizontal compressive stresses that tend to inhibit normal faulting (Section 4.2). A few specific cases can result in a positive effect of the GIA perturbation on *CFS*, if the fault is nearly optimally oriented and the GIA stress perturbation correspond to a small subset of the tested parameter range.

320



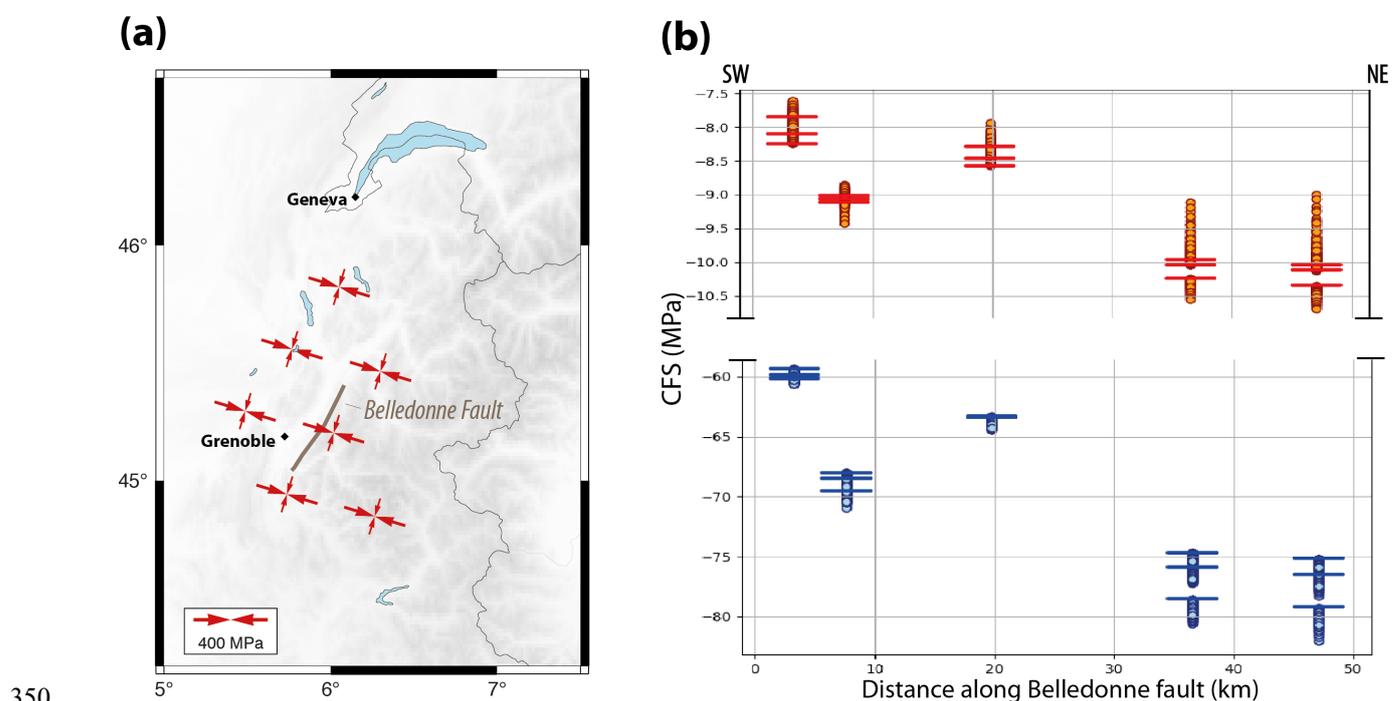
325 **Figure 6. Present-day full stress tensor and Coulomb Failure Stress (CFS) for the Briançonnais shallow seismicity cluster in the northern Western Alps.** (a) Horizontal full stress (background + GIA) and faults tested in the CFS analyses. (b) CFS predicted along the Penninic Front structure for three possible fault dip (30°, 45°, 60°) and 72 GIA models distributed in ( $5 \leq h_e \leq 40$  km) and ( $3000 \leq \tau \leq 7000$  yr). Horizontal bars: CFS without GIA perturbation for the three fault dips. (c) CFS predicted along optimal orientated fault structure in Briançonnais area (dip = 50°) for 72 GIA models distributed in ( $5 \leq h_e \leq 40$  km) and ( $3000 \leq \tau \leq 7000$  yr). Horizontal bars: CFS without GIA perturbation for the three fault dips. Circles: Full CFS (background + GIA). Blue and red symbols:  $\mu' = 0.6$  and  $\mu' = 0.1$ .  
 330

The case of the Belledonne Fault system shows more variability (Fig. 7). The local background stress is associated with a  $\sigma_H$  azimuth of N107°, strongly oblique to the strike of the Belledonne Fault. Thus, a standard friction  $\mu' = 0.6$  yields large negative *CFS* (ca. -80 to -60 MPa at 5 km depth, Fig. 7b), whereas a small friction  $\mu' = 0.1$  brings the fault - stress configuration closer to an optimal geometry with smaller negative *CFS* (ca. -10 to -8 MPa, Fig. 7b). The impact of the GIA stress perturbations depends on the assumed fault friction, dip and position within the local stress field: For a standard friction  $\mu' = 0.6$ , the GIA perturbation systematically reduces the *CFS*, thus further inhibiting fault slip; for a small friction  $\mu' = 0.1$ , the GIA perturbation can increase (render less negative) the *CFS* by 0.1–0.5 MPa if the fault dip is near vertical.

340 These two examples illustrate the complexity of full *CFS* estimations and their dependency on the fault and background stress parameters. Yet, their results generally confirm the main conclusion drawn from the  $\Delta CFS$  analysis (Section 4.2): the present-day GIA stress perturbation tends to inhibit fault slip for the extension and strike-slip systems of the central Western Alps (below the former icecap). A few specific configurations of background stress, fault geometry, and fault friction can result in cases in which the GIA perturbation promotes fault slip. These particular configurations only apply to a very limited set of fault and earthquakes.



The present analysis was carried out for a depth of 5 km, assuming that the GIA perturbation is maximum (i.e., top  
 345 of the elastic plate, Section 4.1). A smaller GIA perturbation (i.e., deeper in the upper half of the elastic plate) and a deeper  
 analysis depth would simply result in a smaller impact of the GIA on the full stress field and full *CFS* computations. It is also  
 worth noting the case of the deeper extension seismicity cluster (10–20 km depth) east of the Briançonnais cluster (cf. Section  
 2, Fig. 2b), for which the GIA stress perturbation would be opposite to that at shallower depths (horizontal tension, Section  
 4.1) and would likely favor the normal-faulting seismicity.



350

**Figure 7. Present-day full stress tensor and Coulomb Failure Stress (CFS) for the Belledonne Fault system in the northern Western Alps.** (a) Horizontal full stress (background + GIA) and fault segments tested in the CFS analyses. (b) CFS predicted along the Belledonne Fault for three possible fault dip (65°, 70°, 85°) and 72 GIA models distributed in (5 ≤ h<sub>e</sub> ≤ 40 km) and (3000 ≤ τ ≤ 7000 yr). Horizontal bars: CFS without GIA perturbation for the three fault dips. Circles: Full CFS (background + GIA). Blue and red symbols: μ' = 0.6 and μ' = 0.1.

355

## 5. Discussion – Why GNSS deformation rates should not be directly compared to seismicity and fault slip rates in the Western Alps

As shown by several studies in the last decade, GNSS velocities and strain rates in the Western Alps are characterized,  
 to a first order, by uplift rates ca. 1–2 mm yr<sup>-1</sup> and radial extension rates ca. (1–3) × 10<sup>-9</sup> yr<sup>-1</sup> (Masson et al., 2019; Nguyen et  
 al., 2016; Nocquet et al., 2016; Sánchez et al., 2018; Walpersdorf et al., 2018). These deformation rates are compatible with  
 360 the GIA effects from the Last Glacial Maximum, provided the Western Alps region behave mechanically as a thin elastic plate  
 over a low-viscosity upper mantle (cf. Section 3, Chéry et al., 2016; Mey et al., 2016). Although the exact contribution of GIA  
 relative to other processes (e.g., slab breakoff, erosion, tectonics) in the total deformation rates is unclear, the good first-order



agreement between GIA model predictions and the observed GNSS rates indicates that the former contributes to 30–80 % of  
365 the latter, at least in the region below the former icecap (cf. Section 3, Sternai et al., 2019).

The increasing resolution of GNSS horizontal velocities and strain rates has led to direct comparisons of geodetic  
styles and rates with those of earthquake focal mechanisms. In most cases, these comparisons address the existence or absence  
of significant aseismic deformation rates captured by GNSS data, with direct implications on the geodynamics of the Western  
Alps but also eventually on the understanding of seismicity and the characterization of the associated seismic hazard.  
370 Ultimately, slip rates on specific seismogenic faults can be inferred using standard “plate-boundary” interseismic fault-loading  
models (Mathey et al., 2020).

Yet, our study shows that, for most faults in the Western Alps, the present-day GIA stress perturbations actually tend  
either to inhibit fault slip or to promote fault slip with the wrong mechanism compared to the seismicity deformation style.  
Thus, at present-day in the Western Alps, GIA from the Last Glacial Maximum does not drive nor promote the observed  
375 seismicity, which must be driven by other processes.

This apparent paradox between “GNSS-GIA strain-rate agreement” and “seismicity-GIA stress disagreement” is  
easily resolved by considering that observed GNSS extension rates are merely a diminution over time of the finite shortening  
induced in the upper crust by its downward flexure under the LGM icecap. The gradual diminution of the finite shortening  
(i.e., extensional strain rate) corresponds to the transient return to the pre-ice situation controlled by the upper mantle relaxation  
380 time. This situation bears similarities to that observed in forearcs of subduction zones where finite stress and deformation  
styles can differ drastically from the transient strain rate patterns observed with GNSS data, the latter being due to the  
interseismic locking of the subduction fault (Mazzotti et al., 2002; Wang, 2000). A similar situation exists for the early-  
postglacial reverse-faulting earthquakes in Fennoscandia, which occurred during a period of GIA extension strain rates, and  
hence must be the expression of compressive stress stored in the lithosphere over a long (tectonic) time (Craig et al., 2016;  
385 Muir-Wood, 2000).

This GIA strain rate / stress antinomy has a major implication for not using GNSS velocities and strain rates in direct  
comparisons with seismicity styles and rates. Because GIA does not promote the current seismicity, its surface expression,  
captured in GNSS velocities and strain rates, does not have a simple relationship with seismic moments rates or fault slip rates.  
In other words, GNSS velocities and strain rates comprise a significant part of transient GIA deformation that does not directly  
390 contribute to the observed seismicity, but rather modulates the expression of the mechanisms (e.g., erosion, slab tear, tectonics)  
driving the current Western Alps geodynamics and seismicity. In this situation, GNSS data cannot inform models based on a  
steady-state tectonic process (e.g., far-field fault loading), but they can provide important constraints for models combining  
long-term forcing and GIA transient to study fault slip and seismicity variations during and after glaciations (e.g., (Steffen et  
al., 2014; Hetzel and Hampel, 2005)). This requires specific models integrating the complexities of the Alpine icecap history,  
395 of the regional crust and mantle rheology heterogeneities, and of the local fault characteristics.



### Author contribution

JG computed models and interpreted results. JG, SM and PV discussed the results and wrote the article.

### Competing interests

The authors declare that they have no conflict of interest

### 400 Acknowledgments

This work was supported by EDF and SIGMA-2 Research and Development Project (project DEFORM\_3D). Figures were made with the Generic Mapping Tool (Wessel et al., 2013) and Python 3 software. We thank T. Camelbeeck, Y. Klinger, and B. Lünd for their reviews and suggestions on early versions of this manuscript, R. Steffen for an early discussion about this work, J. Mey for providing his numerical Alpine icecap model, and M. Gamelin for her 1<sup>st</sup> year M.Sc. internship during  
405 the initiation of this work

### References

- SisFrance - BRGM, EDF, IRSN -: <https://sisfrance.irsn.fr/>, last access: 22 October 2020.
- 410 Bagge, M., Klemann, V., Steinberger, B., Latinović, M., and Thomas, M.: Glacial-Isostatic Adjustment Models Using Geodynamically Constrained 3D Earth Structures, *Geochem Geophys Geosyst*, 22, <https://doi.org/10.1029/2021GC009853>, 2021.
- Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Gelis, C., Texier, D., Nicoud, G., and Schwenninger, J.-L.: Contribution to the seismic hazard assessment of a slow active fault, the Vuache fault in the southern Molasse basin (France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182, 347–365, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.4.347>, 2011.
- 415 Battaglia, M., Murray, M. H., Serpelloni, E., and Bürgmann, R.: The Adriatic region: An independent microplate within the Africa-Eurasia collision zone: THE ADRIATIC REGION, *Geophys. Res. Lett.*, 31, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2004GL019723>, 2004.
- Bilau, A., Rolland, Y., Schwartz, S., Godeau, N., Guihou, A., Deschamps, P., Brigaud, B., Noret, A., Dumont, T., and Gautheron, C.: Extensional reactivation of the Penninic frontal thrust 3&thinsp;Myr ago as evidenced by U–Pb dating on calcite in fault zone cataclasite, *Solid Earth*, 12, 237–251, <https://doi.org/10.5194/se-12-237-2021>, 2021.
- 420 Billant, J., Hippolyte, J.-C., and Bellier, O.: Tectonic and geomorphic analysis of the Belledonne border fault and its extensions, *Western Alps, Tectonophysics*, 659, 31–52, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.025>, 2015.
- Brandes, C., Steffen, H., Steffen, R., and Wu, P.: Intraplate seismicity in northern Central Europe is induced by the last glaciation, *Geology*, 43, 611–614, <https://doi.org/10.1130/G36710.1>, 2015.
- Brockmann, E., Ineichen, D., Marti, U., Schaer, S., and Schlatter, A.: Determination of tectonic movements in the Swiss Alps



- 425 using GNSS and levelling, in: *Geodesy for Planet Earth*, vol. 136, edited by: Kenyon, S., Pachino, M., and Marti, U., Berlin, Heidelberg, 689–695, 2012.
- Bungum, H. and Eldholm, O.: The conundrums of the postglacial tectonic response of the Fennoscandian and Canadian Shields, *Earth-Science Reviews*, 232, 104146, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104146>, 2022.
- 430 Bungum, H., Olesen, O., Pascal, C., Gibbons, S., Lindholm, C., and Vestøl, O.: To what extent is the present seismicity of Norway driven by post-glacial rebound?, *JGS*, 167, 373–384, <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-009>, 2010.
- Burov, E. B. and Diament, M.: The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: what does it really mean?, *J. Geophys. Res.*, 100, 3905–3927, 1995.
- Calais, E., Han, J. Y., DeMets, C., and Nocquet, J.-M.: Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 111, <https://doi.org/10.1029/2005JB004253>, 2006.
- 435 Champagnac, J.-D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C., and Delacou, B.: Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps, *Geology*, 35, 195–198, <https://doi.org/10.1130/G23053A.1>, 2007.
- Chéry, J., Genti, M., and Vernant, P.: Ice cap melting and low-viscosity crustal root explain the narrow geodetic uplift of the Western Alps, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 1–8, <https://doi.org/10.1002/2016GL067821>, 2016.
- 440 Craig, T. J., Calais, E., Fleitout, L., Bollinger, L., and Scotti, O.: Evidence for the release of long-term tectonic strain stored in continental interiors through intraplate earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 1–11, <https://doi.org/10.1002/2016GL069359>, 2016.
- Cushing, E. M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, P., Dervin, P., Guignard, P., and Bove, L.: A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France), *Geophys. J. Int.*, 172, 1163–1178, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03683.x>, 2007.
- 445 Cushing, E. M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, Ph., Dervin, P., Guignard, P., and Bove, L.: A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France), *Geophysical Journal International*, 172, 1163–1178, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03683.x>, 2008.
- D’Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D’Anastasio, E., Mantenuto, S., and Selvaggi, G.: Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors, *J. Geophys. Res.*, 113, B09401, <https://doi.org/10.1029/2008JB005860>, 2008.
- 450 Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., and Burkhard, M.: Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis, *Geophysical Journal International*, 158, 753–774, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02320.x>, 2004.
- Freed, A. M., Herring, T., and Bürgmann, R.: Steady-state laboratory flow laws alone fail to explain postseismic observations, *Earth and Planetary Science Letters*, 300, 1–10, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.005>, 2010.
- 455 Giunchi, C. and Spada, G.: Postglacial rebound in a non-Newtonian spherical Earth, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2065–2068, <https://doi.org/10.1029/2000GL011460>, 2000.
- Grellet, B., Combes, P., Granier, T., and Philip, H.: *Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique*, Société Géologique France, 1993.
- Grollmund, B. and Zoback, M. D.: Did deglaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone?, *Geology*,



460 29, 175–178, 2001.

Hetzl, R. and Hampel, A.: Slip rate variations on normal faults during glacial–interglacial changes in surface loads, *Nature*, 435, 81–84, 2005.

Houlié, N., Woessner, J., Giardini, D., and Rothacher, M.: Lithosphere strain rate and stress field orientations near the Alpine arc in Switzerland, *Sci Rep*, 8, 2018, <https://doi.org/10.1038/s41598-018-20253-z>, 2018.

465 Hyndman, R. D., Currie, C. A., Mazzotti, S., and Frederiksen, A.: Temperature control of continental lithosphere elastic thickness, *Te vs Vs*, *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 539–548, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.023>, 2009.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P. W., and Schlüchter, C.: Chronology of the last glacial cycle in the European Alps, *J. Quaternary Sci.*, 23, 559–573, <https://doi.org/10.1002/jqs.1202>, 2008.

470 Jaeger, J. C. and Cook, N. G. W.: *Fundamentals of Rock Mechanics*, Chapman and Hall., Cambridge University Press, London, 593 pp., 1979.

Johnston, A. C.: Suppression of earthquakes by large continental ice sheets, *Nature*, 330, 467–469, 1987.

Jomard, H., Cushing, E. M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., and Chartier, T.: Transposing an active fault database into a seismic hazard fault model for nuclear facilities – Part 1: Building a database of potentially active faults (BDFa) for metropolitan France, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 17, 1573–1584, <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1573-2017>, 2017.

475 Keiding, M., Kreemer, C., Lindholm, C. D., Gradmann, S., Olesen, O., and Kierulf, H. P.: A comparison of strain rates and seismicity for Fennoscandia: depth dependency of deformation from glacial isostatic adjustment, *Geophysical Journal International*, 202, 1021–1028, <https://doi.org/10.1093/gji/ggv207>, 2015.

King, G. C. P., Stein, R. S., and Lin, J.: Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 935–953, 1994.

480 Klemann, V. and Wolf, D.: Implications of a ductile crustal layer for the deformation caused by the Fennoscandian ice sheet, *Geophys. J. Int.*, 139, 216–226, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00936.x>, 1999.

Kreemer, C., Blewitt, G., and Davis, P. M.: Geodetic evidence for a buoyant mantle plume beneath the Eifel volcanic area, NW Europe, *Geophysical Journal International*, 222, 1316–1332, <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa227>, 2020.

485 Larroque, C., Baize, S., Albaric, J., Jomard, H., Trévisan, J., Godano, M., Cushing, M., Deschamps, A., Sue, C., Delouis, B., Potin, B., Courboux, F., Régnier, M., Rivet, D., Brunel, D., Chèze, J., Martin, X., Maron, C., and Peix, F.: Seismotectonics of southeast France: from the Jura mountains to Corsica, *Comptes Rendus. Géoscience*, 353, 105–151, <https://doi.org/10.5802/crgeos.69>, 2021.

490 Lau, H. C. P., Austermann, J., Holtzman, B. K., Havlin, C., Lloyd, A. J., Book, C., and Hopper, E.: Frequency Dependent Mantle Viscoelasticity via the Complex Viscosity: Cases From Antarctica, *JGR Solid Earth*, 126, <https://doi.org/10.1029/2021JB022622>, 2021.

Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., and Durouchoux, C.: The French seismic CATalogue (FCAT-17), *Bull Earthquake Eng*, 16, 2227–2251, <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0236-1>, 2018.

Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., and Doerflinger, E.: Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe, *Solid Earth*, 10, 1905–1920,



- 495 <https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019>, 2019.
- Mathey, M., Walpersdorf, A., Sue, C., Baize, S., and Deprez, A.: Seismogenic potential of the High Durance Fault constrained by 20 yr of GNSS measurements in the Western European Alps, *Geophysical Journal International*, 222, 2136–2146, <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa292>, 2020.
- 500 Mathey, M., Sue, C., Pagani, C., Baize, S., Walpersdorf, A., Bodin, T., Husson, L., Hannouz, E., and Potin, B.: Present-day geodynamics of the Western Alps: new insights from earthquake mechanisms, *Solid Earth*, 12, 1661–1681, <https://doi.org/10.5194/se-12-1661-2021>, 2021.
- Mazzotti, S., Dragert, H., Hyndman, R. D., and Miller, M. M.: GPS deformation in a region of high crustal seismicity: N. Cascadia forearc, *Earth and Planetary Science Letters*, 198, 41–48, 2002.
- 505 Mazzotti, S., James, T. S., Henton, J. A., and Adams, J.: GPS crustal strain, postglacial rebound, and seismic hazard in eastern North America: The Saint Lawrence valley example, *J. Geophys. Res.*, 110, B11301, <https://doi.org/10.1029/2004JB003590>, 2005.
- Mazzotti, S., Aubagnac, C., Bollinger, L., Coca Oscanoa, K., Delouis, B., Do Paco, D., Doubre, C., Godano, M., Jomard, H., Larroque, C., Laurendeau, A., Masson, F., Sylvander, M., and Trilla, A.: FMHex20: A database of earthquake focal mechanisms in metropolitan France and conterminous Western Europe, *BSGF*, 192, <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020049>, 2021.
- 510
- Mey, J., Scherler, D., Wickert, A. D., Egholm, D. L., Tesauro, M., Schildgen, T. F., and Strecker, M. R.: Glacial isostatic uplift of the European Alps, *Nature Communications*, 7, 1–9, <https://doi.org/10.1038/ncomms13382>, 2016.
- Muir-Wood, R.: Deglaciation Seismotectonics: a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes, *Quaternary Science Reviews*, 1399–1411, 2000.
- 515 Nguyen, H. N., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., and Asensio, E.: 3-D GPS velocity field and its implications on the present-day post-orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees, *Solid Earth*, 7, 1349–1363, <https://doi.org/10.5194/se-7-1349-2016>, 2016.
- Nocquet, J.-M., Calais, E., and Parsons, B.: Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Europe, *Geophysical Research Letters*, 32, <https://doi.org/10.1029/2004GL022174>, 2005.
- 520 Nocquet, J.-M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., Chéry, J., and van der Beek, P. A.: Present-day uplift of the western Alps, *Scientific Reports*, 6, <https://doi.org/10.1038/srep28404>, 2016.
- Peltier, W. R. and Andrews, J. T.: Glacial Isostatic Adjustment I- the Forward Problem, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 46, 605–646, 1976.
- 525 Peltier, W. R., Wu, P. P.-C., Argus, D. F., Li, T., and Velay-Vitow, J.: Glacial isostatic adjustment: physical models and observational constraints, *Rep. Prog. Phys.*, 85, 096801, <https://doi.org/10.1088/1361-6633/ac805b>, 2022.
- Qiu, Q., Moore, J. D. P., Barbot, S., Feng, L., and Hill, E. M.: Transient rheology of the Sumatran mantle wedge revealed by a decade of great earthquakes, *Nat Commun*, 9, 995, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03298-6>, 2018.
- Quinlan, G.: Postglacial rebound and the focal mechanisms of eastern Canadian earthquakes, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 1018–1023, <https://doi.org/10.1139/e84-106>, 1984.
- 530



- Rabin, M., Sue, C., Walpersdorf, A., Sakic, P., Albaric, J., and Fores, B.: Present-Day Deformations of the Jura Arc Inferred by GPS Surveying and Earthquake Focal Mechanisms, *Tectonics*, 37, 3782–3804, <https://doi.org/10.1029/2018TC005047>, 2018.
- 535 Sánchez, L., Völksen, C., Sokolov, A., Arenz, H., and Seitz, F.: Present-day surface deformation of the Alpine Region inferred from geodetic techniques, *Earth System Science Data*, 10, 1503–1526, <https://doi.org/10.5194/essd-10-1503-2018>, 2018.
- Spada, G., Barletta, V. R., Klemann, V., Riva, R. E. M., Martinec, Z., Gasperini, P., Lund, B., Wolf, D., Vermeersen, L. L. A., and King, M. A.: A benchmark study for glacial isostatic adjustment codes, *Geophys. J. Int.*, 185, 106–132, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04952.x>, 2011.
- 540 Steffen, H., Kaufmann, G., and Wu, P.: Three-dimensional finite-element modeling of the glacial isostatic adjustment in Fennoscandia, *Earth and Planetary Science Letters*, 250, 358–375, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.003>, 2006.
- Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., and Eaton, D. W.: Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle, *Tectonics*, 33, 1461–1476, <https://doi.org/10.1002/2013TC003450>, 2014.
- 545 Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., and Eaton, D. W.: Reply to comment by Hampel et al. on “Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle,” *Tectonics*, 34, 2359–2366, <https://doi.org/10.1002/2015TC003992>, 2015.
- Steffen, R., Wu, P., and Lund, B.: Geomechanics of Glacially Triggered Faulting, in: *Glacially-Triggered Faulting*, edited by: Steffen, H., Olesen, O., and Sutinen, R., Cambridge University Press, 20–40, <https://doi.org/10.1017/9781108779906.004>, 2021.
- 550 Stephansson, O.: Ridge push and glacial rebound as rock stress generators in Fennoscandia, *Bull. Geol. Inst. U. Uppsala*, 14, 39–48, 1988.
- Sternaï, P., Sue, C., Husson, L., Serpelloni, E., Becker, T. W., Willett, S. D., Faccenna, C., Di Giulio, A., Spada, G., Jolivet, L., Valla, P., Petit, C., Nocquet, J.-M., Walpersdorf, A., and Castelltort, S.: Present-day uplift of the European Alps: Evaluating mechanisms and models of their relative contributions, *Earth-Science Reviews*, 190, 589–604, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.005>, 2019.
- 555 Stewart, I. S., Sauber, J., and Rose, J.: Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity, *Quaternary Science Reviews*, 19, 1367–1389, [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00094-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00094-9), 2000.
- Stocchi, P., Spada, G., and Cianetti, S.: Isostatic rebound following the Alpine deglaciation: impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region, *Geophysical Journal International*, 162, 137–147, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02653.x>, 2005.
- 560 Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A. A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M. B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R. M. W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J. M., Scotti, O., Živčić, M., Albini, P., Batllo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D., and Giardini, D.: The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899, *J Seismol*, 17, 523–544, <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9335-2>, 2013.
- 565 Sue, C. and Tricart, P.: Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps, *E-Periodica*, 1999.
- Sue, C. and Tricart, P.: Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: A major evolution of the late alpine



- tectonics, *Tectonics*, 22, <https://doi.org/10.1029/2002TC001426>, 2003.
- 570 Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., and Tricart, P.: Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104, 25611–25622, <https://doi.org/10.1029/1999JB900249>, 1999.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J. D., and Burkhard, M.: Quantification of the seismic strain in the western Alps, 10241, 2003.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., and Burkhard, M.: Aseismic deformation in the Alps: GPS vs. seismic strain quantification, *Terra Nova*, 19, 182–188, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00732.x>, 2007.
- 575 Tarayoun, A., Mazzotti, S., Craymer, M. R., and Henton, J. A.: Structural Inheritance Control on Intraplate Present-Day Deformation: GPS Strain Rate Variations in the Saint Lawrence Valley, Eastern Canada, *J. Geophys. Res.*, 123, 7004–7020, <https://doi.org/10.1029/2017JB015417>, 2018.
- Tesauro, M., Kaban, M. K., and Cloetingh, S. A. P. L.: How rigid is Europe’s lithosphere?, *Geophysical Research Letters*, 36, <https://doi.org/10.1029/2009GL039229>, 2009.
- 580 Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., and Gamond, J.-F.: The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps, *Geophysical Journal International*, 155, 174–192, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02033.x>, 2003.
- Turcotte, D. L. and Schubert, G.: *Geodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1 pp., 2002.
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., and Rigo, A.: Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges, *Geology*, 41, 467–470, <https://doi.org/10.1130/G33942.1>, 2013.
- van der Wal, W., Barnhoorn, A., Stocchi, P., Gradmann, S., Wu, P., Drury, M., and Vermeersen, B.: Glacial isostatic adjustment model with composite 3-D Earth rheology for Fennoscandia, *Geophysical Journal International*, 194, 61–77, <https://doi.org/10.1093/gji/ggt099>, 2013.
- 590 Walpersdorf, A., Sue, C., Baize, S., Cotte, N., Bascou, P., Beauval, C., Collard, P., Daniel, G., Dyer, H., Grasso, J. R., Hautecoeur, O., Helmstetter, A., Hok, S., Langlais, M., Ménard, G., Mousavi, Z., Ponton, F., Rizza, M., Rolland, L., Souami, D., Thirard, L., Vaudey, P., Voisin, C., and Martinod, J.: Coherence between geodetic and seismic deformation in a context of slow tectonic activity (SW Alps, France), *J. Geodyn.*, 85, 58–65, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.02.001>, 2015.
- Walpersdorf, A., Pinget, L., Vernant, P., Sue, C., Deprez, A., and the RENAG team: Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms?, *Tectonics*, 91, 937, <https://doi.org/10.1029/96JB03860>, 2018.
- 595 Wang, K.: Stress–strain ‘paradox’, plate coupling, and forearc seismicity at the Cascadia and Nankai subduction zones, *Tectonophysics*, 319, 321–338, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00301-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00301-7), 2000.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F.: Generic Mapping Tools: Improved Version Released, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94, 409–410, <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>, 2013.
- 600 Wickert, A. D.: Open-source modular solutions for flexural isostasy: gFlex v1.0, *Geosci. Model Dev.*, 9, 997–1017, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-997-2016>, 2016.
- Wu, P.: Viscoelastic versus viscous deformation and the advection of pre-stress, *Geophysical Journal International*, 108, 136–142, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00844.x>, 1992.

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-538>

Preprint. Discussion started: 19 April 2023

© Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



Wu, P.: Effects of lateral variations in lithospheric thickness and mantle viscosity on glacially induced surface motion in Laurentia, *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 549–563, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.038>, 2005.

- 605 Wu, P. and Mazzotti, S.: Effects of a lithospheric weak zone on postglacial seismotectonics in eastern Canada and the northeastern United States, *Geol. Soc. Amer. - Special Papers*, 425, 113–128, [https://doi.org/10.1130/2007.2425\(09\)](https://doi.org/10.1130/2007.2425(09)), 2007.
- Wu, P., Johnston, P., and Lambeck, K.: Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia, *Geophys. J. Int.*, 139, 657–670, 1999.

# Supplementary Material

Correspondence to: Juliette Grosset (juliette.grosset@umontpellier.fr)

## 1 Filtered GNSS strain rates

GNSS velocities from (Masson et al., 2019) are filtered spatially to derive velocity and horizontal strain rate fields on a regular grid (0.5 x 0.5 degrees) using the method described in (Masson et al., 2019; Mazzotti et al., 2011). At each grid point  $g$ , weighted average velocity vector  $V_g$  and strain rate tensor  $\dot{\epsilon}_g$  are computed by applying a Gaussian weighting function  $G_n$  to the GNSS velocities  $V_n$  (also weighted according to standard errors  $\sigma_n$ ):

$$V_{gi} = \frac{\left( \sum_{n=1}^N \frac{G_n}{\sigma_{ni}^2} V_{ni} \right)}{W_i} \quad (1)$$

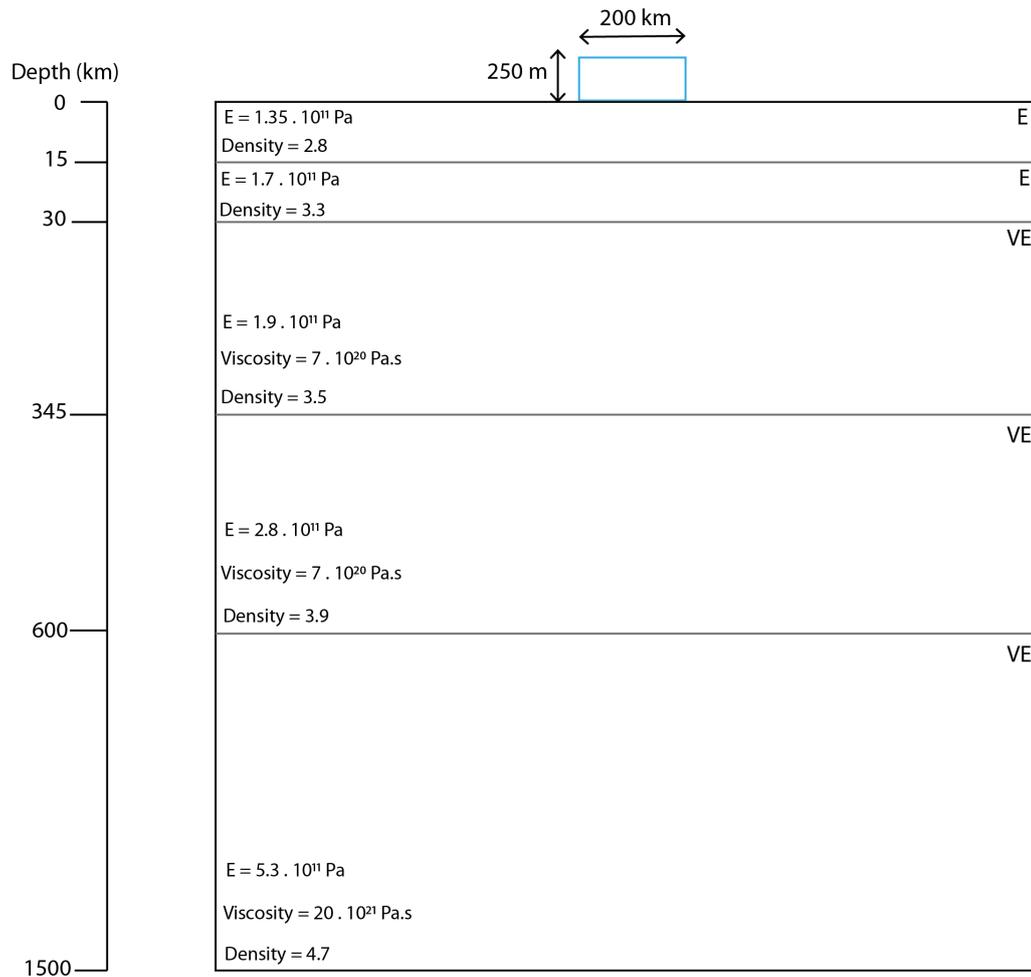
$$\dot{\epsilon}_{gij} = \frac{\log(2)}{r_g^2} \left[ \begin{aligned} & \left[ \frac{\left( \sum_{n=1}^N -\Delta_{nj} \frac{G_n}{\sigma_{ni}^2} V_{ni} \right)}{W_i} - \left( \sum_{n=1}^N -\Delta_{nj} \frac{G_n}{\sigma_{ni}^2} \right) \frac{V_{gj}}{W_j} \right] \\ & + \left[ \frac{\left( \sum_{n=1}^N -\Delta_{ni} \frac{G_n}{\sigma_{nj}^2} V_{nj} \right)}{W_j} - \left( \sum_{n=1}^N -\Delta_{ni} \frac{G_n}{\sigma_{nj}^2} \right) \frac{V_{gi}}{W_i} \right] \end{aligned} \right] \quad (2)$$

$$G_n = e^{-\log(2) \frac{\Delta_n^2}{r_g^2}} \quad (3)$$

$$W_i = \sum_{n=1}^N \frac{G_n}{\sigma_{ni}^2} \quad (4)$$

where  $N$  is the total number of GNSS velocities,  $i$  and  $j$  are velocity components (North, East, or Up),  $r_g$  is the Gaussian filtering half-width, and  $\Delta_n$  is the distance between the computation grid point and the GNSS velocity site  $n$ . The impact of



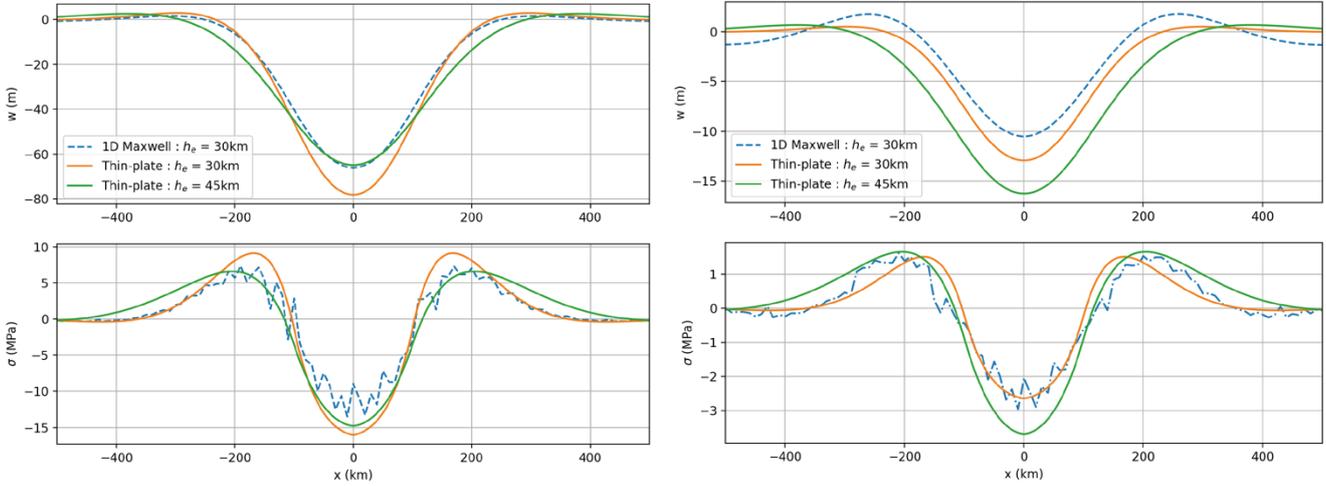


35 **Figure S2 Finite element “1D Maxwell” GIA model setup.** Mantle layers (30–1500 km depth) follow a Maxwell-body rheology. Model boundary conditions: Base = hydrostatic restoration; vertical sides = no horizontal slip, no vertical slip; surface = free slip.

Surface predictions (displacement and horizontal stress) of the two types of models are compared in Figure S3 at the glacial maximum and 20 kyr after. Both model types predict a typical flexural response at their surface: subsidence and compression below the ice load, uplift and tension in the lateral forebulges. The “1D Maxwell” model deviates from the analytical thin-plate solution, with an overall tighter flexural shape associated with smaller displacement and stress amplitudes. For the same elastic plate thickness (30 km), the differences between the “1D Maxwell” and “thin-plate” model predictions are ca. 0–10 m in flexure and 0 and ca. 0–3 MPa in horizontal stress. In relative terms, these differences can reach up to 100% of the prediction amplitudes (i.e., factor of 2).

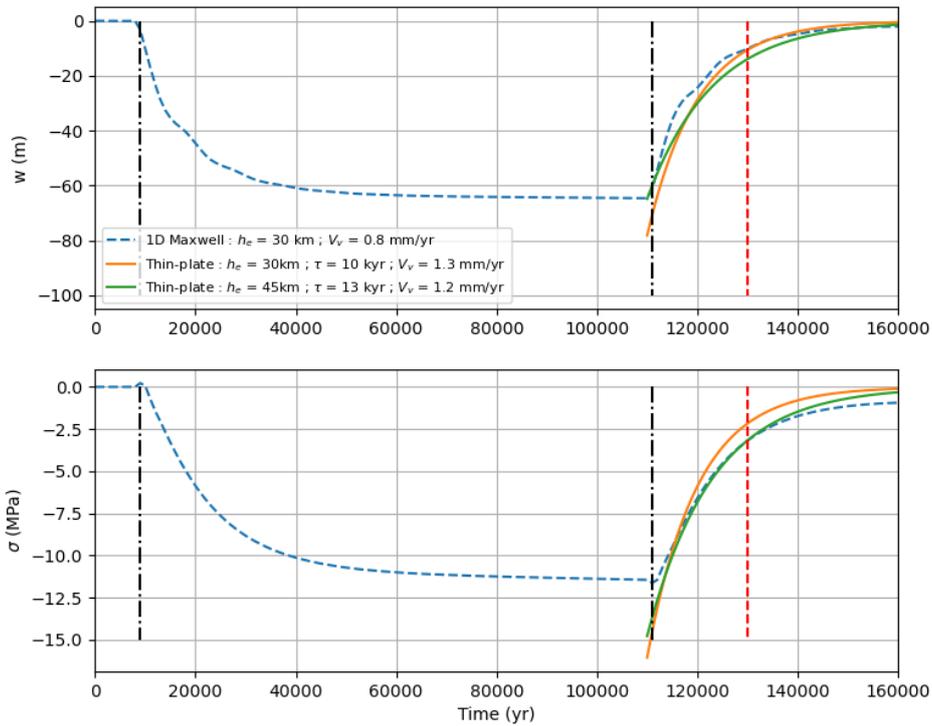
As expected for a multi-layer Maxwell-body model, the surface flexural response of the “1D Maxwell” model shows an equivalent flexural wavelength that changes with time (cf. forebulge extension stress ca. 170 km at glacial maximum vs. 210

km after 20 kyr, Fig. S3). This variation remains very small (a few 10s km) in our test due to the relatively small size of the Alpine icecap and its negligible impact on the deep mantle layers.



**Figure S3. “1D Maxwell” vs. “thin-plate” model predictions.** Top row: surface flexure (vertical displacement). Bottom layer: surface horizontal stress. Left column: at glacial maximum. Right column: 20 kyr after glacial maximum.

In Figure S4, we compare the temporal evolution of the surface flexure and stress at the center of the model (center of the ice load). The thin-plate model only represents the post deglaciation phase (assumed to occur instantaneously at the glacial maximum in this case). As mentioned above, at the glacial maximum (110 kyr) the “1D Maxwell” model predictions are ca. 15–20% smaller than those of the “thin-plate” model (for the same elastic thickness of 30 km). This results from the damping effect of the viscous mantle (which is not considered in the “thin-plate” model), even though the mantle is almost fully relaxed following the 100 kyr of ice loading (Fig. S4). These differences vary in sign and amplitude after the deglaciation but remain within less than 10 m and 2 MPa. If we consider the situation 20 kyr after the glacial maximum (i.e., roughly present-day for the Western Alps LGM, cf. text), the “1D Maxwell” and “thin-plate” model predictions are similar in flexure (within a few meters), in vertical uplift rates (0.8 vs. 1.3 mm/yr), and in horizontal stress (within 1 MPa).



60

**Figure S4. Temporal evolution of “1D Maxwell” vs. “thin-plate” model predictions at the center of the ice load.** Top: surface flexure (vertical displacement). Bottom: surface horizontal stress. Vertical black dashed lines indicate the onset and termination of the ice load. The vertical red dashed line indicates 20 kyr post glacial maximum. Glaciation and deglaciation last 2 kyr in the “1D Maxwell” model and are instantaneous in the “thin-plate” model.

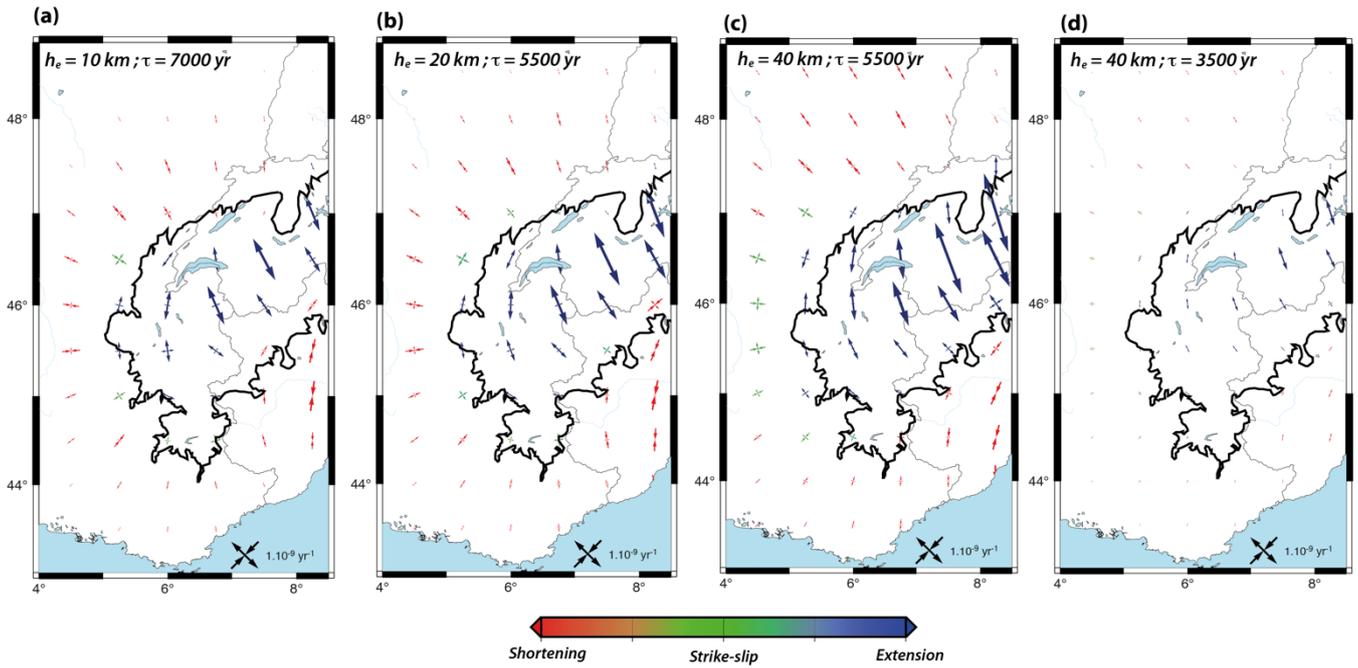
65

Overall, these tests illustrate the similarities in the response of a simple “thin-plate” model with that of a more detailed “1D Maxwell” model in the case of a small icecap load, with differences limited to a few m in flexure and a few MPa in horizontal stress, reaching a factor of two in amplitude in the most extreme cases.

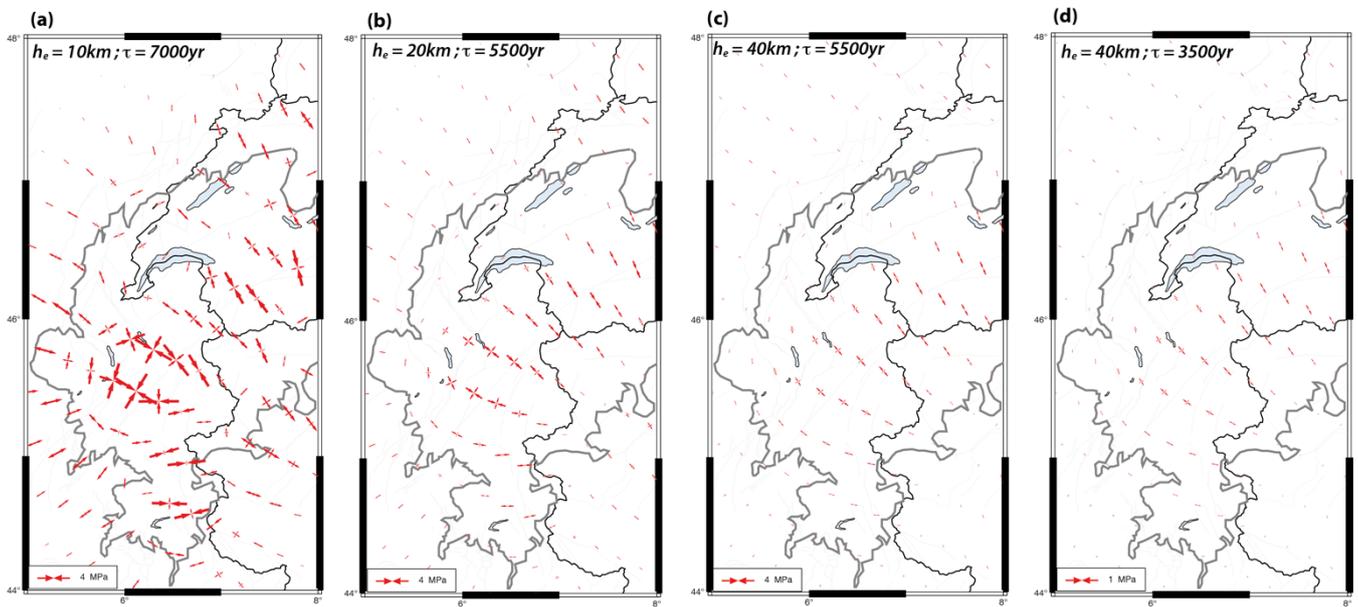
### 3 GIA strain rates and stresses

Figures S5 and S6 illustrate the GIA present-day horizontal strain rate and stress fields for different model parameterizations.

70



**Figure S5.** Filtered GIA present-day strain rate fields computed for four model parameter sets. Predictions for GIA model (a)  $h_e = 10 \text{ km}$ ,  $\tau = 7000 \text{ yr}$ , (b)  $h_e = 20 \text{ km}$ ,  $\tau = 5500 \text{ yr}$ , (c)  $h_e = 40 \text{ km}$ ,  $\tau = 5500 \text{ yr}$ , and (d)  $h_e = 40 \text{ km}$ ,  $\tau = 3500 \text{ yr}$ . Strain rate tensors are color-coded by deformation style. Black line is Last Glacial Maximum ice extension (Mey et al., 2016).



**Figure S6.** Filtered GIA present-day stress fields computed for four model parameter sets. Predictions for GIA model (a)  $h_e = 10 \text{ km}$ ,  $\tau = 7000 \text{ yr}$ , (b)  $h_e = 20 \text{ km}$ ,  $\tau = 5500 \text{ yr}$ , (c)  $h_e = 40 \text{ km}$ ,  $\tau = 5500 \text{ yr}$ , and (d)  $h_e = 40 \text{ km}$ ,  $\tau = 3500 \text{ yr}$ . Black line is Last Glacial Maximum ice extension (Mey et al., 2016).

80 **References**

Chéry, J. and Hassani, R.: ADELI: A 2d/3d finite element software for thermo-mechanical modeling of geological deformation, 2005.

85 Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., and Doerflinger, E.: Extracting small deformation beyond individual station precision from dense GNSS networks in France and Western Europe, *Solid Earth*, 10, 1905–1920, <https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019>, 2019.

Mazzotti, S., Leonard, L. J., Cassidy, J. F., Rogers, G. C., and Halchuk, S.: Seismic hazard in western Canada from GPS strain rates versus earthquake catalog, *J. Geophys. Res.*, 116, B12310, <https://doi.org/10.1029/2011JB008213>, 2011.

Mey, J., Scherler, D., Wickert, A. D., Egholm, D. L., Tesauro, M., Schildgen, T. F., and Strecker, M. R.: Glacial isostatic uplift of the European Alps, *Nature Communications*, 7, 1–9, <https://doi.org/10.1038/ncomms13382>, 2016.

90 Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., and Eaton, D. W.: Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle, *Tectonics*, 33, 1461–1476, <https://doi.org/10.1002/2013TC003450>, 2014.



# Remerciements

Comme beaucoup de doctorants, j'écris ces remerciements dans la nuit, quelques heures avant de rendre ma thèse. Surement parce qu'on repousse ce qui nous fait le plus peur.

Pour commencer, je voudrais remercier toutes les personnes sans qui cette thèse n'aurait même pas pu débuter. Dans ce cadre, je me dois de commencer par mes directeurs de thèses, Stéphane Mazzotti et Philippe Vernant. Stéphane, merci d'avoir pris le temps, d'avoir persévéré à me faire progresser, même dans les moments désespérés. Philippe, merci de me suivre (ou de me tracter plutôt) depuis le Master 1, merci pour tous ces moments enrichissants. À tous les deux, merci d'avoir répondu présent. Merci d'avoir parié sur moi à un moment où je ne l'aurais pas fait moi-même.

Je remercie les membres du projet SIGMA2, et bien sûr particulièrement Kevin Manchuel, pour nous avoir fait confiance en nous laissant assez de liberté, et d'avoir permis à ce projet de thèse d'exister. Merci également à Pierre Arroucau et à toute l'équipe aléa sismique d'EDF.

Merci également à Geosciences Montpellier, et spécialement à Benoit Ildefonse, pour m'avoir accueilli et intégré dans le laboratoire, ainsi qu'à toute l'équipe IGS. J'en profite aussi pour remercier Jean Chéry, qui m'a accompagné depuis le Master, et qui a surtout eu la patience de supporter mes interruptions inopinées à de (très) nombreuses reprises. Un grand merci également à Christine Masson, pour m'avoir tout de suite intégré et pour m'avoir accompagné sur tout le début de ma thèse. Tes conseils m'ont accompagnés et inspirés tout au long de ces années.

Je souhaite particulièrement remercier les stagiaires avec qui j'ai eu la chance de travailler : Manon Gamelin, Maureen Llinares et Xavier Vergeron. Ce fut à la fois formateur et passionnant de partager ces expériences d'encadrement avec vous, et je suis très fière de ce que vous avez

accompli.

Merci également à toutes les personnes avec qui j'ai pu partager mon bureau, Adeline, Gaël, Samantha, Buchanan (et à tous les autres de passage). Xavier, tu fais parties des deux précédentes catégories, merci à toi pour ça, et pour m'avoir suggéré que je n'étais pas responsable de ma fainéantise. Grace à toi, je suis moins dissipée (6P), mais tu as sûrement sauvé mon manuscrit.

Merci à Thierry d'avoir partagé mes pauses, et à Anda d'avoir écouté mes peines (et réciproquement). Le café n'aura pas le même goût sans vous deux. Je tiens également à remercier Oswald pour les discussions enrichissantes (et compliquées) (mais surtout enrichissantes). Adrien, merci pour tout ce que tu m'as apporté pendant ma thèse, et merci pour tous ces moments passionnants. Merci à tous ceux dont j'ai pu croiser la route au cours de cette thèse : Gaëtan, Margaux, Arthur, Lise, Lény, Sarah, Laurine, Isa et bien d'autres, vous avez tous contribué, chacun à votre façon, à rendre ces années plus agréables.

Merci à tous les copains qui m'ont soutenu dans ce projet : Taïs, Cyprien, Solène, Jérémie, Beber, Giulia, Alexandre M, et tous les autres. J'adresse une mention particulière à Léa pour m'avoir supportée et avoir été la meilleure des colocataires. Je me rends compte de la chance que j'ai d'être entourée. Merci également à Océane, pour m'accompagner autant dans ma vie scientifique que pour ton écoute et ta bienveillance. Et évidemment, merci à tous les membres du projet ST1, pour votre énergie et votre soutien sans faille, j'espère naviguer encore longtemps à vos côtés.

Et enfin, pour finir, je remercie toute ma famille, qui m'ont soutenu moralement (et financièrement) tout au long de cette aventure. Merci à mes parents qui ont pris beaucoup trop de leurs temps pour corriger cette thèse (pardon si je n'ai pas pu tout prendre en compte, pardon pour les trop nombreuses fautes d'orthographe, promis je vais essayer de faire mieux). Merci à Lucas de m'avoir aidé sur de nombreux aspects, et à Lina de m'inspirer tous les jours. Manou, je te remercie, sans toi je n'en serais pas là. Lucas t'a dédié sa thèse, moi j'ai juste pu honorer ma promesse. Merci de m'avoir fait persévérer, même depuis si loin.

Et surtout, Merci à toute ma famille de chez Émile, merci de rendre ma vie plus belle tous les jours, et de m'ouvrir les yeux sur la beauté des choses simples quand le reste est trop complexe. Merci de me faire vivre les moments. Pour tout ça et pour bien plus, merci Gaëtan.

J'arrive au bout de ces remerciements, mais j'en remercie encore beaucoup d'autres en pensée, que je n'ai pas pu écrire dans ces lignes. Je peux maintenant dire en connaissance de cause que c'est l'une des parties les plus dures à écrire. Écrire ses remerciements, c'est mettre un point à sa thèse, c'est fermer ces 4 années faites de bons et de mauvais souvenirs, mais toujours de souvenirs intenses.