



HAL
open science

Lithospheric faults rheology : toward a geological and mechanical understanding of the seismic-to-aseismic transition zone

Maxime Bernaudin

► To cite this version:

Maxime Bernaudin. Lithospheric faults rheology : toward a geological and mechanical understanding of the seismic-to-aseismic transition zone. Earth Sciences. Université Montpellier, 2017. English. NNT : 2017MONTT145 . tel-01726747

HAL Id: tel-01726747

<https://theses.hal.science/tel-01726747>

Submitted on 8 Mar 2018

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 Géosciences

École doctorale GAIA – Biodiversité, Agriculture, Alimentation, Environnement, Terre, Eau

Unité de recherche Géosciences Montpellier - UMR 5243

Rhéologie des failles lithosphériques : vers une compréhension géologique et mécanique de la zone de transition sismique-asismique

Présentée par Maxime BERNAUDIN
Le 17 Novembre 2017

Sous la direction de Frédéric GUEYDAN

Devant le jury composé de

M. Frédéric GUEYDAN, Professeur, Géosciences Montpellier

M. Taras GERYA, Professor, ETH Zürich

M. Onno ONCKEN, Professor, GFZ Helmholtz Centre Postdam

Mme Anne SOCQUET, Physicienne des Observatoires, ISTerre

M. Pascal AUDET, Associate Professor, Université d'Ottawa

M. Stéphane MAZZOTTI, Professeur, Géosciences Montpellier

M. Stéphane MAZZOTTI, Professeur, Géosciences Montpellier

Directeur de thèse

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

Président du jury



UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER

Résumé

Ces vingt dernières années, le développement de réseaux haute résolution sismologiques et géodésiques denses a permis la découverte de nouveaux signaux géophysiques parmi lesquels on trouve les trémors non-volcaniques (*Non-Volcanic Tremor*, NVT, Obara, 2002) et les glissements lents épisodiques (*Slow Slip Event*, SSE, Dragert et al., 2001). La combinaison de NVT et de SSE est communément observée le long des frontières de plaques, entre la zone sismogénique bloquée à faible profondeur et la zone en fluage ductile à plus grande profondeur (Dragert et al., 2004). Cette association définit des glissements et trémors épisodiques (*Episodic Tremor and Slip*, ETS), systématiquement associés à des surpressions de fluides et à des conditions proches de la rupture. Dans cette thèse, nous proposons de combiner une étude microstructurale de roches exhumées avec une approche par modélisation numérique afin de reproduire et de mieux comprendre la mécanique des glissements et trémors épisodiques.

Nous nous sommes concentrés sur des roches continentales provenant de la Zone de Cisaillement Est du Tende (Corse, France), correspondant à une zone de cisaillement Alpine kilométrique ayant enregistré une déformation HP/BT lors de son enfouissement (10 kb / 400-450°C, Gueydan et al., 2003). Ces conditions pression-température sont cohérentes avec la localisation des ETS dans les zones de subduction. Les analyses microstructurales et EBSD de ces roches mettent en évidence des localisations de la déformation le long de zones de cisaillement centimétriques contrôlées par une rhéologie dépendante de la taille des grains. La microfracturation de la phase dure (ici du feldspath) et le colmatage de ces microfractures correspondent, respectivement, à des processus de réduction et d'augmentation de la taille des grains.

La plupart des récentes modélisations des ETS sont basées sur une loi frictionnelle dite *rate-and-state*, associant les SSE et les NVT à un cisaillement sur un plan. Contrairement à ces modèles, nous souhaitons modéliser l'ensemble de la roche (et non pas uniquement un plan) avec une rhéologie ductile dépendante de la taille des grains directement guidée par nos observations microstructurales (avec microfracturation et colmatage). Nous faisons l'hypothèse que les SSE résultent

d'une localisation ductile de la déformation et non d'un glissement sur des fractures. Durant la localisation de la déformation, le pompage des fluides peut déclencher une fracturation de la roche par surpression de fluide, ce qui pourrait être la signature des NVT. Le modèle numérique 1D présenté ici nous permettra de valider ces hypothèses. En utilisant la loi de Darcy, notre approche nous permet également de prédire les variations de la pression de pore en fonction des variations de la porosité/perméabilité et du pompage des fluides.

Nos résultats numériques montrent que l'évolution dynamique des microstructures, dépendante des fluides, définit des cycles de localisation ductile de la déformation liés aux augmentations de la pression de fluide. Notre modèle démontre que la disponibilité des fluides et l'efficacité du pompage des fluides contrôlent l'occurrence des ETS. Nous prédisons également les conditions pression-température nécessaires au déclenchement des ETS : 400-500°C et 30-50 km de profondeur en subduction, et ~500°C et 15-30 km de profondeur le long des zones en décrochement. Ces conditions PT sont cohérentes avec les exemples naturels. Aussi théorique soit-il, notre modèle mécanique s'appuyant sur des observations de terrain décrit correctement la relation entre surpressions de fluides, rhéologie dépendant de la taille des grains et le déclenchement des ETS. Des travaux restent à entreprendre avec notamment la comparaison directe de nos résultats avec des données géophysiques (GPS) ou bien l'introduction d'un nouvel assemblage minéralogique mafique pour prendre en compte des minéralogies océaniques.

Abstract

These last twenty years, the development of dense and highly sensitive seismologic and geodetic networks permits the discovery of new geophysical signals named non-volcanic tremor (Obara, 2002) and slow slip events (Dragert et al., 2001). The combination of non-volcanic tremor and transient slow slip is commonly observed at plate interface, between locked/seismogenic zone at low depths and stable/ductile creep zone at greater depths (Dragert et al., 2004). This association defines episodic tremor and slip, systematically highlighted by over-pressurised fluids and near failure shear stress conditions. In this thesis we propose to combine a microstructural analysis of exhumed rocks with a modeling approach in order to accurately reproduce and understand the physics of episodic tremor and slip.

We focus on continental rocks from the East Tenda Shear Zone (Corsica, France), a kilometer-wide localized Alpine shear zone that record HP/LT deformation (10kb / 400-450°C, Gueydan et al., 2003). Such pressure-temperature conditions are consistent with the location of episodic tremor and slip in subduction zone. Microstructural and EBSD analyses on these rocks describe a pattern of strain localisation in centimeter-scale shear zones guiding by a grain size-sensitive creep. Microfracturing of the strong phase (feldspar here) and the sealing of these microfractures act, respectively, as grain size decrease and grain size increase processes.

Most of recent modeling approaches of episodic tremor and slip are based on the rate-and-state variable friction law, describing slow slip event and non-volcanic tremor as slow shear slip on a plane. In contrast with such models, we propose to model the entire rock volume, with a ductile grain size-sensitive rheology guided by our microstructural observations (e.g. microfracturing and sealing as grain size variation processes). We hypothesise that slow slip events may result from ductile strain localisation and not transient slip on fractures. Fluid pumping during strain localisation may trigger whole rock fracturing at near lithostatic conditions that can be the signature of non-volcanic tremor. The 1D numerical model presented here will allow us to validate these assumptions.

We also can predict pore fluid pressure variations as a function of changes in porosity/permeability and strain rate-dependent fluid pumping following the Darcy's law. The fluid-enhanced dynamic evolution of microstructure defines cycles of ductile strain localisation related to the increase in pore fluid pressure. We show that slow slip events can be ductile processes related to transient strain localisation, while non-volcanic tremor can correspond to fracturing of the whole rock at peak of pore fluid pressure. Our model shows that the availability of fluids and the efficiency of fluid pumping control the occurrence of episodic tremor and slip. We also well predict the temperature and depth ranges of episodic tremor and slip: 400-500°C and 30-50 km in subduction zones and ~500°C and 15-30 km in strike-slip settings, consistent with natural examples.

As theoretical as it is, our field-guided mechanical model well describe, at first order, the relation between high pore fluid pressure, grain size-sensitive rheology and episodic tremor and slip. Some efforts remain to be done like a real fit of geophysical data (GPS) or the introduction of the new mineralogical assemblage such as mafic rocks to reproduce oceanic environment.

Remerciements

Acknowledgements

I would like first thanking Taras Gerya and Onno Oncken that have accepted to review this thesis work as well as all the members of my dissertation committee to taking the time to assess this dissertation. I apologise to them for continue these acknowledgements in French.

Une thèse, trois années de recherche, c'est avant tout une aventure humaine qui se vit au travers de collaborations scientifiques.

Je tiens donc particulièrement à te remercier, Frédéric Gueydan, d'avoir été mon directeur de thèse durant cette aventure. On peut le dire maintenant, sans ton indéfectible soutien ce projet de recherche n'aurait pu aboutir. Démarrée il y a maintenant cinq ans lors d'un stage de recherche de Master 1 sur l'interaction fluide-roche, notre collaboration n'aura cessé de m'épanouir. Je te remercie d'avoir cru en moi à cette époque, et de m'avoir donné l'opportunité de construire à tes côtés ce projet de recherche qui nous tient à cœur. Un brin différent, tu auras pour moi démontré ce que doit être un directeur de thèse, un subtil mélange d'encadrement scientifique, de motivation et de confiance partagée. À l'issue de ces trois années, je peux maintenant dire que je ne regrette pas de t'avoir choisi comme directeur de thèse.

Vient ensuite Emilien Olliot, avec qui j'ai partagé mon unique mission de terrain propre à ma thèse. Je te remercie de m'avoir guidé du Cap Corse au massif du Tende pour me faire découvrir les joies du travail de terrain. Tu auras su me transmettre ta passion pour la géologie de terrain et ton indéfectible soif de compréhension, et pour cela je te tire mon chapeau. Je n'oublierais pas ces moments de débriefing le soir, où les idées s'échangeaient aussi vite que nos goûts musicaux. Enfin je tiens à te remercier tout particulièrement pour le temps que tu as passé à me prodiguer tes conseils, que ce soit pour mes cours, devant un échantillon, à l'atelier de litho-préparation ou devant l'EBS.

Cette aventure de trois ans à Géosciences Montpellier, je ne l'aurais peut être pas vécue sans une certaine journée de Juin 2013. Ce jour là, moi le petit M1 faisait face à Frédéric, Rodolphe Cattin et Stéphane Mazzotti. Lors de cette réunion, vous me donnâtes l'opportunité de réaliser mon stage de Master 2 avec Jean-Philippe Avouac au Caltech. Sachez que la confiance que vous m'avez accordée ce jour là vibre encore en moi aujourd'hui. Et pour cela je tenais à vous remercier tous les trois. Rodolphe et Stéphane, je

tiens également à vous remercier pour toutes ces discussions que nous avons eues de l'AGU 2015 à l'EGU 2017, pour les débats scientifiques qu'elles ont apportés aussi bien que pour les réflexions humaines qu'elles ont suscitées.

Je tiens à remercier tout particulièrement Jean-Philippe Avouac. Sans même me connaître, tu m'auras fait confiance et m'auras fait découvrir ta vision de la recherche, un mélange de science, d'innovation, de création mais toujours avec une pointe de perfectionnisme. Notre collaboration en Master 2 m'a fait grandir, scientifiquement bien sûr mais également en terme de confiance en soi et de vision de la recherche. Je te remercie également pour les nombreuses discussions que nous avons pu avoir pendant ma thèse, elles ont toujours été d'une grande aide et d'une justesse à toute épreuve. Pour tout cela, merci.

Une pensée particulière à Fabrice Barou, collègue de Bureau de GM, mais avant tout formidable maître de l'EBSD. Fabrice, je tiens à te remercier pour ton aide ô combien précieuse dans l'utilisation de l'EBSD et dans le traitement qui en suit. Tu as toujours été disponible et ce fut un plaisir de travailler à tes côtés. Un grand merci également à Christophe Nevado et Doriane Delmas pour leur travail toujours aussi précis à l'atelier de litho-préparation.

Un énorme merci à l'équipe Dynamique de la Lithosphère, qui fait office de famille scientifique dans ce grand laboratoire qu'est GM. Merci pour ces discussions pendant les séminaires, pour ces sorties d'équipe sous le signe de la bonne humeur, pour votre aide aux doctorants et pour vos messages d'encouragement dans la dernière ligne droite.

Enfin je tenais à remercier tous les membres de GM avec qui j'ai pu interagir pendant ces trois années et qui m'ont fait me sentir chez moi. Un grand merci notamment à Anne D., Anne S., Frank, José, Dominique, Hélène, Bernadette, Stéphane A. et Fabrice, Stéphane V. et toute l'équipe de la gestion de GM sans qui la vie de thésard ne serait pas aussi simple.

Une pensée pour l'équipe enseignante de l'UPPA (2009-2012) pour m'avoir donné le goût de la recherche dès ma licence, notamment Daniel Brito et ses cours de physique du globe et de modélisation numérique.

Une thèse, trois années de recherche, c'est avant tout une aventure humaine, remplie de rencontres, de trouvailles, d'amitié et bien plus encore. Alors un grand merci à vous tous, thésards, docteurs, post-docs et amis qui avez embelli chacune de mes journées au laboratoire. Dans le désordre (mais les plus vieux d'abord quand même) : Antoine, Yannick, Gianluca, Lucie, Fatna, Cyprien, Laure, Anaïs, Maria, René, Nathalie, Manon G., Jim, Benjamin, Romain, Manon D., Cecilia, Guénolé, Arianna, Barbara, Robin, Sven, Samuel,

Olivier, Audrey, Loïs, Anita, Carlotta, Sofia, Sarah, Séverine, Alizia, Elenora, Enora, Maxime C., Manuel, Manar, Agathe, Alexandre, Justine, Oswald, Thimothée, Anneka, Maxime H. Pardonnez-moi si j'ai oublié quelqu'un, ce n'est en aucun cas volontaire.

Mathilde, Florian, Nicolas M., Cyril, Nicolas S., que ce soit depuis 14, 8 ou 5 ans, vous avez toujours été là dans les bons comme dans les mauvais moment. J'ai toujours pu compter sur vous et nos retrouvailles ont toujours été mémorables. Je vous remercie pour tout cela et j'espère maintenir cette amitié aussi longtemps que possible. Une pensée particulière à toi Mathilde, ma copine au grand cœur.

Une pensée à tous ces amis croisés hors du laboratoire, de Montpellier et d'ailleurs, qui m'ont apporté cette bouffée d'oxygène tant nécessaire: Romain, Flore, Caro, la team Gumguts, Rémi, Louis, Alexandre, Baptiste. Merci

Un très grand merci à toute ma famille, ma mère, Jacques, Armo et Gwendo pour m'avoir soutenu et pour avoir toujours cru en moi pendant ces trois années. Votre disponibilité et votre joie de vivre m'auront toujours donné du baume au cœur. Un grand merci aussi à ma grand mère, mes tantes, mes oncles, ma marraine, mon parrain, mes cousins, Jérémie, Évangeline et Malone pour votre énergie positive qui rechargea mes batteries. Une pensée particulière pour Clément, mon fidèle cousin avec qui je ne compte plus les nuits blanches et qui restera un confident hors pair. Enfin je tenais à remercier ma belle-famille, ma famille d'adoption comme j'aime à le dire, Isabelle, Daniel, Emilie et Colette pour m'avoir accepté tel que je suis durant ces trois années. Je ne vous souhaite que du bonheur.

Pour terminer, à celle qui a partagé mes joies, mes peines, mes doutes, mes colères et mes envies, je t'adresse le plus grand de tous les mercis. On dit souvent qu'une thèse est plus facile à vivre quand on est deux, je peux maintenant en être certain. Laure tu auras été mon catalyseur, ma bouffée d'oxygène, mon confident, mon ami et mon âme sœur à la fois. Je ne peux que te remercier pour cela et pour ces trois années passées à tes côtés.

Table des matières

Table of contents

Résumé.....	5
Abstract.....	7
Table des matières.....	15
Chapitre 1 - Introduction : La zone de transition sismique-asismique, un intermédiaire phénoménologique et rhéologique.....	19
Chapitre 2 - Les glissements lents et tremors : État de l'art et objectifs de notre étude.....	33
2.1 Préambule	35
2.2 Glissements lents transitoires et tremors : caractérisation géophysique.....	36
2.2.1 <i>Mise en évidence des phénomènes transitoires</i>	36
2.2.2 <i>Distribution en subduction et répartition mondiale des phénomènes transitoires</i>	45
2.2.3 <i>Environnement des phénomènes transitoires : des zones de faille proche de la rupture et des fluides en surpression</i>	49
2.2.4 <i>Synthèse et considérations sismogéniques/rhéologiques</i>	54
2.3 Glissements lents transitoires et tremors : les apports des données de terrain.....	59
2.3.1 <i>Déformation fragile-ductile long-terme</i>	61
2.3.2 <i>Déformation fragile-ductile court-terme</i>	64
2.3.3 <i>Positionnement de notre étude</i>	72
2.4 Modèles physiques des phénomènes transitoires.....	75
2.4.1 <i>Le formalisme rate-and-state</i>	75
2.4.2 <i>Le modèle thermo-hydro-chimico-mécanique : l'intégration des lois frictionnelles dans le volume</i>	79
2.4.3 <i>Le modèle élasto-visco-plastique : une alternative aux lois frictionnelles</i>	81
2.4.4 <i>Modélisation des NVT : l'apport des modèles physiques globaux et du modèle de mouvement Brownien</i>	84
2.4.5 <i>Circulation de fluides et SSEs en subduction : la vision des modèles physiques</i>	85
2.5 Positionnement de notre étude de modélisation	88

Chapitre 3 – Observations géologiques clés pour contraindre la rhéologie des ETS.....	91
3.1 Introduction and objectives	94
3.2 Geological context	95
3.3 Whole rock brittle-ductile deformation	100
3.4 Quartzo-feldspathic microstructures evolution	105
3.4.1 <i>Electron BackScattered Diffraction (EBSD) analysis</i>	105
3.4.2 <i>Ductile quartz deformation</i>	105
3.4.3 <i>Feldspar microfracturing and sealing</i>	107
3.5 Strain localisation and grain size evolution.....	109
3.5.1 <i>Grain size distribution and strain localisation</i>	109
3.5.2 <i>Microfracturing-sealing cycle and porosity changes</i>	111
3.5.3 <i>Over-pressurised fluid circulation</i>	112
3.6 Rheological model	113
Chapitre 4 – Modélisation numérique des ETS : Modèle rhéologique et premiers résultats.....	117
4.1 Episodic Tremor and Slip overview	120
4.2 Rheology and fluids	123
4.3 Numerical modelling	125
4.4 A mechanical model for Episodic Tremor and Slip.....	127
4.5 ETS triggering in subduction and strike-slip fault	129
4.6 Perspectives	130
Chapitre 5 – Modélisation numérique des ETS : Étude paramétrique et contraintes sur les conditions P-T requises.....	137
5.1 Introduction to parametric study	140
5.2 Strain localisation variability at a given P-T condition.....	142
5.2.1 <i>Model sensitivity to mineralogy and viscosity contrast</i>	142
5.2.2 <i>Effect of fluid pumping and surrounding pore fluid pressure</i>	144
5.3 Predicted P-T conditions of episodic tremor and slip	146
5.3.1 <i>Definition of episodic tremor and slip P-T domains</i>	147
5.3.2 <i>The key-role of fluids</i>	148
5.4 Synthesis	150
Chapitre 6 – Discussion, perspectives et conclusions.....	151
6.1 Preamble	153
6.2 Reworking the seismic-to-aseismic vision of plate interfaces.....	153
6.3 Primary results and further implications	154

6.3.1	<i>A brief reminder of our results</i>	154
6.3.2	<i>Fluid-dependency of episodic tremor and slip</i>	157
6.4	Limits of our approach	159
6.5	Short-term improvements	160
6.6	Perspectives	162
6.6.1	<i>From a continental crust rheology to an oceanic crust rheology</i>	162
6.6.2	<i>A quantitative method to identify shear bands on outcrops</i>	163
6.6.3	<i>Toward a realistic fit of geophysical data</i>	165
6.7	Conclusions	166
	Bibliographie.....	167

1 - Introduction : La zone de transition
sismique-asismique, un intermédiaire
phénoménologique et rhéologique

*Introduction : The seismic-to-aseismic transition zone, a
phenomenological and rheological intermediary*

Les prémisses de la sismologie

Évènements autrefois incompris et revêtant un aura divine, les séismes font désormais partie de notre culture des risques naturels au même titre que les éruptions volcaniques, les ouragans, les tornades ou les inondations. L'origine naturelle des séismes est proposée dès le VI^e siècle avant JC par plusieurs philosophes grecs, imaginant notamment des éruptions d'eau chaude ou de gaz. Il faudra cependant attendre le très destructeur séisme de Lisbonne en 1755 ($M_w \sim 8.5-9$) pour que ces phénomènes fassent l'objet d'un engouement scientifique. Dès 1857, Robert Mallet introduit les termes « sismologie » et « épicentre » dans ses études des séismes. Il dressera également ce qui restera la première carte mondiale de localisation des séismes (Fig. 1, Mallet & Mallet 1858).

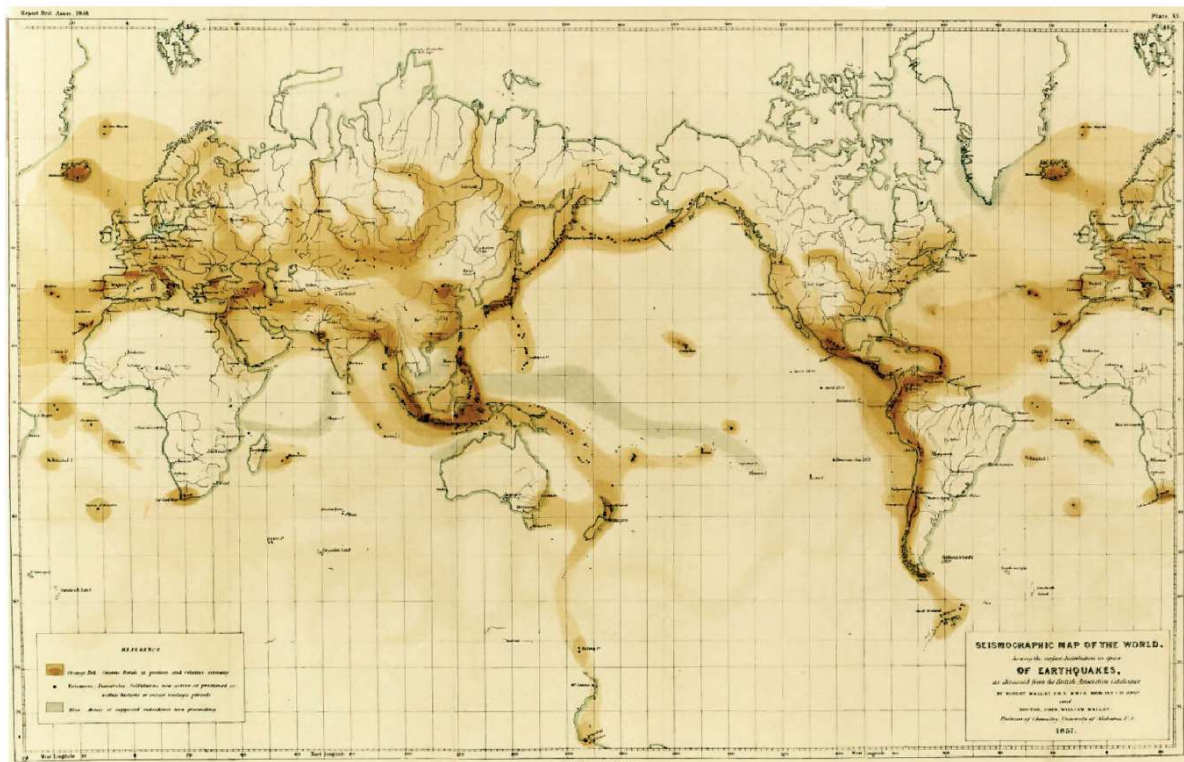


Figure 1 - Distribution mondiale des séismes proposée par Mallet et Mallet (1858). Les principales zones sismogéniques sont bien représentées à l'exception des dorsales médio-océaniques. Cette carte est uniquement basée sur des témoignages et des écrits historiques.

En la comparant avec une carte de la sismicité mondiale actuelle (Fig. 2), on ne peut que souligner sa précision remarquable alors qu'elle ne fut réalisée qu'à partir

de témoignages et d'écrits historiques, le sismomètre moderne n'étant développé qu'en 1880. Le constat d'une localisation bien définie des séismes restera sans réponse jusqu'au milieu du XXe siècle. En décrivant la systématique de la localisation, de la profondeur et de la magnitude des séismes dans le monde, Beno Gutenberg et Charles Richter (*Seismicity of the Earth*, 1954) conclurent que seule la théorie de la tectonique des plaques (proposée par Alfred Wegener dès 1912) permettait de fournir un contexte géologique viable pour expliquer cette systématique.

Définition des frontières de plaques

Bien qu'il existe des séismes en domaine intra-plaque, la vaste majorité des séismes marquent donc des frontières de plaques (Johnston & Kanter, 1990). Trois types de frontières de plaques peuvent être définis suivant le mouvement relatif des plaques (Wegener, 1912, 1920, 1966 ; Wilson, 1965) :

1. Les frontières de plaques en convergence définissent un rapprochement de deux plaques tectoniques. On retrouve ces contextes de convergence au niveau des subductions océan-océan (e.g. Mariannes, Tonga, Caraïbes), des subductions océan-continent (e.g. Japon, Cascades, Chili) et des collisions continent-continent (e.g. Afrique-Europe, Inde-Eurasie). Les frontières de plaques en convergence sont les zones les plus sismiques sur Terre et génèrent les séismes les plus importants en terme d'énergie ($M_w \sim 9$, Gutenberg & Richter 1954).
2. Les frontières de plaques en décrochement sont marquées par un mouvement translationnel des plaques l'une envers l'autre. Les failles transformantes au niveau des dorsales médio-océaniques représentent la quasi totalité des zones en décrochement. Les nombreux séismes de faible énergie ($M_w \sim 6$) générés par ces failles ne représentent pas un réel aléa sismique étant donné la localisation de ces failles (Gutenberg & Richter 1954). En revanche certaines failles transformantes traversent la croûte continentale (e.g. la Faille de San Andreas en Californie, la Faille Alpine en Nouvelle-Zélande et la Faille Nord-Anatolienne en Turquie), augmentant considérablement le risque sismique dans ces zones.

3. Les frontières de plaques en extension sont caractérisées par un éloignement de deux plaques tectoniques. Ce contexte de divergence se retrouve au niveau des dorsales médio-océaniques et des zones de rift. Les séismes y sont très fréquents mais leur magnitude est relativement faible comparé aux séismes en subduction (Gutenberg & Richter 1954). Trois zones habitées se situent au niveau de frontières de plaques en extension, l'Islande, les Iles Galápagos et le rift Est-Africain.

Dans notre étude, nous nous intéresserons uniquement aux frontières de plaques continentales (subduction océan-continent et failles transformantes) puisqu'elles permettent aisément l'installation de réseaux sismologiques et géodésiques nécessaires à l'étude des séismes. Ce sont également les zones présentant le risque sismique le plus important (Giardini et al., 1999).

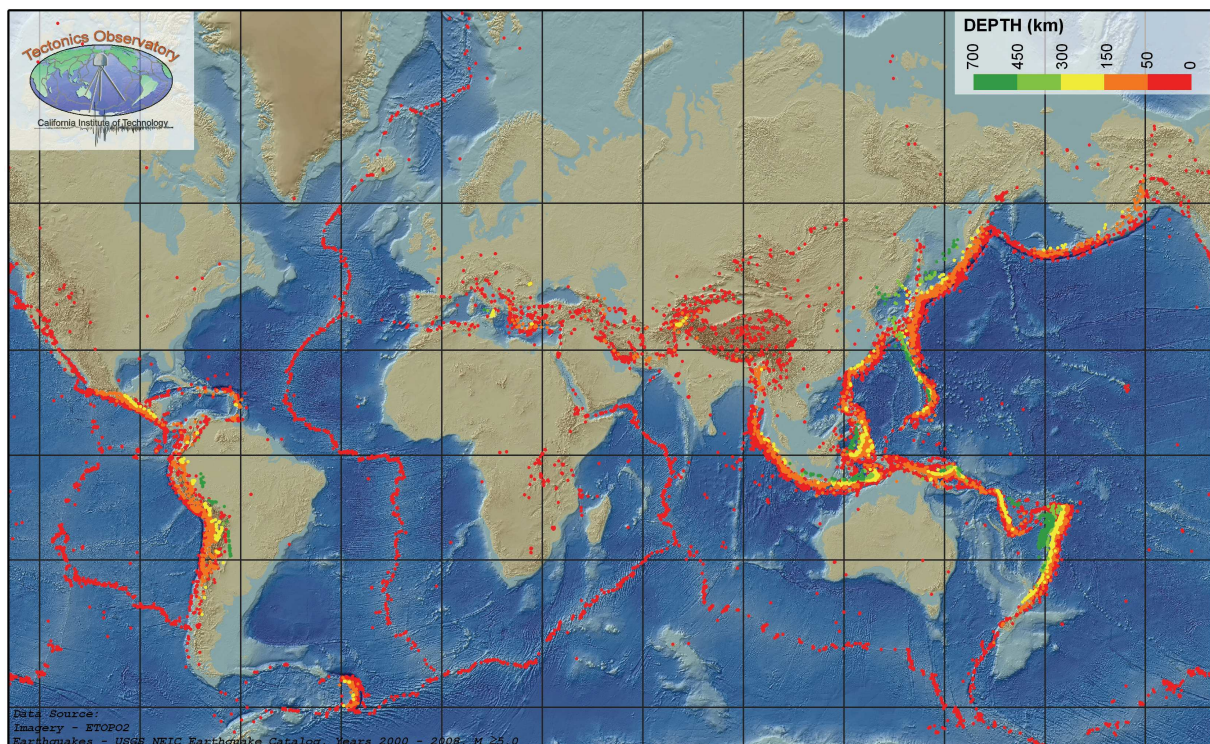


Figure 2 - Distribution mondiale actuelle des séismes proposée. L'échelle de couleur du rouge au vert décrit la profondeur de ces séismes du moins profond au plus profond. Cette carte est basée sur le catalogue USGS des séismes de magnitude supérieur ou égale à 5 entre 2000 et 2008 (Carte produite par le *Tectonics Observatory* du Caltech pour une action de communication de la *National Science Foundation*).

Répartition de la sismicité en frontières de plaques

Dans les zones de subduction et dans les décrochements, la sismicité possède une répartition particulière en profondeur (Gutenberg & Richter 1954). Les séismes se déclenchent principalement dans la partie superficielle des frontières de plaques (dites sismogénique), entre 3 et 20 km de profondeur pour les contextes décrochants et entre 5 et 30 km de profondeur pour les zones de subduction (Fig. 3 ; Chen & Molnar, 1983 ; Sibson 1984). Cette localisation s'explique au premier ordre par un comportement fragile/frictionnel à basse température permettant le déclenchement de ruptures, de fractures et de glissement frictionnel (Byerlee 1978; Scholz 2002).

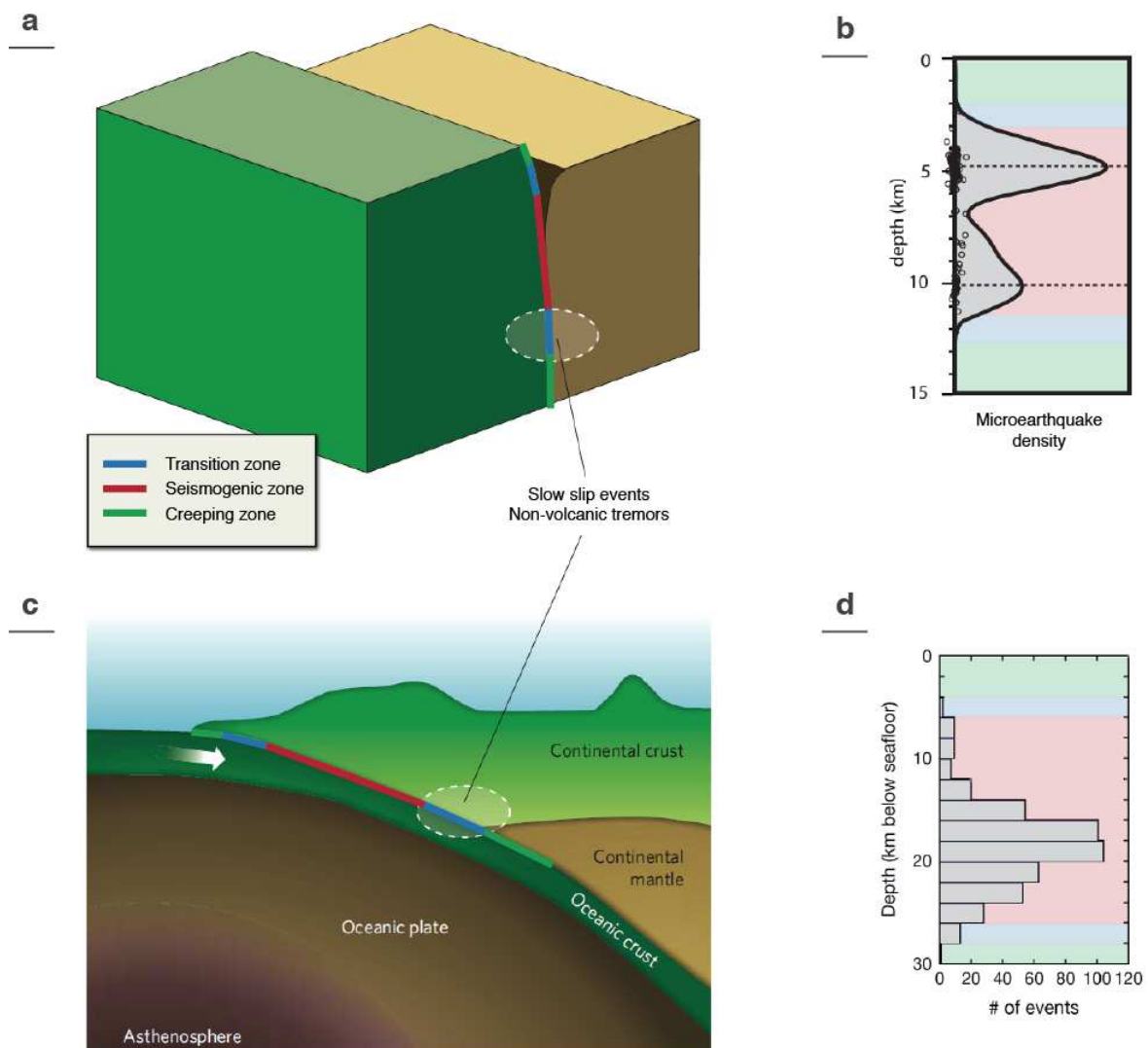


Figure 3 – Répartition de la sismicité en frontières de plaques. Localisation de la zone sismogénique en (a) décrochement et (c) subduction. Distribution de la sismicité (b) sur la Faille de San Andreas et (d) dans la zone de subduction du Costa Rica. Figures modifiées de Kanamori (2008), Barbot et al. (2011) et Newman et al. (2002).

À plus grande profondeur (70-680 km en subduction), l'augmentation de la pression tend à inhiber la création de fractures et l'augmentation de température favorise un fluage visqueux aisé (Fig. 3 ; Griggs & Handin 1960 ; Scholz, 2002). Des séismes intermédiaires (entre 70 et 300 km de profondeur) et profonds (entre 300 et 680 km de profondeur) peuvent cependant se déclencher mais ils sont associés à une déformation interne du panneau plongeant (Griggs & Handin 1960 ; Karato et al., 2001 ; Omori et al., 2004). Le ou les mécanismes à l'origine de ces séismes profonds sont pour le moment peu compris et demeurent débattus (Frohlich 2006). Dans notre étude, nous nous focaliserons uniquement sur les séismes superficiels intrinsèques aux frontières de plaques.

Géodésiquement, le comportement de la zone sismogénique est représenté par la Figure 4 (Bruhat et al., 2011; Thomas et al., 2014). Pendant la phase intersismique, le déplacement est nul et la frontière de plaque est considérée comme bloquée. La phase cosismique correspond au saut de glissement quasi instantané lié à la rupture provoquée par séisme. On observe ensuite une relaxation postsismique des contraintes entraînant un glissement long terme. Par décroissance logarithmique, ce glissement postsismique va diminuer pour retrouver sa valeur intersismique. Cette relaxation postsismique comprend un glissement dit '*afterslip*' ayant lieu durant quelques jours à quelques semaines après le séisme et une relaxation plus long-terme associée à une relaxation visco-élastique de la croûte inférieure. La zone bloquée sismogénique va ensuite se charger au cours du temps jusqu'au prochain séisme.

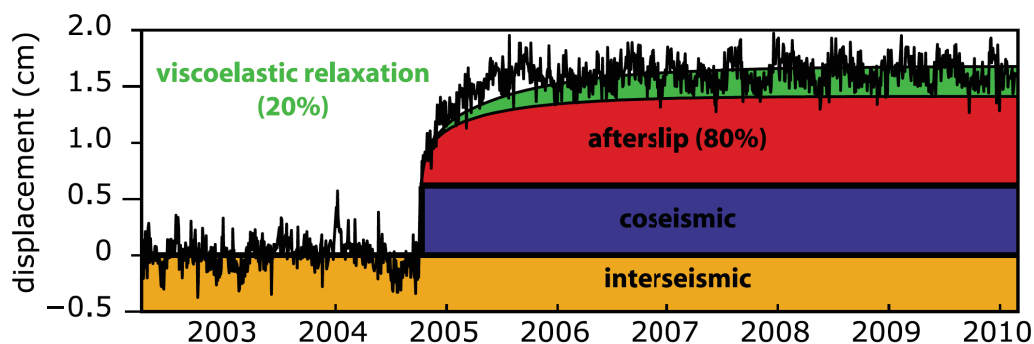


Figure 4 – Contribution relative du glissement intersismique, cosismique, d'afterslip et de la relaxation visqueuse sur un enregistrement GPS en champ lointain du séisme de Parkfield (2004, M_w 6.0). Figure modifiée de Bruhat et al. (2011).

Nouveaux phénomènes transitoires

Récemment, de nouveaux signaux transitoires ont été observés par GPS (Global Positioning System) et par sismologie haute résolution (Dragert et al., 2001; Obara 2002; Rogers & Dragert 2003). Ces signaux appelés glissements lents et trémors non volcaniques correspondent respectivement à des glissements asismiques périodiques et à des épisodes de microsismicité (Fig. 5). Ces signaux de très faible amplitude (comparée aux séismes) se déclenchent principalement à la transition entre le domaine bloqué (sismogénique) et le domaine en fluage ductile (asismique), entre 30 et 50 km de profondeur et à $\sim 400-600^{\circ}\text{C}$ (Fig. 5 ; Dragert et al., 2001 ; Obara, 2002 ; Rogers & Dragert 2003). Il est important de noter que l'on retrouve ces nouveaux signaux aussi bien en zone de subduction qu'en décrochement (Fig. 5).

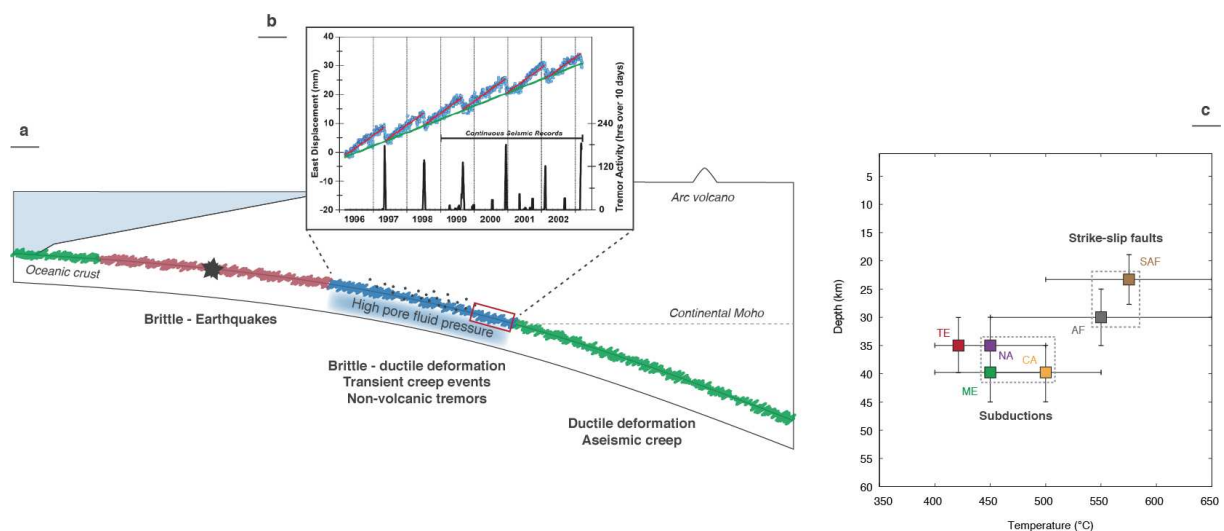


Figure 5 – (a) Différents comportements observés le long d'une interface de subduction. La zone de transition (bleu) est située entre la zone sismogénique (rouge) et la zone ductile asismique (verte). (b) Nouveaux phénomènes transitoires observés le long de la subduction des Cascades (Dragert et al., 2004). Des glissements asismiques périodiques (bleu) sont associés à des périodes d'activité microsismique (noir). (c) Profondeurs et températures des zones de transition contenant des phénomènes transitoires (CA : Cascades, NA : Nankai, ME : Mexique, AF : Faille Alpine, SAF : Faille de San Andreas, TE : Tende). Les conditions P-T de notre terrain d'étude (le massif du Tende en Corse) sont représentées par les carrés rouges.

De par leur localisation, ces signaux intermédiaires sont attribués à la transition fragile-ductile des roches en subduction (Fig. 6 ; Daub et al., 2011 ; Saffer & Wallace, 2015). Dépendant de la pression de fluide, de la minéralogie et du géotherme, cette

transition se traduit en profondeur par une zone de transition kilométrique (Fig. 5 et 6 ; Hirth & Beeler, 2015 ; Gao & Wang, 2017). Dans les roches exhumées, les comportements mixtes fragile-ductile sont souvent observés et s'expliquent par la coexistence de phases dures (e.g. clastes, boudins) et de phases molles (e.g. mylonite, schistes, micas; Fagereng & Sibson 2010 ; Platt, 2015). Les phases dures vont préférentiellement localiser les déformations fragiles (i.e. fractures) alors que les phases molles vont accommoder la contrainte tectonique long-terme par fluage ductile (Oliot et al., 2014 ; Wehrens et al., 2017). Depuis quelques années, ce type d'observation tend à être associé aux glissements lents et aux trémors non-volcaniques (Fagereng et al., 2014 ; Hayman & Lavier, 2014 ; Angiboust et al., 2015 ; Molli et al., 2017). Il reste cependant plusieurs interrogations pour véritablement comprendre le comportement rhéologique de ces nouveaux phénomènes transitoires.

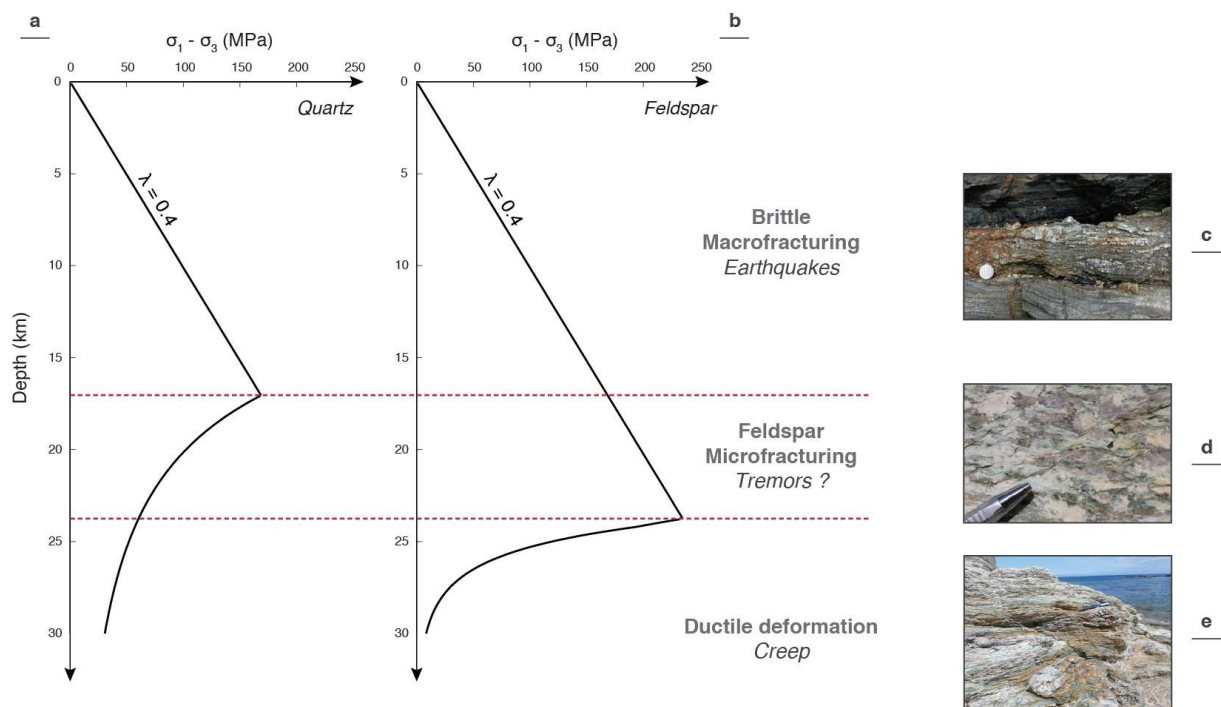


Figure 6 – Profils rhéologique **(a)** du quartz (gauche) et **(b)** du feldspath (droite) obtenus pour un coefficient de frottement $\mu = 0.6$, une pression de fluide hydrostatique ($\lambda = 0.4$) et un gradient géothermique de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Byerlee 1978; Hirth et al., 2001; Rybacki & Dresen 2000). Le différentiel de profondeur de la transition fragile-ductile entre les deux minéraux délimite la transition fragile-ductile d'une roche quartzo-feldspathique. Les photographies de droite imagent les comportements des roches en domaine **(c)** fragile (gouge de faille, Saffer & Wallace, 2015), **(d)** intermédiaire (fluage ductile et microfracturation, photographie personnelle) et **(e)** ductile (mylonitisation, photographie personnelle).

Problématique et hypothèses de travail

Jusqu'à présent, la dichotomie sismique/bloqué/fragile et asismique/fluage/ductile prévalait sur la sismogénèse et la répartition de la déformation aux frontières de plaques (Scholz, 2002). Désormais la découverte des phénomènes transitoires nous impose de repenser cette vision en y intégrant une zone de transition, à la fois sismique et à la fois asismique, à la fois fragile et à la fois ductile. Afin d'appréhender la physique cachée derrière ces phénomènes transitoires, nous essayerons donc de répondre aux questions suivantes :

1. Quelle est la rhéologie des zones de transition ?
2. Quels comportements mécaniques expliquent ces phénomènes transitoires ?
3. Et quelles sont les expressions de ces phénomènes sur le terrain ?

Afin de répondre à ces questions, nous combinerons une approche de terrain avec de la modélisation numérique. D'un point de vue modélisation, une grande majorité des modèles s'intéressant aux phénomènes transitoires ont adapté des formalismes initialement proposés pour expliquer le cycle sismique (cf. Chapitre 2, Shibasaki & Iio, 2003 ; Liu & Rice, 2005 ; Liu & Rice, 2007 ; Rubin, 2008 ; Segall & Bradley, 2009 ; Liu & Rice, 2009). Cette méthodologie impose de travailler sur le plan de faille et non sur le volume (Dieterich, 1979 ; Ruina, 1983). Ce postulat est cependant invalidé par les observations de terrain indiquant la nécessité de prendre en compte une déformation volumique pour décrire le comportement mécanique des roches à la transition fragile-ductile (Fagereng et al., 2014 ; Hayman & Lavier, 2014 ; Angiboust et al., 2015 ; Molli et al., 2017). Nous travaillerons donc sur le volume afin de déterminer en quoi une déformation volumique, potentiellement localisée, peut expliquer les glissements lents et les tremors non volcaniques. Notre étude de terrain nous permettra d'identifier les éléments clés du comportement fragile-ductile des roches. Ces éléments seront ensuite intégrés à notre modélisation numérique dans l'optique de reproduire et de comprendre la mécanique de ces phénomènes transitoires.

Organisation de la thèse

Cette thèse s'articule autour de six chapitres comprenant 3 publications soumises ou en préparation. Dans le Chapitre 2, nous dresserons l'état actuel des connaissances sur les phénomènes transitoires. Nous y décrirons en détail la caractérisation géophysique de ces phénomènes et de leur environnement, les informations clés issues d'observations de terrain d'objets déformés à la transition fragile-ductile et les tentatives de modélisation de ces phénomènes. Nous terminerons par le positionnement de notre étude vis à vis de cet état de l'art.

Dans le Chapitre 3, nous présenterons une étude microstructurale sur le massif du Tende en Corse, déformé durant la subduction Alpine dans les conditions d'existence des phénomènes transitoires. Nous caractériserons, principalement par EBSD, les comportements fragile-ductile enregistrés par les roches durant cette subduction. Nous décrirons notamment les phénomènes de microfracturation, de colmatage de ces microfractures et de localisation des déformations ductiles. Ces résultats serviront de base pour la proposition d'un nouveau modèle rhéologique. Ce chapitre est écrit en anglais et fera l'objet d'une publication future (printemps 2018).

Dans le Chapitre 4, nous présenterons des résultats de notre modélisation numérique 1D, basée sur notre nouveau modèle rhéologique, permettant de reproduire les phénomènes transitoires. Dans ce premier chapitre de modélisation, nous décrirons notre modèle, les premiers résultats et les conditions P-T nécessaires au déclenchement des phénomènes transitoires. Le Chapitre 4 est écrit en anglais et correspond à une publication courte soumise pour publication au journal *Geophysical Research Letters*.

Dans le Chapitre 5, nous discuterons des paramètres clés contrôlant ces phénomènes au travers d'une étude paramétrique de notre modèle numérique. Le Chapitre 5 est écrit en anglais et fera l'objet d'une publication à soumettre au journal *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* fin 2017.

Enfin, le Chapitre 6 permettra de synthétiser nos résultats et de les confronter à nos problématiques. Nous discuterons également du potentiel et des limitations de notre approche, dans l'optique de proposer des améliorations réalisables dans le futur. Ce chapitre sera également écrit en anglais puisqu'il sert de discussion aux trois publications accompagnant cette thèse.

N.B.

Cette thèse est le résultat d'un travail de recherche mené au laboratoire Géosciences Montpellier sur une période de trois ans s'étendant d'Octobre 2014 à Octobre 2017. Le financement de ma thèse fait l'objet d'une bourse doctorale du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche obtenue lors du concours de l'École Doctorale GAIA 2014 (ex-Sibaghe). Mes activités de recherches (matériel, mission de terrain et congrès) ont été financées par deux projets INSU-SYSTER déposés par Frédéric Gueydan et Emilien Oliot. L'équipe Dynamique de la Lithosphère et Stéphane Mazzotti ont également participé au financement de deux congrès (AGU 2015 et EGU 2017).

Pour mon étude de terrain, j'ai bénéficié du travail réalisé en amont par Thomas Leydier durant son stage de M2 en 2016 portant sur les interactions fluides-roches et les mécanismes de déformation mis en jeu lors des processus de localisation de la déformation ductile. La mission de terrain en Corse s'est déroulée sur un total de 5 jours en présence de Emilien Oliot et Lucille Nègre. Cette mission de terrain nous a permis d'encadrer Lucille sur son terrain d'étude de M2 (3 jours) et d'échantillonner et de réaliser une ortho-photo de l'affleurement de ma thèse (1 jour). Les lames minces (5) servant de base à la sélection des échantillons ont été réalisées au service de litho-préparation du laboratoire Géosciences Montpellier. Les analyses EBSD (2 lames minces) ont été réalisées au Service Commun de Microscopie Électronique de l'Université de Montpellier sous la supervision de Fabrice Barrou. Durant cette thèse j'ai également développé un algorithme servant de base à ma modélisation numérique sur le logiciel MATLAB. Cet algorithme est disponible sur demande.

J'ai pu valoriser mes résultats de recherche en présentant un poster à l'American Geophysical Union Fall Meeting 2015 et en réalisant une présentation orale à l'European Geosciences Union General Assembly 2017. J'ai également participé au premier workshop de l'ITN CREEP en 2016 sur invitation d'Andréa Tommasi. Ce travail de recherche m'a donné l'opportunité de co-encadrer un stage de master 2 (Lucille Nègre) avec Emilien Oliot entre Janvier et Juin 2017, portant sur l'étude microstructurale et la modélisation numérique de la rhéologie de métagabbros déformés en Corse Alpine (Marine de Giottani). J'ai bénéficié de deux Missions Complémentaires d'Enseignement en 2^e et 3^e année me permettant d'enseigner au

niveau Licence pour un total de 128h d'enseignement équivalent TD. J'ai également participé à deux stages de terrain de la promotion de Master 2 DTRN en Italie en 2015 (Identification et analyse des processus de surface dans l'étude des aléas naturels de la région de l'Aquila, Apennins) et au Canada en 2016 (Étude de cas en géodynamique : sismicité du Saint-Laurent et réactivation de structures héritées). Enfin, durant cette thèse j'ai pris plusieurs responsabilités administratives en étant représentant des doctorants au sein du Conseil de laboratoire de Géosciences Montpellier (1 an), représentant des doctorants à la Commission Informatique de Géosciences Montpellier (1 an) et représentant des doctorants au sein du Conseil de l'OSU-OREME (1 an). J'ai également participé à l'organisation de la Journée des Doctorants de Géosciences Montpellier 2015.

2 - Les glissements lents et trémors : État de l'art et objectifs de notre étude

Slow slip and tremor : State of the art and objectives of this study

2.1	Préambule.....	35
2.2	Glissements lents transitoires et trémors : caractérisation géophysique.....	36
2.2.1	Mise en évidence des phénomènes transitoires	36
2.2.2	Distribution en subduction et répartition mondiale des phénomènes transitoires.....	45
2.2.3	Environnement des phénomènes transitoires : des zones de faille proche de la rupture et des fluides en surpression	49
2.2.4	Synthèse et considérations sismogéniques/rhéologiques	54
2.3	Glissements lents transitoires et trémors:les apports des données de terrain..	59
2.3.1	Déformation fragile-ductile long-terme	61
2.3.2	Déformation fragile-ductile court-terme	64
2.3.3	Positionnement de notre étude.....	72
2.4	Modèles physiques des phénomènes transitoires.....	75
2.4.1	Le formalisme rate-and-state.....	75
2.4.2	Le modèle thermo-hydro-chimico-mécanique : l'intégration des lois frictionnelles dans le volume	79
2.4.3	Le modèle élasto-visco-plastique : une alternative aux lois frictionnelles ..	81
2.4.4	Modélisation des NVT : l'apport des modèles physiques globaux et du modèle de mouvement Brownien.....	84
2.4.5	Circulation de fluides et SSEs en subduction : la vision des modèles physiques	85
2.5	Positionnement de notre étude de modélisation.....	88

2.1 Préambule

Depuis la découverte des premiers glissements épisodiques asismiques (*'Slow Slip Event'*, SSE) par Dragert et al. (2001) et des premiers trémors non-volcaniques (*'Non-Volcanic Tremor'*, NVT) par Obara (2002), la grande famille de ce que l'on appelle plus communément des phénomènes transitoires (ou *'slow earthquakes'*) ne cesse de s'agrandir. Ces seize dernières années ont été extrêmement riches en terme de publications scientifiques sur le sujet avec plus de 14000 articles contenant le terme *'non-volcanic tremor'* recensés depuis 2001 (source Google Scholar). Plusieurs articles de *review* regroupant les avancées majeures de la communauté scientifique dans la compréhension des phénomènes transitoires ont d'ailleurs vu le jour: Schwartz and Rokosky (2007) pour leur revue des SSE et des NVT dans les zones de subductions de la plaque Pacifique, Gombert et le groupe de travail *'Cascadia 2007 and beyond'* (2010) pour leur revue des phénomènes transitoires dans la zone de subduction des Cascades, Peng and Gombert (2010) pour leur revue intégrale des phénomènes transitoires et leur lien avec les séismes, Rubinstein et al. (2009) pour leur revue des NVT dans les zones de failles, Beroza and Ide (2011) pour leur revue globale des SSE et des NVT.

Dans ce chapitre, nous nous proposons de dresser le bilan des connaissances acquises ces dernières années sur les nouveaux comportements transitoires. Cet état de l'art s'étend des signatures géophysiques aux tentatives de caractérisation géologique de terrain de ces objets, tout en s'intéressant également aux modélisations numériques proposées pour expliquer le comportement mécanique et rhéologique des glissements lents et trémors. Cet état de l'art s'appuiera en particulier sur les cinq articles de *review* cités précédemment.

Vous trouverez en premier lieu une description géophysique (sismologique et géodésique) des glissements lents et trémors en subduction ainsi qu'en décrochement. Nous verrons par la suite la relation entre ces objets et les surpressions de fluide détectées en subduction et en domaine décrochant. Nous proposerons ensuite une synthèse des observations géophysiques et les contraintes sismogénique et rhéologiques qu'elles apportent sur les phénomènes transitoires.

Dans un second temps nous nous intéresserons aux observations de terrain pour décrire la déformation fragile-ductile caractéristique des conditions pression-

température des phénomènes transitoires. Nous discuterons par ailleurs des quelques tentatives de caractérisation géologique de terrain de ces phénomènes transitoires.

Pour terminer nous présenterons les principaux modèles numériques développés pour comprendre et reproduire le comportement mécanique et rhéologique de ces phénomènes transitoires. Cette liste non-exhaustive nous permettra également de discuter du positionnement de notre étude vis-à-vis de ces modèles.

2.2 Glissements lents transitoires et trémors : caractérisation géophysique

La découverte des phénomènes transitoires ne saurait être dissociée des avancées technologiques en sismologie et en géodésie. Sans le développement des réseaux denses et à haute résolution (sismomètres et extensomètres en forage, GPS et inclinomètres/tiltmètres), nombre de signaux à basse fréquence (i.e. trémors) ou de faible amplitude (i.e. glissements lents) n'auraient pu être enregistrés. La *Section 2.2* de ce chapitre rend état de ces découvertes et de notre connaissance des phénomènes transitoires en 2017. Avec la multiplication des réseaux denses terrestres à travers le globe et l'installation de plus en plus fréquente de sismomètres en fond de mer (Ocean-Bottom Seismometer, OBS) en zone de subduction (Yamashita et al., 2015), on ne peut que souhaiter une accélération de la compréhension de ces phénomènes transitoires à court terme.

2.2.1 Mise en évidence des phénomènes transitoires

2.2.1.1 Caractérisation des ETS dans les zones de subduction

Trémors non-volcaniques

Suite au séisme destructeur de Kobe en 1995, le gouvernement japonais décida d'unifier toutes les données sismologiques acquises sur son territoire pour créer une base de données nationale (toujours maintenue par la l'Agence Météorologique Japonaise, JMA). En parallèle l'Institut National de Recherche en

Sciences de la Terre et en Prévention des Risques (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, NIED) se lance dans la construction d'un réseau national de station sismique haute sensibilité placées en forage (Hi-net). Dr. Kazushige Obara, chercheur au NIED sera le premier à mettre en évidence la présence de trémors non-volcaniques au sud-ouest du Japon (*'non-volcanic tremor'*) dans les sismogrammes du Hi-net (Obara 2002). Jusqu'à présent, le terme 'trémor' n'était utilisé que pour les trémors volcaniques, faibles tremblements de terre induits par les circulations de magmas dans les systèmes volcaniques (Chouet 1985, Julian 1994). Dans la littérature, les trémors non-volcaniques sont également appelés trémors tectoniques ou simplement trémors.

Les NVT sont des radiations sismiques non impulsives que l'on discerne généralement dans la bande de fréquences 1-10 Hz des signaux sismiques (Shelly et al., 2007). Contrairement aux séismes, les NVT sont caractérisés par des longues périodes, de faibles amplitudes et une forme d'onde proche du bruit sismique (Fig. 1). Ce sont ces caractéristiques qui rendent difficile l'observation systématique de ces signaux. De nouvelles méthodes de localisation ont dû être développées, en se basant notamment sur la forme d'onde et non sur l'impulsion de l'arrivée des ondes sismiques (cf. Rubinstein et al., 2009, chapitre *Locating Non-volcanic Tremor*). En utilisant ce type de méthode, Obara (2002) a par exemple localisé les hypocentres des NVT observés sur le plan de subduction de la plaque Philippines entre 30 et 45 km (Fig. 1).

L'analyse fine des sismomètres révèle que les NVT ont des amplitudes variables dans le temps et dans l'espace, avec des périodes stables et des périodes spasmodiques où plusieurs pics de fortes amplitudes se succèdent (Rubinstein et al., 2009, Fig. 1). La durée des NVT est elle aussi variable avec des pics d'activités allant de quelques minutes à quelques jours (Rogers & Dragert, 2003, Fig. 1) et des périodes de quiescence s'étendant généralement sur plusieurs mois (Schwartz & Rokosky, 2007), formant ainsi des cycles plus ou moins réguliers (Dragert et al., 2004). D'un point de vue spatial, les NVT dénotent d'une relative stabilité avec des NVT migrant toujours du même point de départ, que ce soit pendant une phase d'activité ou après une phase de quiescence. On parle ici de migration des NVT puisque les vitesses considérées sont de l'ordre de 10 à 150 km/h (Shelly et al., 2007a), bien en deçà des vitesses de rupture sismiques classiques (quelques km/s).

Dans notre étude, nous nous focaliserons sur les trémors se déclenchant spontanément. Il est toutefois important de noter que de très fortes perturbations de l'état de contrainte, comme le passage d'ondes de surface de forte amplitude, peuvent déclencher des épisodes de NVT (Nadeau & Guilhem 2009).

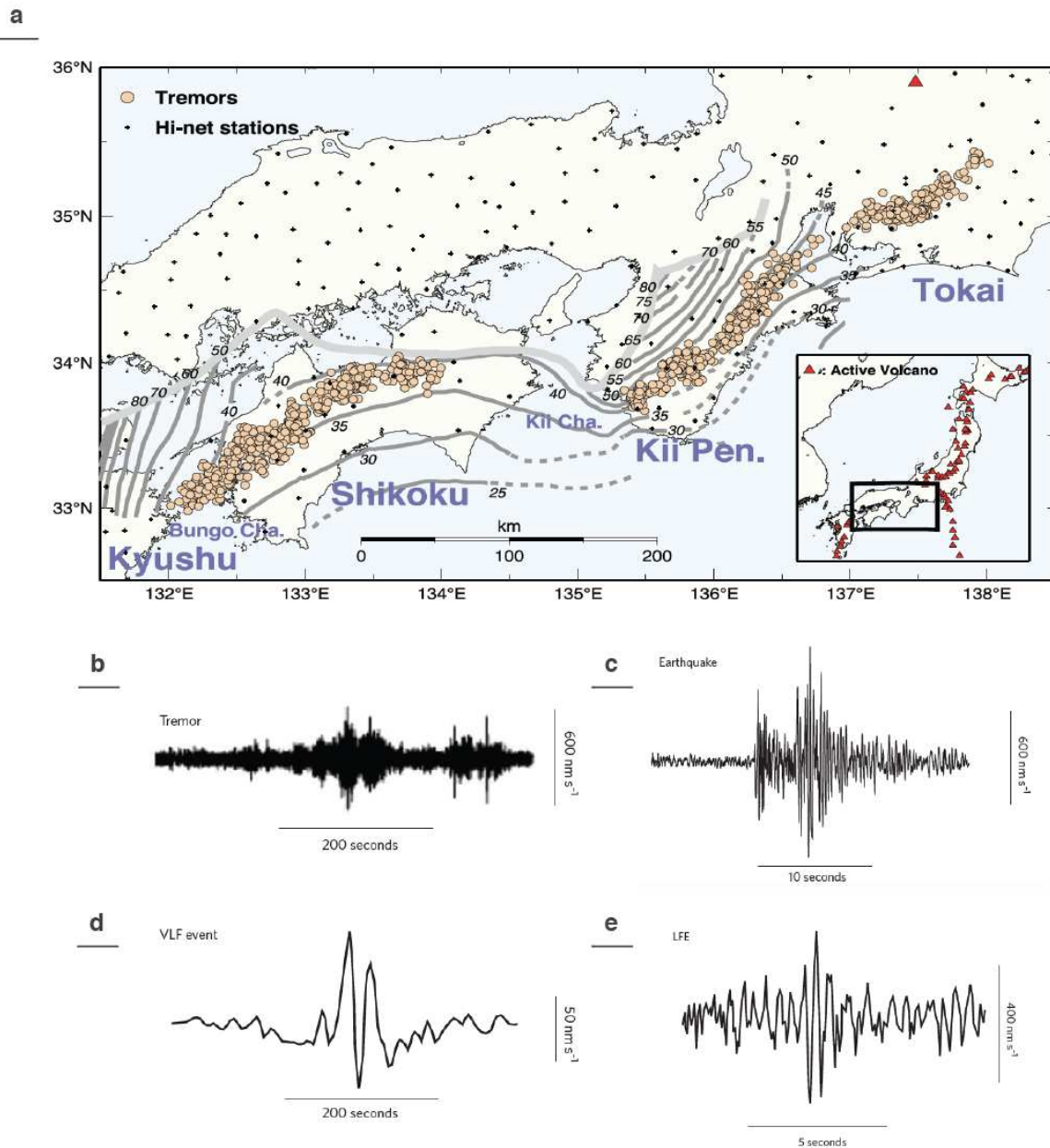


Figure 1 – (a) Distribution épiscoptrale des NVT le long de la subduction Sud-Ouest du Japon. Les cercles représentent les épiscoptrés des NVT enregistrés en 2001. Les croix représentent les stations du réseau Hi-net. Les contours gris marquent la profondeur du panneau plongeant sous le Japon. Exemples de signaux sismiques : (b) Trémors non-volcaniques (Japon), (c) séisme de magnitude 1.9 (Washington), (d) séisme à très basse fréquence (Japon) et (e) séisme à basse fréquence (Japon). Figures modifiées depuis Obara (2002) et Peng and Gomberg (2010).

Séismes à basse fréquence

Chronologiquement, les trémors non-volcaniques ne sont pas les premiers signaux sismiques inhabituels observés au Japon. Dès 2000, le JMA détecte dans le bruit sismique des formes d'onde de faible amplitude, de faible durée (inférieure à la seconde) et de basse fréquence comparée aux séismes classiques. L'hypocentre de ces signaux est difficile à localiser puisque ces formes d'onde ne présentent pas d'arrivée suffisamment impulsive des ondes P mais seulement des ondes S (Fig. 1). Le JMA se met alors à cataloguer ces signaux d'origine inconnue en les appelant des séismes à basse fréquence ('*Low-Frequency Earthquakes*', LFEs, Nishide et al., 2000; Katsumata & Kamaya, 2003). En 2006, Shelly et al. (2006) démontrent que les LFEs se déclenchent uniquement pendant les épisodes de NVT, le long de l'interface de subduction. Par corrélation des formes d'onde des trémors et des LFEs, Shelly et al. (2007a) proposent par la suite que les NVT soient en réalité des essaims de LFEs. Cette hypothèse se vérifia dans la zone de subduction des Cascades (Ghosh et al., 2009), du Mexique (Payero et al., 2008), du Costa Rica (Brown et al., 2009) et sous la faille de San Andreas (Shelly et al., 2009).

Séismes à très basse fréquence

La récente découverte du lien entre NVT et LFEs poussa la communauté des sismologues à revoir le traitement des données sismiques haute résolution avec de nouveaux outils. Ainsi, Ito et al. (2007) mirent en évidence l'existence de séismes à très basse fréquence ('*Very Low-Frequency Earthquakes*', VLFEs, Fig. 1) dans les données des sismomètres à large bande. Ces VLFEs durent une vingtaine de secondes et correspondent à des M_w 3-3.5 (Ito et al., 2007). Des '*Ultra Low-Frequency Earthquakes*' ont également été observés sur des périodes de plus de 200 secondes correspondant à des $M_w \sim 4$ (Ide et al., 2008). L'appellation VLFE fut néanmoins gardée pour éviter une multiplication des termes. Les VLFEs sont localisés en subduction aux mêmes profondeurs que les LFEs et les NVT (Ito et al., 2007) mais également en subsurface dans le prisme d'accrétion (Ito & Obara, 2006). Les LFEs et les VLFEs se déclenchent ensemble (en même temps et au même

endroit) et chaque VLFEs est accompagné par un épisode de trémors (l'inverse n'étant pas le cas).

Phénoménologiquement, les trémors non-volcaniques correspondent au vrombissement de petites sources sismiques distribuées et irradiant de manière aléatoire (i.e. des LFEs). De temps en temps, les LFEs peuvent s'agréger pour former une rupture organisée qui irradie des ondes sismiques à très faible fréquence (i.e. un VLFE).

Glissements lents transitoires

En français, le terme glissement lent transitoire englobe une multitude de signaux asismiques. Le terme '*slow earthquakes*', régulièrement employé dans la littérature, fait référence aux deux caractéristiques de ces glissements lents : 1. ce sont des phénomènes lents et 2. ne générant que peu ou pas d'ondes détectables comparés aux séismes. Parmi ces glissements lents on peut citer les glissements '*afterslip*', pré-sismique et post-sismique. Observés pour la première fois en 1968, 1974 et 1975 respectivement (Smith & Wyss, 1968; Kanamori & Cipar, 1974; Thatcher, 1975), ces types de glissements sont désormais bien ancrés dans notre compréhension du cycle sismique et ne seront donc pas décrits dans cette section.

Ici encore l'évolution des réseaux géodésiques et notamment le développement du GPS continu (*Global Positioning System*) furent déterminants pour détecter de nouveaux signaux transitoires. Pour preuve, la première station GPS continue déployée par le Département Géologique du Canada (Geological Survey of Canada) sur l'île de Vancouver en 1992 (station ALBH) enregistra dès 1994 un glissement lent transitoire (Beroza & Ide, 2011). Faute de concordance avec les autres stations du réseau GPS, il faudra attendre l'an 2000 et une amélioration du réseau GPS, de la couverture satellitaire et des méthodes de traitement pour valider l'enregistrement de la station ALBH (Fig. 2). L'année suivante, Dragert et al. (2001) publiaient ce qui sera considéré comme le premier article décrivant un glissement lent transitoire hors cycle sismique ('*Slow slip event*'). Sur une série temporelle GPS, un SSE se caractérise par un déplacement de quelques millimètres se surimposant au signal intersismique linéaire. Par inversion, ce glissement lent correspond à un glissement centimétrique sur le plan de subduction des Cascades (50 x 300 km) pendant une à deux

semaines, équivalent à un événement de M_w 6.7. En reprenant les données du réseau GPS, Miller et al. (2002) ont par la suite démontré que ce glissement lent s'était reproduit avec une période de 13 à 16 mois entre 1992 et 2001.

La zone de subduction des Cascades ne fut pas la seule investiguée. Dès 1999, Hirose et al. (1999) avaient détecté un glissement lent sur l'interface de subduction au sud-ouest du Japon, mais une trop grande proximité temporelle avec les deux séismes de Hyuganada (deux M_w 6.7 en 1996) leur interdit de discuter de glissement lent hors cycle sismique. En 2001, Lowry et al. (2001) observaient également un SSE dans la zone de subduction de Guerrero (Mexique) en se basant sur une seule station GPS.

Depuis, les observations des SSEs en subduction se sont affinées et permettent d'obtenir les caractéristiques de ces derniers (cf. Schwartz & Rokosky, 2007, *Table 1*) : ce sont des glissements centimétriques sur des plans de subduction équivalant à des événements de $M_w \sim 5.7$ à 7.2, ayant des durées variant entre quelque jours et plusieurs années. Les SSEs sont parfois périodiques, avec des périodes de récurrence s'étalant du mois à plus de dix ans, et parfois sporadiques (Peterson & Christensen, 2009).

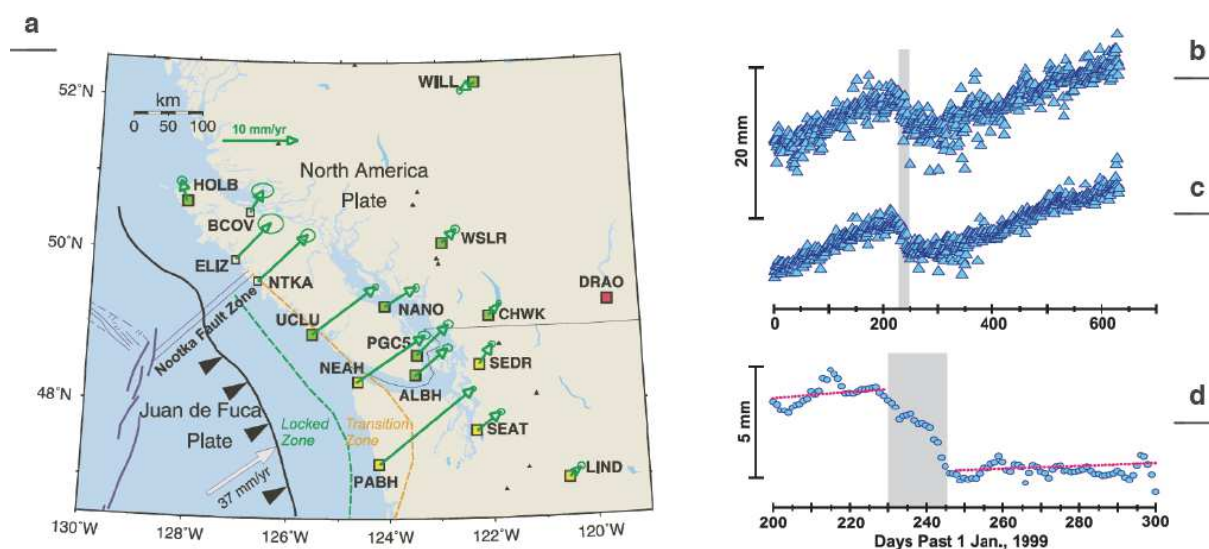


Figure 2 – (a) Localisation des stations GPS ayant enregistré le premier SSE de la zone de subduction des Cascades. Les flèches vertes indiquent les vitesses long-terme intersismiques par rapport à la plaque Nord-Amérique fixe (station DRAO). Série temporelle (b) brute et (c) traitée de la station ALBH en 1999-2000 (Cascades). (d) Zoom sur le SSE de 1999 comparé au glissement intersismique (points rouges).

Glissement et trémors épisodiques

Les glissements lents transitoires et les trémors non-volcaniques décrits dans les sections précédentes possèdent des comportements communs avec une activité de quelques jours, des profondeurs similaires (autour de 30 km) et des vitesses de migration cohérentes (Iio et al., 2002). Ces similitudes ont poussé Rogers and Dragert à chercher une correspondance entre les SSEs observés dans les Cascades et de probables NVT. Ce fut le cas en 2003 lorsqu'ils démontrèrent que les SSEs et des pics d'activité de NVT étaient particulièrement corrélés temporellement mais également spatialement (Rogers & Dragert, 2003, Fig. 3). Ils nommèrent cette association 'glissement et trémors épisodiques' (*Episodic Tremor and Slip*, ETS).

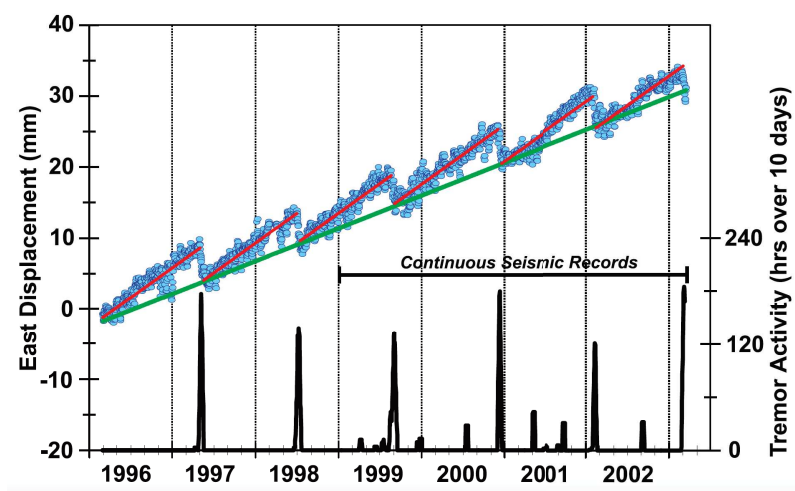


Figure 3 – SSEs et NVT observés le long de la subduction des Cascades. Les points bleus représentent la série temporelle de la station GPS ALBH (cf. légende de la Fig. 2). Les droites rouges marquent le glissement intersismique. La courbe noire représente le nombre d'heures d'activité des NVT dans une période de 10 jours (la durée d'un SSE). Figure provenant de Rogers et al. (2003).

Obara et al. (2004) établirent peu de temps après la même corrélation au Japon, en utilisant cette fois la composante horizontale d'accéléromètres en forage pour détecter de probables SSEs. La plus faible amplitude des SSEs par rapport aux Cascades ne permettait pas en effet, l'utilisation des signaux GPS (Beroza & Ide, 2011). Depuis, le déploiement de nombreux réseaux géodésiques le long des zones de subduction a permis d'enregistrer des ETS en Alaska (Peterson & Christensen, 2009), au Mexique (Payero et al., 2008) et au Costa Rica (Brown et al., 2009).

Il existe cependant quelques cas particuliers au Japon démontrant une non-corrélation entre SSEs et NVT. Fukuda et al. (2008) enregistrent ainsi le déclenchement de NVT provoqués par un SSE, tandis qu'Obara (2010) observe un SSE sans NVT.

2.2.1.2 Les phénomènes transitoires dans les zones décrochantes

Peu de temps après l'engouement des découvertes des SSE et des NVT dans les zones de subduction, la question se posa quant aux zones de failles décrochantes. Y a-t-il des trémors non-volcaniques dans les zones décrochantes ? Et si oui, sont-ils accompagnés par des glissements lents transitoires ? La faille de San Andreas (San Andreas Fault, SAF) fut très vite ciblée étant particulièrement bien équipée en réseaux sismologiques et géodésiques. Nadeau & Dolenc (2005) observèrent pour la première fois des NVT sous la SAF, au sud-est de Parkfield entre 20 et 40 km de profondeur. Avec l'amélioration des méthodes de localisation, la profondeur de déclenchement des NVT s'est affinée entre 16 et 30 km (Shelly, 2017). Des NVT sont déclenchés sur plus de 150 km de long sous Parkfield, aussi bien sous les zones en fluage ductile asismique ('*creep*') que sous les zones dites bloquées (Shelly & Hardebeck, 2010). Les NVT sont concentrés dans une bande de 3 km autour de la trace de la faille en surface (Shelly & Hardebeck 2010; Shelly 2017, Fig. 4) impliquant sans doute une localisation de la zone de faille en profondeur.

Les NVT sous la faille de San Andreas sont assez similaires aux NVT observés en zone de subduction. Leur profondeur d'activation correspond à l'extension profonde de la limite de plaque, leur déclenchement est tout aussi spontané et leur contenu fréquentiel est similaire (Shelly et al. 2009). Les vitesses de migration des NVT sont également cohérentes avec des valeurs entre 15 et 80 km/h (Shelly, 2010).

La différence fondamentale entre les zones de failles décrochantes et les subductions réside dans le fait qu'aucun SSE n'ai été détecté sous ce type de structure. Quelques glissements lents ont été observés en 1992 sur le segment San Juan Bautista de la faille de San Andreas mais ces glissements ne sont corrélés ni spatialement (dans la zone sismogénique entre 0 et 8 km de profondeur) ni temporellement avec des NVT (Linde et al., 1996). Cette différence majeure avec une absence de ETS en zone décrochante n'en est peut être pas une. En effet, cette

absence de signal pourrait être uniquement due à la sensibilité des réseaux géodésiques dans ce type de structure verticale. Les stations GPS sont par exemple sensibles aux événements équivalents à une magnitude supérieure à 6 entre 0 et 25 km de profondeur (Peng & Gomberg, 2010). La même problématique se pose pour les extensomètres en forage qui ne détectent que des événements de magnitude supérieure à 5 entre 0 et 15 km de profondeur (Peng & Gomberg, 2010). De récentes études ont cherché à se défaire de ce biais instrumental en utilisant données sismologiques pour contraindre les glissements lents en profondeur (Brenquier et al., 2008; Johnson et al., 2013; Shelly 2015). Les premiers résultats tendent à confirmer qu'une relation existe bien entre déclenchement des NVT et glissements lents en profondeur sous la faille de San Andreas (Brenquier et al., 2008; Johnson et al., 2013; Shelly 2015).

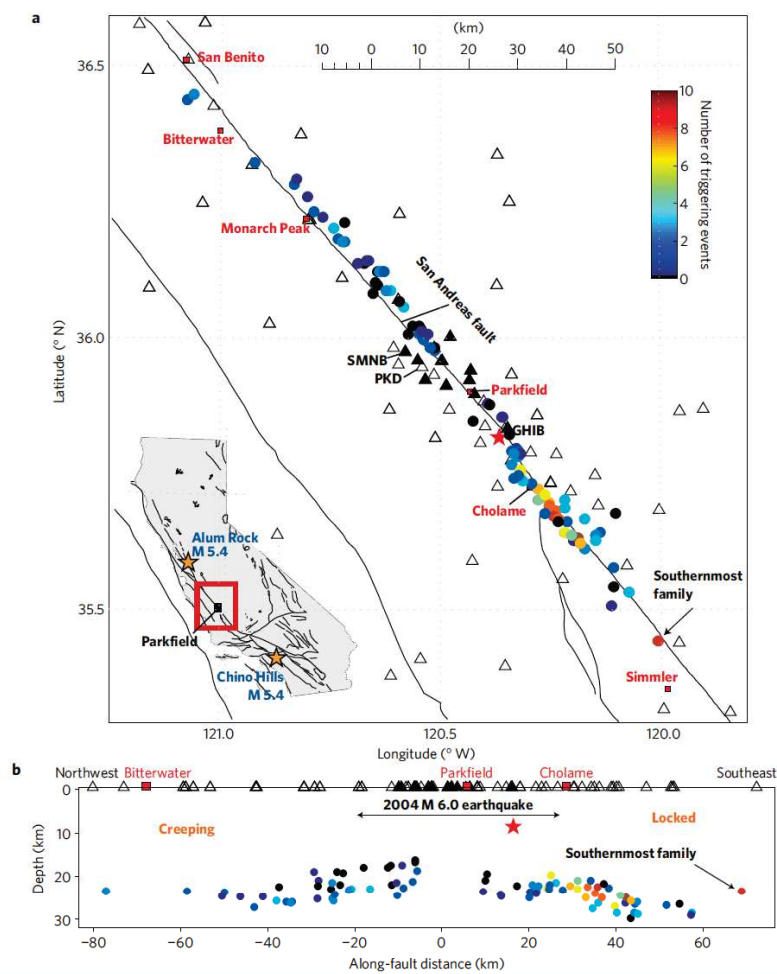


Figure 4 – Localisation des NVT (points de couleur) et de la microsismicité (points gris) sous la faille de San Andreas en (a) carte et en (b) coupe. La couleur des points souligne le nombre d'évènements déclenchés dans chaque famille de NVT. Figure provenant de Shelly et al. (2011).

2.2.2 Distribution en subduction et répartition mondiale des phénomènes transitoires

Tous ces différents signaux décrits précédemment s'étendent sur une large gamme de profondeur, permettant ainsi de décrire une structuration plus fine des limites de plaques (Obara & Kato, 2016). Nous discuterons ici de la structuration des zones de subduction puisqu'elles regroupent la plus grande diversité de phénomènes transitoires (Obara & Kato, 2016). Jusqu'à présent (Scholz, 2002), l'interface de plaque en subduction se découpait en trois comportements relatifs aux propriétés frictionnelles de cette interface : un régime stable avec un glissement asismique en subsurface et à très grande profondeur (>40 km, bleu sur la Fig. 5), un régime instable lieu des très grands séismes en subduction (rouge sur la Fig. 5) et un régime transitoire entre ces deux régimes (blanc/jaune sur la Fig. 5). Seul l'aspect sismique ou asismique était discuté, notamment en terme de sismogénèse (Scholz, 2002). La Figure 5 relocalise les différents phénomènes transitoires décrits ci-dessus basée sur la zone de subduction de Nankai (Japon). On s'aperçoit que la totalité de ces phénomènes se localisent dans les zones de transition avec des SSEs, des trémors (LFEs), des ETS et des VLFES dans la zone de transition inférieure (i.e. sous la zone sismogénique) et des VLFES et des trémors dans la zone de transition supérieure (i.e. au dessus de la zone sismogénique). Saffer and Wallace (2015) rapportent également l'occurrence de SSEs à ces faibles profondeurs. Dans cette étude, nous nous intéresserons plus particulièrement à la zone de transition inférieure.

La limite supérieure de cette zone de transition inférieure est généralement définie par l'intersection de la discontinuité de Mohorovičić de la plaque supérieure avec la plaque plongeante (Kato et al., 2010). La limite inférieure de la zone de transition marque le passage à une déformation asismique ductile, laissant penser que sa profondeur dépend du gradient thermique de la subduction (Obara, 2002). Latéralement, la zone de transition inférieure s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres sous forme de segments (Beroza & Ide, 2011).

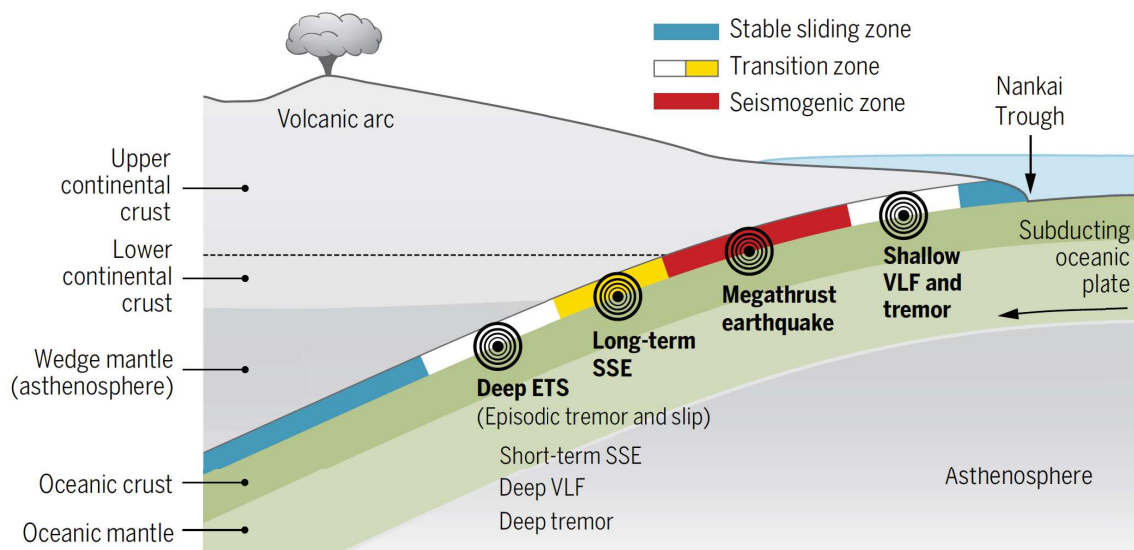


Figure 5 – Coupe synthétique d'une zone de subduction (basée sur la zone de subduction de Nankai, Japon) montrant la localisation des différents signaux sismiques, asismiques et transitoires. Figure provenant de Obara and Kato (2016).

La Figure 6 schématise la distribution hétérogène des phénomènes transitoires dans la zone de subduction de Nankai. On y retrouve les aspérités des grands séismes de subduction englobées par un domaine plutôt asismique (Avouac, 2015). Ce domaine sismogénique est délimité dans sa partie supérieure par une zone à VLFs et trémors, et dans sa partie inférieure par une zone de transition contenant les SSEs court- et long-terme ainsi que les VLFs et les trémors. Les magnitudes, périodes et durées des SSEs/ETS sont également présentes. Ce schéma peut être transposé à d'autres subductions comme les Cascades ou Guerrero, notamment en terme de distribution des phénomènes transitoires. Seules les périodes de récurrence et les durées des SSEs/ETS diffèrent. La migration de ces phénomènes et particulièrement celle des trémors (LFEs et VLFs, flèches noires sur la Fig. 6) semble en revanche être une caractéristique commune à plusieurs subductions. Les possibles déclenchements de trémors par un phénomène contigu (marqués par les flèches rouges) sont également des comportements que l'on retrouve dans plusieurs zones de subduction. La flèche rouge centrale marque notamment le déclenchement de trémors par un large séisme, déjà décrit dans la section *Trémors non-volcaniques*. Les SSEs long-terme sont également susceptibles de déclencher des trémors en subsurface autant qu'en profondeur (Hirose et al., 2010).

Il est important de noter que la différenciation entre SSE long-terme et court-terme ne se fait actuellement qu'en fonction des périodes de récurrence et des durées de ces événements (Obara & Kato, 2016). L'augmentation de la magnitude d'un SSE long-terme n'est que le résultat d'un glissement prolongé par rapport à un SSE court-terme. La période très longue (plusieurs années) des SSEs long-terme les rend particulièrement difficiles à observer. Pour le moment, ils ont été détectés uniquement dans les zones de subduction de Nankai et de Guerrero. La multiplication des réseaux GPS denses et l'augmentation du temps d'acquisition nous permettra sans doute de déterminer, dans le futur, si ces SSEs long-terme sont caractéristiques de certaines subductions ou bien si ils sont aussi communs que les SSEs court-terme.

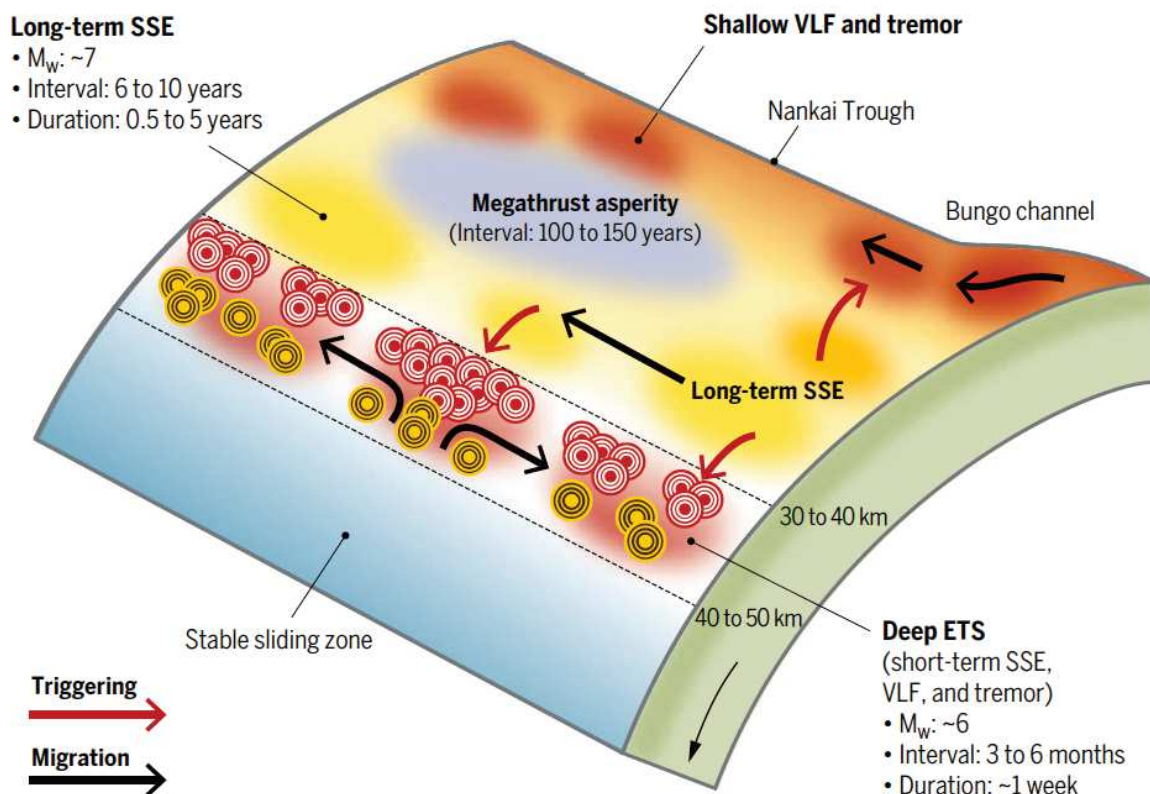


Figure 6 – Vue schématique 3D de la distribution hétérogène des phénomènes sismiques, asismiques et transitoires se déclenchant en zone de subduction (exemple de la zone de subduction de Nankai, Japon). Les cercles jaunes et rouges différencient dans la zone de transition inférieure les tremors profonds des tremors moins profonds (respectivement). Figure provenant de Obara and Kato (2016).

Les phénomènes transitoires que l'on pensait caractéristiques de certaines zones du globe (Cascades, Japon et Faille de San Andreas) sont désormais

considérés comme des phénomènes courants (Fig. 7, Beroza & Ide, 2011 ; Obara & Kato, 2016). La multiplication des réseaux sismologiques et GPS denses tend à confirmer cette hypothèse avec désormais une multitude de zones de subductions contenant des phénomènes transitoires (Japon, Aléoutiennes, Alaska, Cascades, Guerrero, Costa Rica, Chili, Nouvelle-Zélande). La Faille Alpine (Nouvelle-Zélande) vient compléter la liste des failles en décrochement marquées par des NVT. Enfin d'autres contextes tectoniques semblent propices au déclenchement de NVT puisque des trémors ont été enregistrés dans les Apennins (Italie, en extension arrière-arc, Piccinini & Saccorotti, 2008) et le long de la Chaîne Centrale à Taiwan (collision, Peng & Chao, 2008).

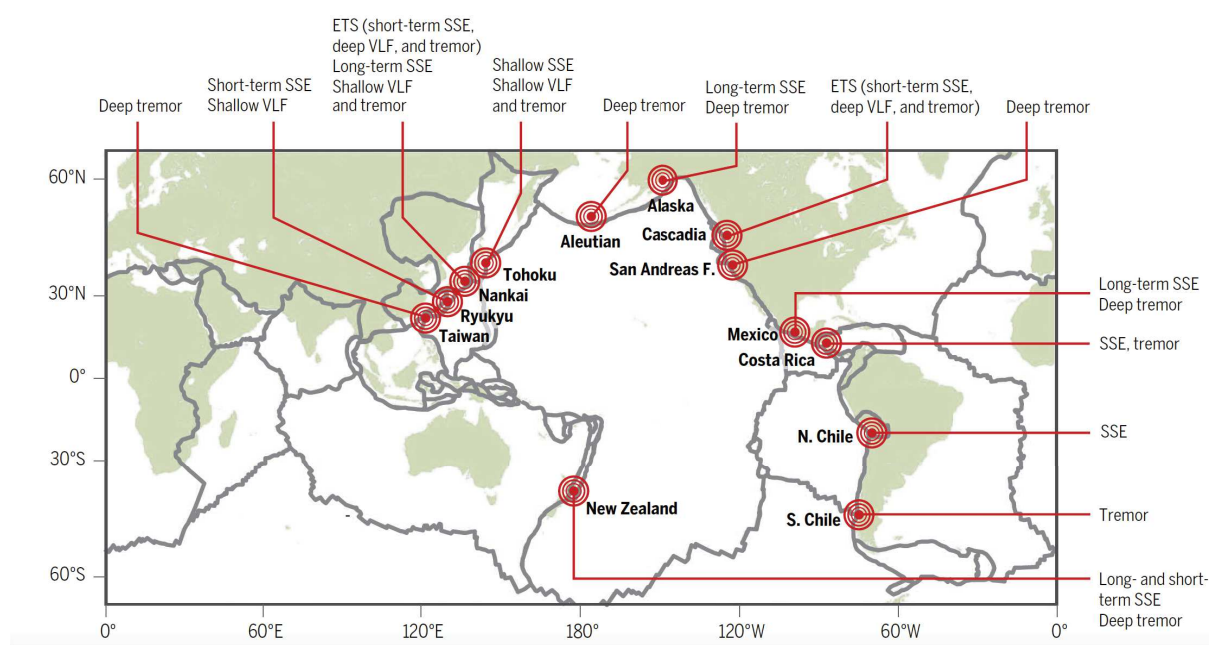


Figure 7 – Distribution mondiale des phénomènes transitoires. Figure provenant de Obara & Kato (2016).

Comme il est indiqué dans la Figure 7, toutes les zones de subduction ne présentent pas tous les phénomènes transitoires. Le manque de données pourrait en être la cause mais les difficultés d'instrumentation ne nous permettent pas, aujourd'hui, de comparer la systématique de ces comportements. Des différences de structure thermique ou géométrique pourraient en être la cause. En effet, les subductions présentant le plus de diversité parmi les phénomènes transitoires (Cascades, Alaska, Nankai, Costa Rica et Mexique) sont des subductions dites « chaudes » où la plaque plongeante est jeune. À l'inverse, la zone de subduction du

Nord-Japon est considérée comme une subduction « froide » et ne présente pas de SSEs et de NVT en profondeur (Obara, 2002).

2.2.3 Environnement des phénomènes transitoires : des zones de faille proche de la rupture et des fluides en surpression

2.2.3.1 Des zones de failles proche de la rupture

Dès la découverte des tremors non-volcaniques par Obara (2002), la question de l'implication des fluides dans le déclenchement de ces phénomènes s'est posée. Le parallèle avec les tremors volcaniques en est une des causes puisque ceux-ci peuvent être générés par des circulations de magma (i.e. fluides) en système volcanique (Chouet, 1985 ; Julian, 1994). Cette interaction fluide-NVT s'appuie également sur la très bonne corrélation entre la profondeur de déclenchement des NVT (entre 30 et 40 km de profondeur) et les conditions pression-température nécessaire à la libération d'eau lors de la déshydratation du panneau plongeant (Julian, 2002; Peacock, 2009).

Par la suite, de nombreuses études ont mis en évidence que de faibles variations de contrainte, de l'ordre de quelques kilopascals, pouvaient déclencher des NVT ou des LFEs. Ces variations de contrainte peuvent provenir d'ondes de surface d'évènements télésismiques (Rubinstein et al., 2007 ; Miyazawa & Brodsky, 2008 ; Gombert et al., 2008), d'un changement de la contrainte statique (Nadeau & Guilhem, 2009) ou des marées terrestres (Rubinstein et al., 2008 ; Nakata et al., 2008 ; Lambert et al., 2009 ; Thomas et al., 2009). Les glissements lents sont également sensibles aux évènements atmosphériques (Liu et al., 2009) et climatiques d'envergure (Shen et al., 2005 ; Lowry, 2006). Ces observations laissent à penser que les phénomènes transitoires se déclenchent dans des zones de failles proche de la rupture. D'un point de vue frictionnel, des fluides en surpression (i.e. une pression de fluide quasi-lithostatique) entraînent une réduction drastique de la contrainte normale effective et rapproche une zone de faille de son seuil de rupture.

2.2.3.2 Des fluides en surpression

En subduction

Ces surpressions de fluides ont été mises en évidence à partir d'imagerie tomographique des propriétés élastiques des zones de subduction (Shelly et al., 2006 ; Matsubara et al., 2009). Ces études démontrent que les phénomènes transitoires et notamment les NVT se déclenchent principalement dans des zones à faible V_p et à fort ratio V_p/V_s (i.e. ratio de la vitesse sismique des ondes P compressives par rapport à la vitesse sismique des ondes S cisailantes, Fig. 8). Un fort ratio des vitesses des ondes sismiques ($V_p/V_s > 1.9$ pour Shelly et al., 2006) peut correspondre à une diminution de la vitesse des ondes S, corrélable avec une hausse de la quantité de fluides et donc à des surpressions de fluides (Christensen, 1984).

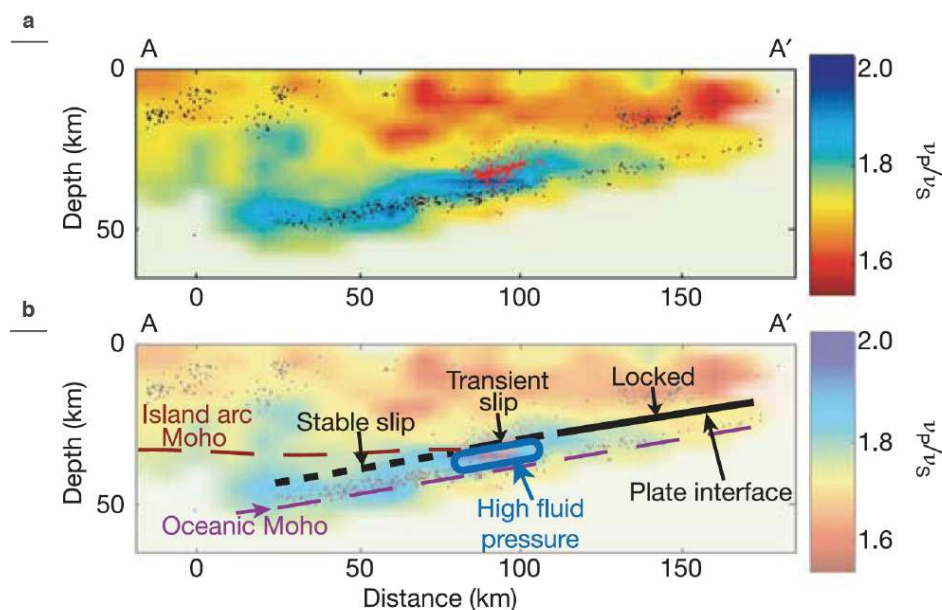


Figure 8 – (a) Rapport V_p/V_s représenté le long d'une coupe de la zone de subduction de Nankai (champ en couleur). (b) Structure de la zone de subduction de Nankai interprétée à partir des vitesses sismiques et du rapport V_p/V_s (champ en couleur). Les points noirs et rouges représentent les épacentres des séismes et des LFEs respectivement. Figure modifiée depuis Shelly et al. (2006).

La méthode des fonctions récepteurs, employée par Audet et al. (2009, 2010), confirme que les NVT des Cascades sont associés à un fort coefficient de Poisson (σ , Fig. 9). Le coefficient de Poisson évolue entre 0.28 pour un basalte et 0.37 pour

une serpentinite et ne peut dépasser 0.5 (cas d'un fluide incompressible). Un fort coefficient de Poisson ($\sigma > 0.4$ pour Audet et al., 2009) est interprété comme un enrichissement en fluides et peut indiquer des pressions de fluide quasi-lithostatiques (Peacock et al., 2011).

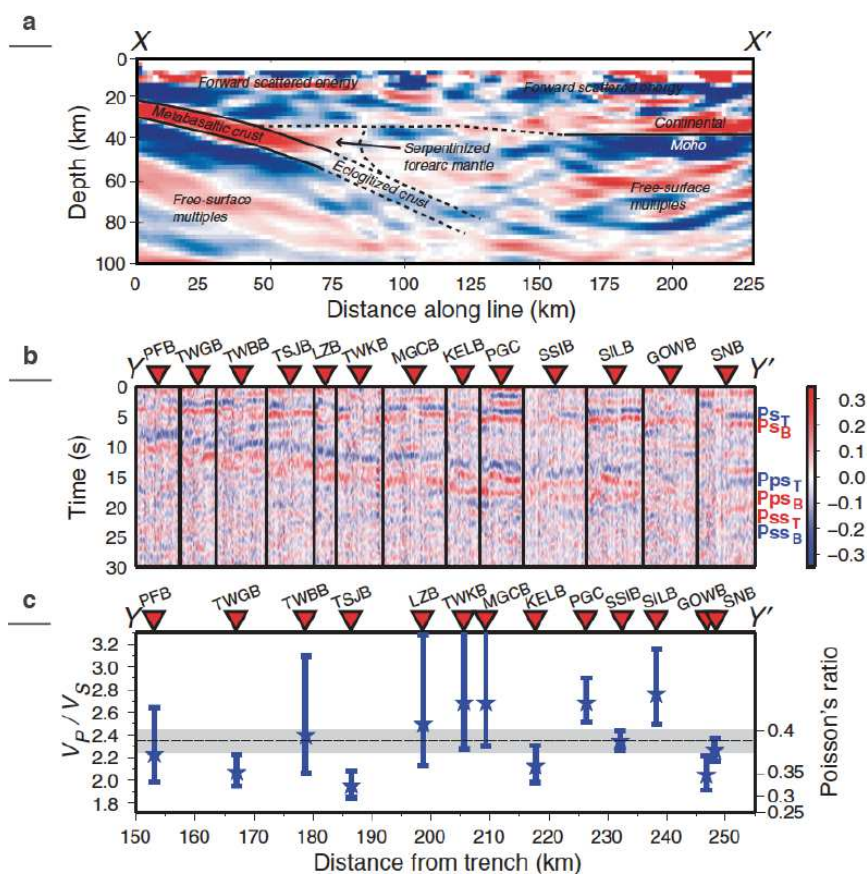


Figure 9 – (a) Tomographie des ondes S de la zone de subduction des Cascades. (b) Fonctions récepteurs utilisant les données télésismiques de 13 stations sur l'île de Vancouver (triangles rouges) (c) Rapport V_p/V_s et coefficient de Poisson de la couche de faible vitesse sismique estimés pour chaque station. La bande grise représente la moyenne du rapport V_p/V_s sur les 13 stations. Figure modifiée depuis Peacock et al. (2011).

Les fluides en question peuvent provenir de la déshydratation des minéraux hydratés de la croûte océanique en subduction (Fig. 10, Peacock, 2009). Ces fluides remonteraient depuis le coin mantélique le long de l'interface de subduction perméable et seraient bloqués dans la zone de transition inférieure lorsque l'interface de subduction se scelle (Audet et al., 2009). L'accumulation de ces fluides mènerait à une augmentation de la pression de fluide jusqu'à des valeurs quasi-lithostatiques (Audet et al., 2009 ; Peacock et al., 2011 ; Audet & Bürgmann, 2014).

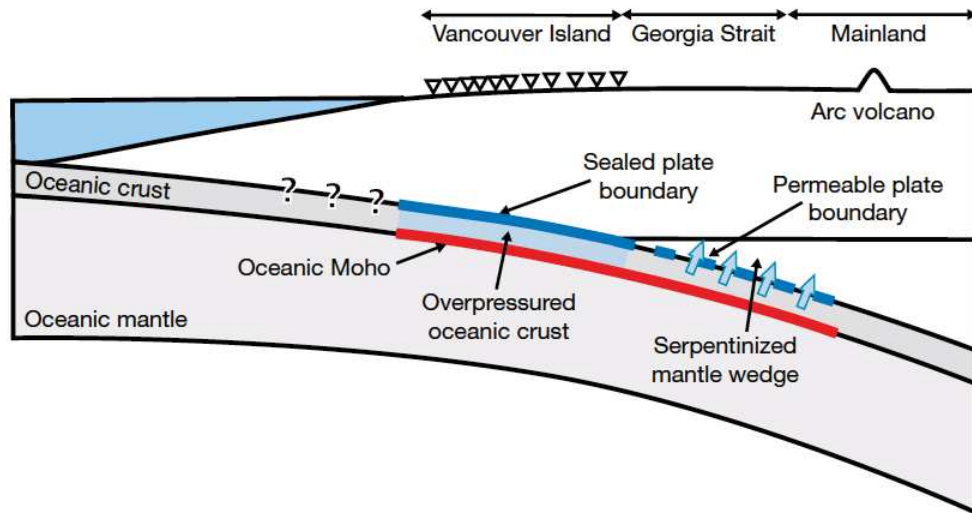


Figure 10 – Interprétation schématique des fonctions récepteurs de la Figure 9. Les zones en bleu marque une concentration des fluides alors que les zones en rouge représentent l’interface de subduction. Les stations de la Figure 9 sont représentées par les triangles noirs. Figure provenant de Audet et al. (2009).

En décrochement

Contrairement aux zones de subduction, la mise en évidence des surpressions de fluide dans les zones de failles en décrochement demeure difficile. Bien que ces surpressions soient invoquées pour décrire la forte sensibilité des phénomènes transitoires aux variations de contraintes locales, très peu d’études nous permettent de supposer leur présence. Ozacar and Zandt (2009) ont par exemple identifié à l’aide de fonctions récepteurs une zone à faible V_p ($< 6 \text{ km.s}^{-1}$) et à fort ratio V_p/V_s (> 1.9) à la base de la croûte inférieure sous la zone de faille de San Andreas (Fig. 11). Cette zone à faible vitesse sismique, désormais corroborée par Zeng et al. (2016), est interprétée comme la présence de surpressions de fluide dans des serpentinites ou alors comme des schistes saturés en fluides (Ozacar & Zandt, 2009).

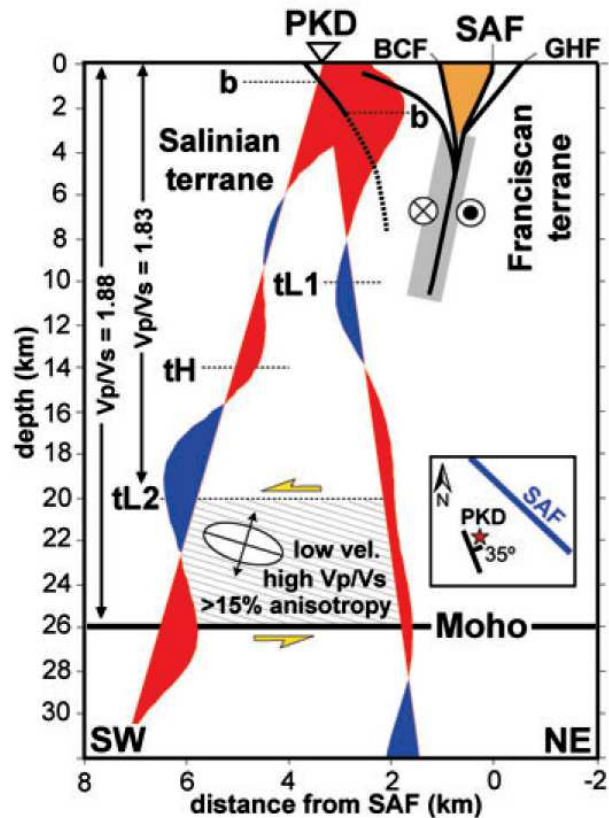


Figure 11 – Fonctions récepteurs stackées et projetées le long de la Faille de San Andreas (rouge – positif, bleu – négatif). La zone grisée représente la zone à faible vitesse sismique et fort rapport V_p/V_s marquée par une forte anisotropie, interprétée comme une zone saturée en fluides. Figure modifiée depuis Ozacar and Zandt (2009).

Une étude magnétotellurique 2D le long de la faille de San Andreas corrèle cette zone saturée en fluides à une zone de très faible résistivité électrique (Fig. 12, Becken et al., 2011 ; Tietze & Ritter 2013 pour une version en 3D). Elle correspondrait à du matériel mantélique, relique de l'ancienne subduction le long de la côte californienne. La déshydratation de ce manteau serpentinisé serait la source des fluides migrant ensuite vers la surface. En remontant, ces fluides traverseraient un milieu très résistant, peu perméable et fracturé (visible par sismique réflexion), où les NVT se concentrent. Le différentiel de perméabilité entre la relique mantélique et cette zone peu perméable pourrait induire des surpressions de fluide locales, nécessaires au déclenchement des NVT sous la faille de San Andreas (Becken et al., 2011).

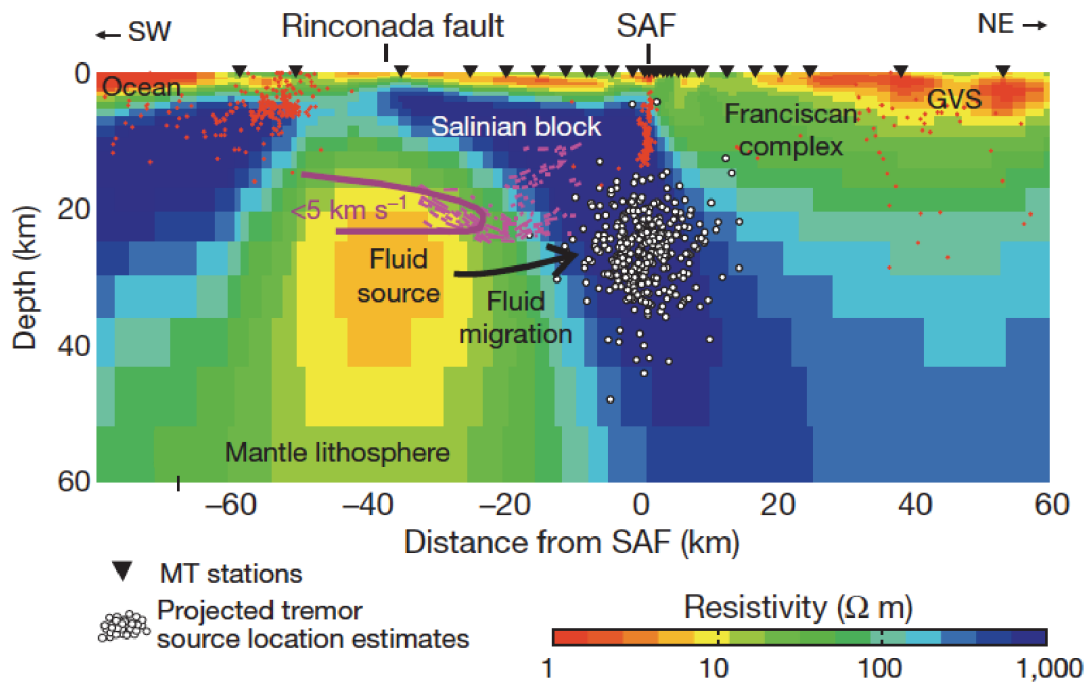


Figure 12 – Modèle de résistivité électrique sous la Faille de San Andreas (champ en couleur). Les points rouges et blancs représentent les séismes et les NVT respectivement. Les pointillés violets représentent le contour d'une zone à faible vitesse sismique obtenu par sismique réfraction. La flèche noire marque le chemin de migration des fluides depuis la relique mantélique jusqu'au milieu fracturé. Figure modifiée depuis Becken et al. (2011).

Le même type de structure a été observé sous la Faille Alpine en Nouvelle-Zélande avec une corrélation entre la localisation des trémors, une atténuation des vitesses sismiques V_p et des fluides en surpressions interconnectés (Wech et al., 2012).

2.2.4 Synthèse et considérations sismogéniques/rhéologiques

Jusqu'à présent, on pensait qu'une limite de plaque ne pouvait générer que deux types de comportements frictionnels différents, un comportement sismique propre aux séismes et un comportement asismique décrivant les glissements pré-sismique, post-sismique, *d'after-slip* et plus en profondeur les glissements long-terme de fluage ductile (Scholz, 2002). Avec la découverte des trémors non-volcaniques, des glissements lents périodiques, des LFEs, des VLFEs et des ETS, cette multitude de phénomènes transitoires nous impose de complexifier le schéma d'une limite de plaque en ajoutant des zones de transition entre les comportements sismiques et asismiques (Fig. 13 ; Dragert et al., 2004).

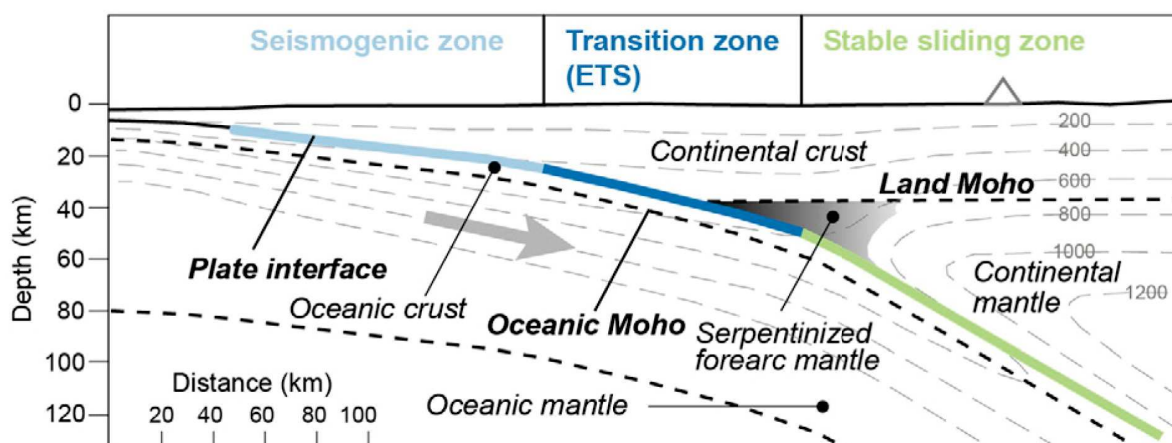


Figure 13 – Coupe schématique d'une limite de plaque en subduction découpée en trois zones suivant son comportement (sismogénique en bleu clair, transitoire en bleu foncé et stable en vert). La zone grisée correspond au coin mantélique serpentinisé. Les pointillés gris représentant les isothermes tous les 200°C d'intervalle décrivent la structure thermique d'une zone de subduction. Figure provenant de Audet and Kim (2016).

Ces zones de transition se retrouvent dans la quasi totalité des zones de subduction dites « chaudes », entre 30 et 40 km de profondeur (Beroza & Ide, 2011 ; Obara & Kato, 2016). Dans les zones de failles en décrochement, les phénomènes transitoires se déclenchent préférentiellement entre 20 et 30 km de profondeur (Shelly, 2017). Très sensibles aux variations de contraintes extérieures, proches de leur seuil de rupture, ces zones de transitions sont souvent caractérisées par des pressions de fluide quasi-lithostatique (Shelly et al., 2006 ; Audet et al., 2009 ; Peacock et al., 2011).

Bien qu'ayant des signatures sismologiques et géodésiques différentes des séismes classiques, il n'en reste pas moins que plusieurs phénomènes transitoires partagent des caractéristiques communes avec ces derniers. Ce sont tous des phénomènes provenant d'un glissement comme les séismes mais avec des durées parfois plus longues et une radiation d'énergie plus faible (Ide et al., 2008). Les phénomènes transitoires et les séismes se déclenchent au sein des mêmes limites de plaques, sur des périodes de temps concordantes, avec des moment sismiques (i.e. magnitudes) comparables (Ide et al., 2008 ; Peng & Gomberg, 2010). L'utilisation du terme séisme lent ('*slow earthquake*') provient de cette proximité entre phénomènes transitoires et séismes.

En comparant la durée et le moment sismique de tous ces phénomènes, Ide et al. (2007) se sont aperçus que tous les phénomènes transitoires suivaient la loi d'échelle suivante :

$$M_0 \approx T \times 10^{12-13} \quad (1)$$

avec M_0 le moment sismique (en N.m) et T la durée caractéristique (en s) des phénomènes, alors que les séismes dits « classiques » suivaient la loi d'échelle :

$$M_0 \approx T^3 \times 10^{15-16} \quad (2)$$

Cette différence de loi d'échelle (Fig. 14) pourrait s'expliquer par une différence de mode de propagation du glissement en profondeur avec un mode « lent » et un mode « rapide » (Ide et al., 2007).

Après avoir enrichi l'approche de Ide et al. (2007) avec les moments sismiques et les durées caractéristiques des glissements de terrain asismiques, des essaims de sismicité, des répliques sismiques, des glissements '*afterslip*' et des fluages asismiques des glaciers, Peng and Gomberg (2010) retrouvent cette dichotomie entre phénomènes transitoires et séismes classiques. Ces auteurs proposent que l'écart entre ces deux familles de comportement résulte uniquement d'un manque de données dû aux limitations instrumentales actuelles. On aurait alors un continuum de modes de glissement aux limites de plaques (Peng & Gomberg, 2010) plutôt que seulement deux modes de glissement (Ide et al., 2007). La question d'un continuum ou d'une dichotomie des modes de glissement reste néanmoins débattue mais son issue revêt une importance fondamentale puisqu'elle nous apportera des contraintes mécaniques sur la physique des phénomènes transitoires et des séismes (Ide 2008 ; Ide et al., 2008 ; Gao et al., 2012 ; Ide & Yabe, 2014 ; Liu 2014; Gomberg et al., 2016).

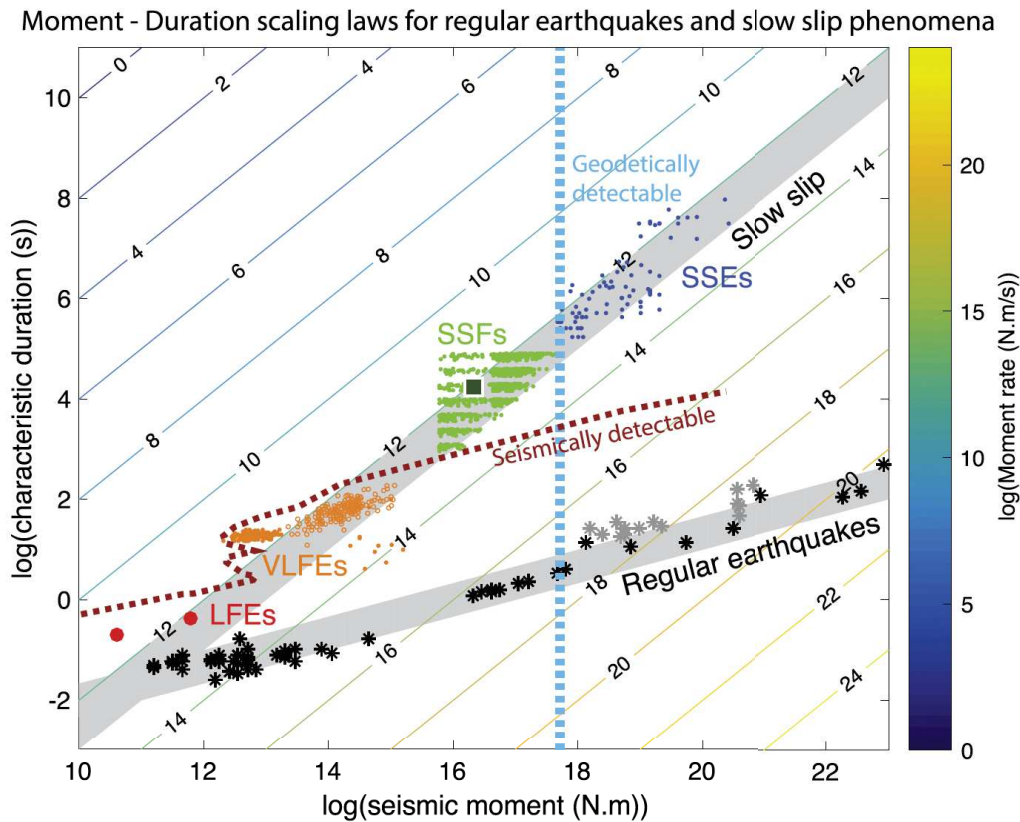


Figure 14 – Loi d'échelle moment-durée pour les séismes dits réguliers et pour les phénomènes transitoires. Les lignes de couleurs sont des iso-contours de même taux de moment. Les étoiles noires et grises représentent les séismes réguliers et les séismes tsunamigène respectivement. Figure provenant de Bletery et al. (2017).

De nouvelles observations apportées par Bletery et al. (2017) tendent cependant à confirmer l'hypothèse de seulement deux modes de glissement. Ces auteurs se sont intéressés aux fronts de glissement secondaires initialement détectés dans la zone de subduction des Cascades par des extensomètres ('*Secondary Slip Front*', SSF, Hawthorne et al., 2016). Ces SSFs, aussi appelés '*rapid tremor reversals*' ou '*streaks*', correspondraient à des glissements imagés par des migrations de LFEs et de trémors dans la zone de glissement d'un SSE. Ces migrations sont généralement plus rapide que la propagation du front de glissement du SSE et ont des sens contraires ou perpendiculaires (Ghosh et al., 2010 ; Houston et al., 2011). Les SSFs ont principalement été décrits dans la zone de subduction des Cascades mais on retrouve des observations similaires dans les zones de subduction du Japon (Obara et al., 2012), du Mexique (Peng & Rubin, 2017) et le long de la faille de San Andreas (Peng et al., 2015).

Bien que les SSFs ne soient pas détectables sismiquement ou géodésiquement, leur intégration au formalisme de Ide et al. (2007) semblent confirmer la loi d'échelle des phénomènes transitoires en comblant notamment l'écart entre les VLFEs et les SSEs (Fig. 14). Les seuils de détection sismique et géodésique ajoutés à la Figure 14 (courbes rouge et bleue en pointillés respectivement, Fig. 14) définissent la zone globale de détection des glissements le long des failles. Cette zone de détection couvre l'écart entre les phénomènes transitoires et les séismes (zones grises, Fig. 14). De probables phénomènes situés dans cet écart auraient donc déjà dû être observés par les réseaux actuels (théoriquement). L'hypothèse de deux modes de glissements différents semble donc se confirmer. Les NVT et les LFEs se rapprochent des comportements sismiques avec des durées très courtes et des radiations d'énergie alors que les SSEs avec leur durée beaucoup plus longue semblent être régis par un processus de glissement sur les failles bien différent.

2.3 Glissements lents transitoires et trémors : les apports des données de terrain

Jusqu'à présent, le comportement sismique était associé aux failles, aux fractures, aux cataclasites et aux pseudotachylites (Hancock, 1985 ; Paterson & Wong, 2005). A l'opposé, on décrivait le comportement asismique en étudiant la mylonitisation et les zones de cisaillement ductile (Sibson, 1985 ; Mancktelow & Pennacchioni, 2004 ; Mancktelow, 2006). Désormais, les phénomènes transitoires (SSEs, NVT, ETS) apportent un nouveau regard sur la déformation en frontières de plaques, à la transition sismique/asismique. Les objets géologiques autrefois connus doivent être repensés pour comprendre le comportement mécanique et rhéologique de ces signaux transitoires. Dans cette section, nous nous intéresserons donc aux études géologiques récentes décrivant des analogues de terrain aux phénomènes transitoires nouvellement observés (SSEs, NVT et ETS).

Dès leur découverte, les phénomènes transitoires ont fait l'objet d'études pour contraindre la profondeur et la température nécessaires à leur déclenchement (Dragert et al., 2001 ; Obara, 2002 ; Brown et al., 2009). L'association quasi-systématique des phénomènes transitoires avec des conditions de surpression des fluides laisse également penser que des fluides dérivant des roches en subduction participent au déclenchement de ces phénomènes (Kao et al., 2006 ; Matsubara et al., 2009). Plusieurs études se sont donc intéressées aux potentiels processus géologiques mis en jeu dans le comportement des SSEs et des NVT (e.g. Peacock, 2009 ; Fagereng & Diener, 2011a, 2011b). À partir de modèles thermiques de zones de subduction et des profondeurs d'occurrence des ETS, Peacock (2009) propose par exemple que les ETS soient associés aux réactions de déshydratation des minéraux en faciès métamorphiques Schiste Vert (SV), Schiste Bleu (SB) et Amphibolite (Fig. 15).

Nous discuterons dans un premier temps des déformations fragiles-ductiles long-terme inhérentes à la formation de grandes zones de cisaillement localisées. Ces zones de cisaillement se forment sur des échelles de temps de l'ordre du million d'année en faciès SV/SB à éclogitique (Sibson, 1985 ; Mancktelow & Pennacchioni, 2004 ; Mancktelow, 2006). Nous nous détacherons ensuite de ces études pour nous concentrer sur des échelles de temps plus court-terme, caractéristiques des ETS (mois/années). Nous discuterons ainsi de roches métamorphiques exhumées

déformées dans des zones de cisaillement ductiles très localisées contenant des marqueurs de déformation fragile (e.g. microfracturation, veines de quartz ; Fagereng et al., 2014 ; Hayman & Lavier, 2014 ; Angiboust et al., 2015 ; Molli et al., 2017). Ces déformations court-terme seront notamment discutées en terme de signature géologique des phénomènes transitoires.

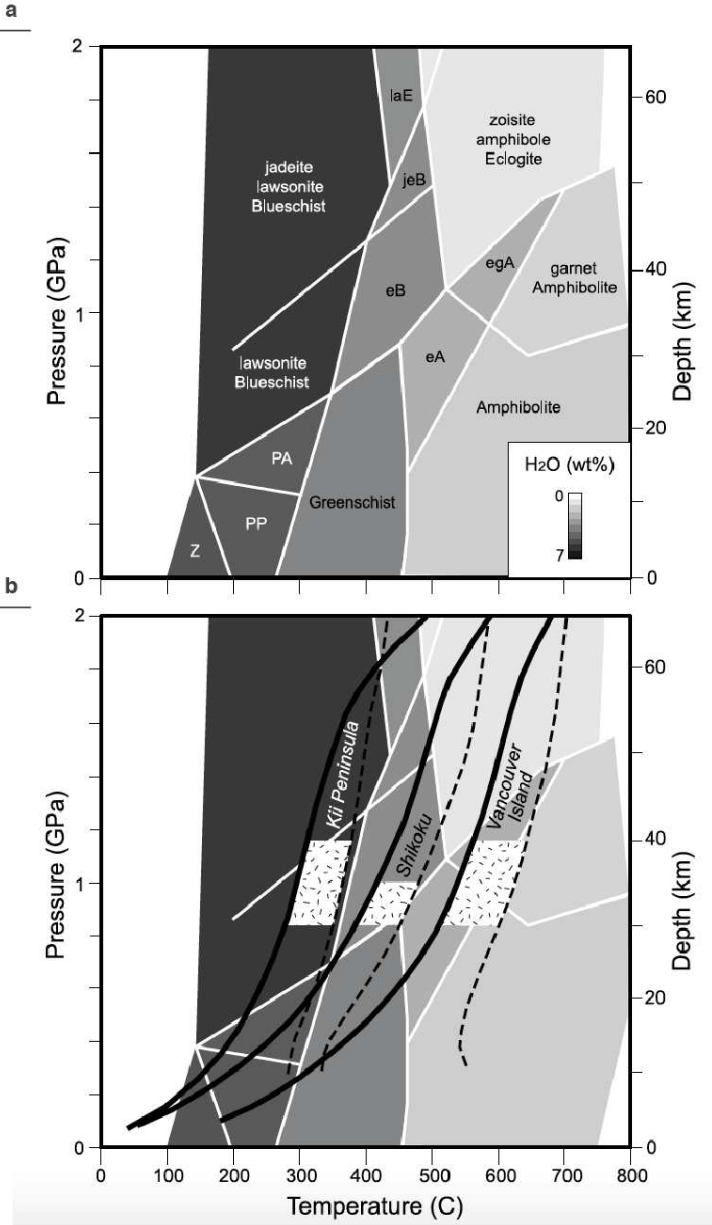


Figure 15 – Conditions métamorphiques calculées pour les croûtes océaniques en subduction au Japon (Kii Peninsula et Shikoku) et aux Cascades. **(a)** Diagramme de phase représentant les faciès métamorphiques d'un MORB ('Mid-Ocean Ridge Basalt') et le maximum de quantité de H₂O. **(b)** Chemins P-T calculés pour le toit (courbes noires) et la base (courbes en pointillés) des trois croûtes océaniques en subduction. Les zones blanches hachurées représentent les conditions P-T des ETS pour ces subductions. Figure modifiée depuis Peacock (2009)

2.3.1 Déformation fragile-ductile long-terme

Nous illustrerons d'abord deux cas caractéristiques de déformation fragile-ductile long-terme. Ces déformations impliquent systématiquement de grandes transformations minéralogiques des roches en question, nécessitant ainsi un temps relativement long (e.g. Gueydan et al., 2003, 2004 ; Austrheim, 1994). Le premier exemple correspond à la déformation d'un granite en faciès SV/SB au sein de la zone de cisaillement Est du Tende (Corse, France). Notre second exemple présente la déformation d'un granite en faciès Éclogite/Granulite dans l'Arc de Bergen (Norvège).

2.3.1.1 Zone de cisaillement Est du Tende : la limite schiste vert/schiste bleu

Dans la croûte continentale moyenne, les zones de cisaillement sont très souvent associées à la formation de mylonites/ultramylonites enrichies en mica (Fig. 16, Mitra, 1978 ; Wibberley, 1999). Cet enrichissement marque la disparition du feldspath (un des minéraux majeurs de la croûte continentale, Rudnik & Gao, 2003) au profit des phyllosilicates (Hemley & Jones, 1964 ; Wintsch et al., 1995).

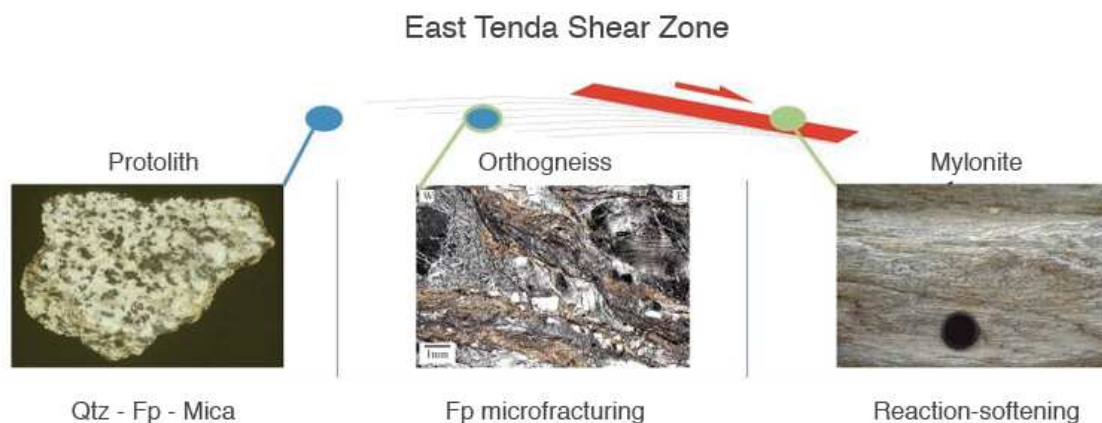
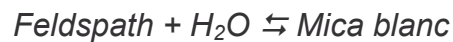


Figure 16 – Évolution long-terme d'un gneiss au sein d'une zone de cisaillement kilométrique, exemple de la zone de cisaillement Est du Tende. **(Gauche)** En champ lointain : protolithe peu déformé contenant 3 phases minérales (Qtz : quartz, Fp : feldspath et micas). **(Centre)** En champ proche : microfracturation du feldspath et enrichissement en micas. **(Droite)** Dans la zone de cisaillement localisée : mylonitisation par adoucissement. Communication personnelle de F. Gueydan.

En s'appuyant sur l'étude d'une zone de cisaillement kilométrique ayant été initiée dans le faciès SB (i.e. en subduction) et ayant été réactivée en SV (i.e. exhumation), Gueydan et al. (2003, 2004) propose que la mylonitisation d'une zone de cisaillement soit initiée par la microfracturation du feldspath (Fig. 16). En percolant le long des microfractures, des fluides participeraient à la transformation diffuse du feldspath en mica blanc suivant la relation décrite par Hemley and Jones (1964) :



Le mica étant moins résistant que le feldspath, cette réaction chimique permet d'amollir considérablement la roche déformée (*'reaction-softening'*, Mitra, 1978 ; White & Knipe, 1978 ; Dixon & Williams, 1983 ; Gapais, 1989 ; Wibberley, 1999) et d'expliquer la localisation de la déformation des zones de cisaillement kilométriques dans les zones de subduction (Mitra, 1978 ; Wibberley, 1999 ; Gueydan et al., 2003). Ce processus prenant en compte des cinématiques de réactions métamorphiques s'effectue sur le long-terme pendant plusieurs centaines de milliers d'années (Gueydan et al., 2003).

Dans la suite de notre étude (cf. *Chapitre 3*), nous étudierons également la zone de cisaillement Est du Tende. Nous nous concentrerons cependant sur les parties peu déformées (proto-mylonites, orthogneiss) où la microfracturation du feldspath est visible et bien préservée des réactions métamorphiques citées précédemment. En effet, à court-terme la microfracturation du feldspath permettrait de faire entrer et de faire circuler des fluides dans un système initialement clos (Oliot et al., 2014). Cette interaction fluide-roche pourrait être un facteur clé à prendre en compte dans notre élaboration d'un modèle rhéologique des phénomènes transitoires (cf. *Chapitre 3*). La zone de cisaillement Est du Tende a également été choisie comme lieu d'étude d'analogues de phénomènes transitoires puisque qu'elle a enregistré des déformations à des conditions de pression (i.e. profondeur) et de température similaires aux ETS (cf. *Chapitre 3*).

2.3.1.2 L'Arc de Bergen : les faciès granulitique et élogitique

Notre deuxième exemple de déformation fragile-ductile long-terme correspond à l'Arc de Bergen (Ouest de la Norvège) où des zones de cisaillement métriques à kilométriques ont été décrites par Jamtveit et al. (1990), Boundy et al. (1992) et Austrheim (1994). Jolivet et al. (2005) ont ensuite synthétisé et discuté ces zones de cisaillement en terme d'implications géologiques et géodynamiques (Fig. 17). Ces observations dans des granulites anhydres montrent une fracturation à l'échelle de la roche (i.e. macrofracturation) qui initie une infiltration d'eau et une transformation progressive des granulites en élogites (Fig. 17 ; Austrheim, 1987 ; Jolivet et al., 2005). Cette transformation marque le passage depuis une anorthosite (granulite) vers une roche riche en omphacite, grenat, disthène, quartz et mica (élogite) impliquant ainsi une chute conséquente de sa résistance (Jolivet et al., 2005). Ainsi, cette transformation qui nécessite un ajout d'eau conséquent dans le système permet d'amollir la roche et de former de grandes zones de cisaillement élogitiques (Jolivet et al., 2005). Il est important de noter que sans précurseurs fragile (e.g. macrofracturation), aucun ajout d'eau n'est possible dans la roche et donc aucune réaction d'écolitisation.

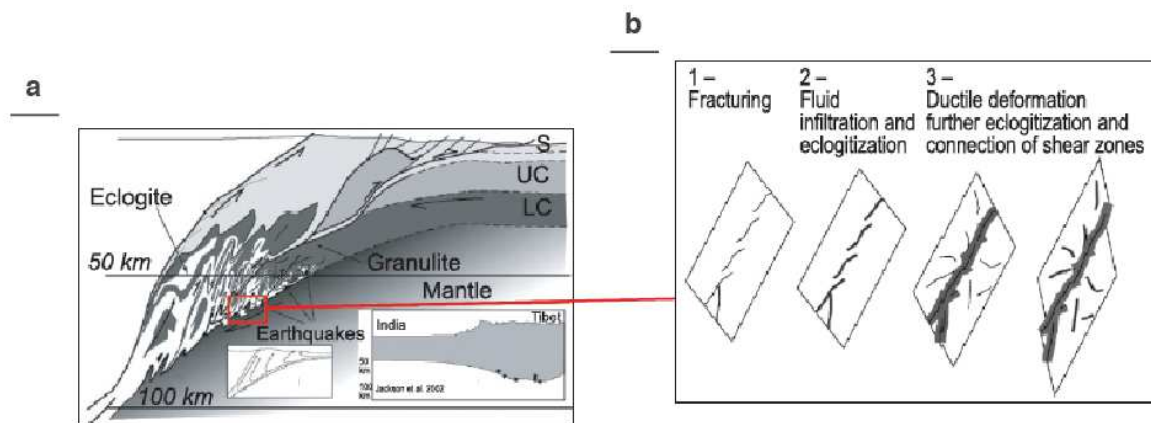


Figure 17 – (a) Modèle conceptuel de l'enfouissement des roches durant une subduction continentale. Exemple de l'Arc de Bergen. (b) Modèle de formation progressive de zones de cisaillement par fracturation, infiltration de fluides et écolitisation. Figure modifiée depuis Jolivet et al. (2005) et Gratier and Gueydan (2007).

Comme dans l'exemple du Tende (Fig. 16), la fracturation permet d'initier un processus plus long-terme de transformation totale de la roche qui in fine permet un

adoucissement majeur et une localisation de la déformation ductile sur plusieurs milliers voir millions d'années (Gueydan et al., 2003 ; Jolivet et al., 2005). Dans la suite de notre étude, nous ne traiterons pas ces processus long-terme. En revanche nous nous focaliserons sur l'initiation de ces processus et leur impact sur notre compréhension de la rhéologie de ces roches en faciès SV/SB à éclogitique, notamment sur des échelles de temps court-terme caractéristiques des phénomènes transitoires (e.g. durant la fracturation).

2.3.2 Déformation fragile-ductile court-terme

Depuis quelques années, plusieurs études se sont concentrées sur des échelles de temps court-terme (Fagereng et al., 2014 ; Hayman & Lavier, 2014 ; Angiboust et al., 2015 ; Molli et al., 2017), caractéristiques des phénomènes transitoires (mois/années, Obara & Kato, 2016). Nous discuterons ici de roches métamorphiques exhumées déformées dans des zones de cisaillement ductiles très localisées contenant des marqueurs de déformation fragile (e.g. microfracturation, macrofracturation, veines de quartz). Ces déformations court-terme seront notamment discutées en tant que potentiels analogues de terrain des phénomènes transitoires (SSEs, NVT et ETS).

2.3.2.1 Fracturation de boudins mafiques dans une matrice visqueuse

Hayman and Lavier (2014) ont été parmi les premiers à proposer un analogue de terrain pour les SSEs et NVT (Fig. 18). Ils ont pris l'exemple du Chili et de la Cordillère de Darwin en Patagonie car les conditions P-T enregistrées par cet ancien chenal de subduction (le Beagle Channel) sont conformes aux prédictions des profondeurs et des températures des NVT et ETS (Fig. 18a-c). Les roches exhumées ont subi au Crétacé Inférieur une déformation dans le faciès métamorphique amphibolitique (500-620°C et 0.6-1.2 GPa ; Fig. 18c ; Kohn et al., 1995 ; Maloney et al., 2011).

L'exemple de terrain proposé montre une matrice ductile gneissique avec des lentilles de roches mafiques (Fig. 18d). Des macrofractures sont observées dans ces lentilles mafiques avec des remplissages de quartz, indiquant des circulations de fluide depuis la matrice gneissique vers ces fractures (Fig. 18d). Hayman and Lavier

(2014) proposent que ces observations soient les marqueurs des ETS en subduction. Pour cela, il est nécessaire d'avoir une association macroscopique entre une roche très molle (viscosité de 10^{13} Pa.s) avec des boudins résistants mafiques (10^{23} Pa.s). Le fluage ductile pourrait être accéléré par des macrofracturations des boudins mafiques, permettant d'expliquer à la fois les slow slip events (i.e. creep) et les tremors non-volcaniques (i.e. macrofracturation). Une modélisation associée a d'ailleurs été proposée pour quantifier cette interaction et sera décrite dans la *sous-section 2.4.3*.

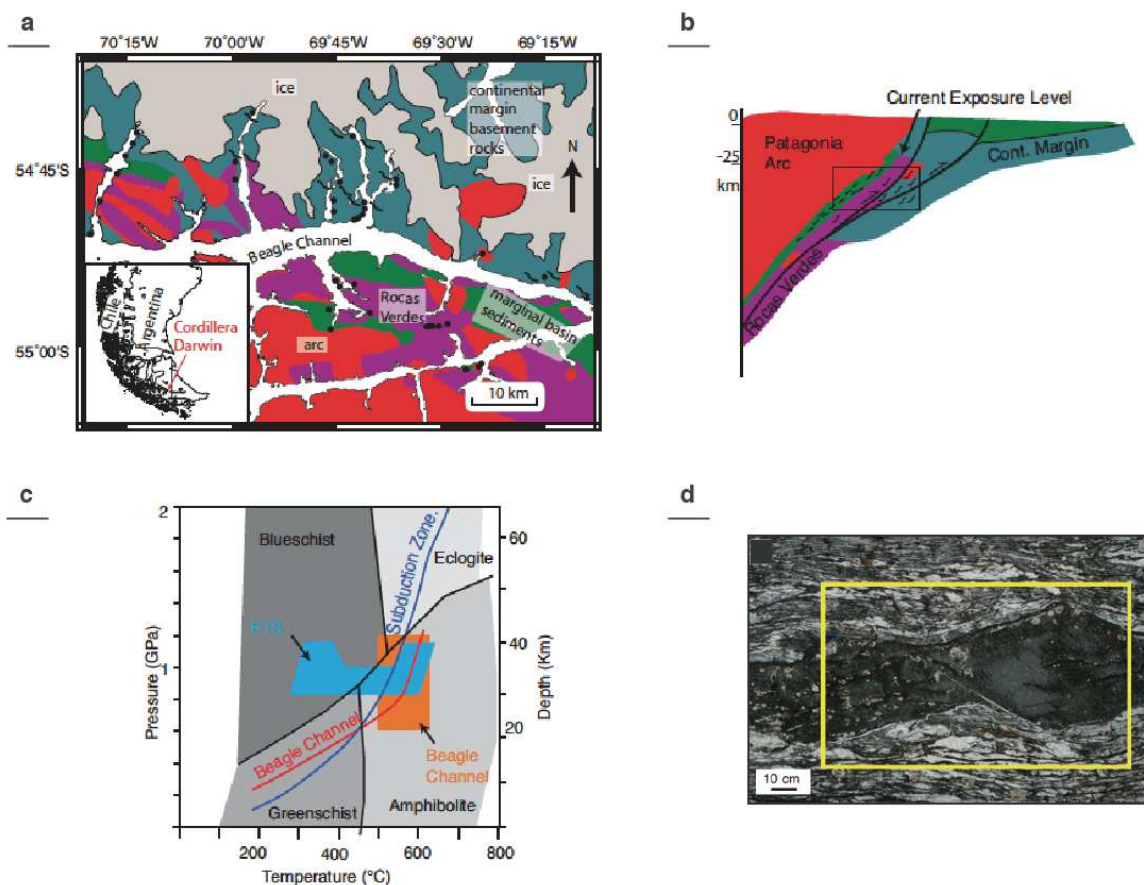


Figure 18 – (a) Carte géologique du Beagle Channel (Sud du Chili) basée sur des observations de terrain marquées par les points noirs. Les courbes noires représentent les zones de cisaillement kilométriques. (b) Coupe schématique du Beagle Channel au Crétacé Inférieur. Le rectangle noir marque la zone d'intérêt de cette étude. (c) Diagramme pression-température marquant le champ P-T d'occurrence des ETS (zone bleue) et le champ P-T du Beagle Channel au pic de métamorphisme (zone orange). Les courbes bleue et rouge représentent respectivement le chemin P-T moyen d'une zone de subduction et le chemin P-T du Beagle Channel. (d) Photographie d'affleurement d'un boudin mafique étiré et microfracturé (rectangle jaune), entouré par une matrice gneissique. La microfracture correspond à une veine de quartz. Figure modifiée depuis Hayman and Lavier (2014).

Dans la même logique, Fagereng et al. (2014) ont présenté une autre zone d'étude avec des comportements similaires (Fig. 19). Il s'agit d'une zone de déformation kilométrique d'âge néo-protérozoïque située entre deux cratons paléo-protérozoïque/archéen (la Ceinture de Damara entre le craton du Congo au Nord et le craton du Kalahari au Sud, Fig. 19a; Barnes & Sawyer, 1980 ; Miller, 1983 ; Kasch, 1983). Cette déformation a eu lieu durant l'accrétion des différents cratons lors de la formation du Gondwana (Barnes & Sawyer, 1980 ; Miller, 1983 ; Kasch, 1983). Les affleurements montrent des roches hétérogènes, avec une alternance de niveaux pélitiques et de niveaux basiques (Fig. 19b-c). Les niveaux pélitiques sont beaucoup plus mous et se déforment très facilement, avec une foliation bien marquée (Fig. 19c-d). Les niveaux basiques plus durs se déforment donc plus difficilement avec une instabilité en striction (e.g. boudinage, Fig. 19c). Dans les boudins de metabasite, des veines de quartz indiquent un comportement cassant dans une roche ductile, avec des circulations de fluides provenant probablement des niveaux pélitiques (Fig. 19d). Dans les zones ultra amincies (e.g. cou de boudins), on observe des microfractures dans les amphiboles (Fig. 19e). La présence de veines de quartz dans des roches basiques indique des migrations de fluide probablement associées à des surpressions (Secor, 1965 ; Fagereng et al., 2014). Les microfractures pourraient être le marqueur de ces surpressions.

Ces deux exemples de terrain montrent donc la présence à toutes les échelles de fracturations des domaines résistants dans une roche à comportement ductile (i.e. une roche métamorphique foliée). De plus le remplissage de ces fractures indique des conditions de pression de fluide élevée permettant des circulations de fluide depuis la matrice visqueuse environnante vers les fractures (Fig. 18d et 19c-d). Ces deux études proposent de relier les glissements lents transitoires à une accélération sporadique du fluage ductile liée à la fracturation des domaines résistants. Cette fracturation est elle-même présentée comme un potentiel analogue aux tremors non-volcaniques. En revanche la nature cyclique et très caractéristique des SSEs, des NVT et des ETS n'est pas discutée (Dragert et al., 2001 ; Obara, 2002 ; Dragert et al., 2004 ; Obara & Kato, 2016). Nous allons donc désormais nous intéresser aux études de terrain identifiant des mécanismes pouvant être à l'origine de cette cyclicité.

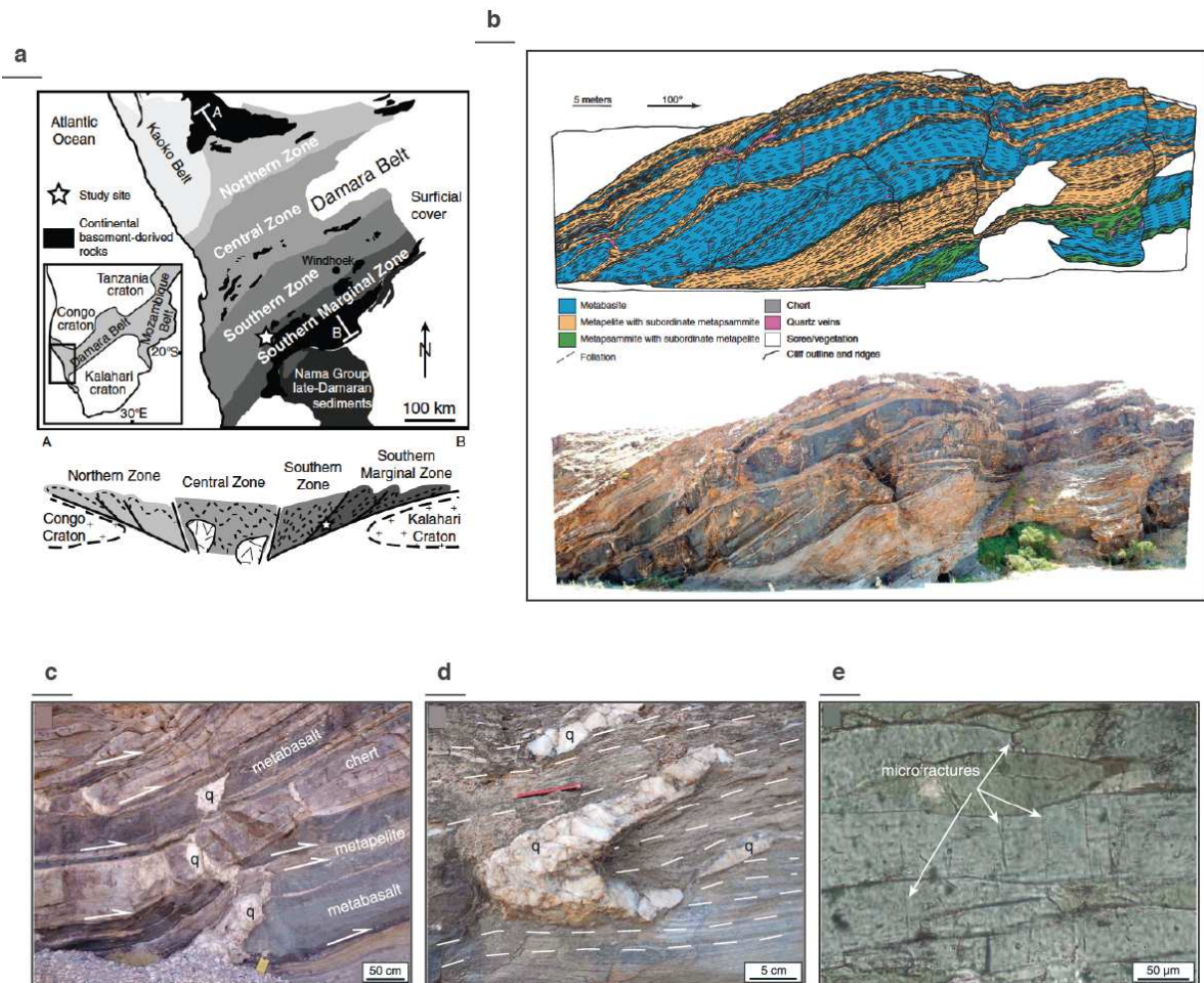


Figure 19 – (a) Carte géologique (haut) simplifiée et coupe schématique (bas) de la section émergée de la Ceinture de Damara. L'étoile marque la localisation de l'affleurement de cette étude. (b) Photographie (bas) et photo-interprétation (haut) d'un affleurement d'une zone de cisaillement dans le prisme d'accrétion exhumé de la Ceinture de Damara. Cet affleurement contient principalement une alternance de metabasite (bleu) et de métasédiments (jaune). Structures et microstructures présentes dans les roches cisillées : (c) veines de quartz recoupant des boudins mafiques et de chert, (d) veines de quartz plissées recoupant des métapelites foliées, (e) microfracturation de microboudins d'hornblende. q : quartz. Figure modifiée depuis Fagereng et al. (2014).

2.3.2.2 Déformation cyclique fragile-ductile

Dans les Alpes, à la paléo-frontière de plaques entre l'Apulie et l'Europe (contact basal de la Dent Blanche avec les Schistes Lustrés Liguro-Piémontais, Dent Blanche Thrust, DBT), Angiboust et al. (2015) ont identifié les marqueurs éventuels d'une déformation fragile-ductile cyclique associée à des surpressions de fluide (Fig. 20, 21). La zone de contact est une zone de déformation intense dans laquelle un niveau de cataclases foliées a été étudié avec plus de détails (Fig. 20a, c). La

déformation précoce durant la subduction (prograde) se fait dans les conditions caractéristiques de la HP-BT (450-500°C et 35km, Fig. 20b). Cette déformation ductile mylonitique évolue en cataclasites foliées comme le prouve les grains anguleux trouvés entre la formation gneissique de la Dent Blanche et le DBT (Fig. 20c, e-f). Dans cette cataclasite, plusieurs générations de veines riches en quartz et en épidotes (clinozoïsite) sont plissées et étirées (Fig. 20g). Cela indique une déformation progressive avec une ouverture des veines puis un plissement et un étirement de ces veines (Fig. 20g, 21). Le degré d'étirement et de plissement de ces veines est variable suivant les générations de veines, indiquant probablement plusieurs séquences/cycles d'ouverture et de plissement/étirement des veines (Fig. 21).

Ce nouveau mode de déformation fragile-ductile dans un milieu classiquement vu comme uniquement ductile (Ring, 1995 ; Angiboust et al., 2014) pourrait être expliqué par des augmentations cycliques des vitesses de déformation dans des conditions de pressions de fluide très élevées (nécessaires à l'ouverture des veines, Fig. 21). À forte pression de fluide et à faible vitesse de déformation, la déformation est ductile. Les augmentations de la vitesse de déformation permettent ainsi d'expliquer la microfracturation de la roche (Fig. 20e, 21) et l'ouverture des veines (Fig. 20g, 21). Le retour à des vitesses de déformation plus faibles permet alors de revenir à une déformation ductile avec plissement puis étirement des veines. Un nouveau cycle d'augmentation/diminution de la vitesse de déformation permettra alors de générer une nouvelle génération veines. Les augmentations de la vitesse de déformation peuvent avoir deux origines :

1. Un glissement dit d'afterslip lié aux grands séismes qui ont lieu à plus faible profondeur le long de l'interface de subduction.
2. Des glissements transitoires tels que les slow slip events. Ces observations ne permettent cependant pas d'expliquer les sources de ces augmentations de vitesse de déformation.

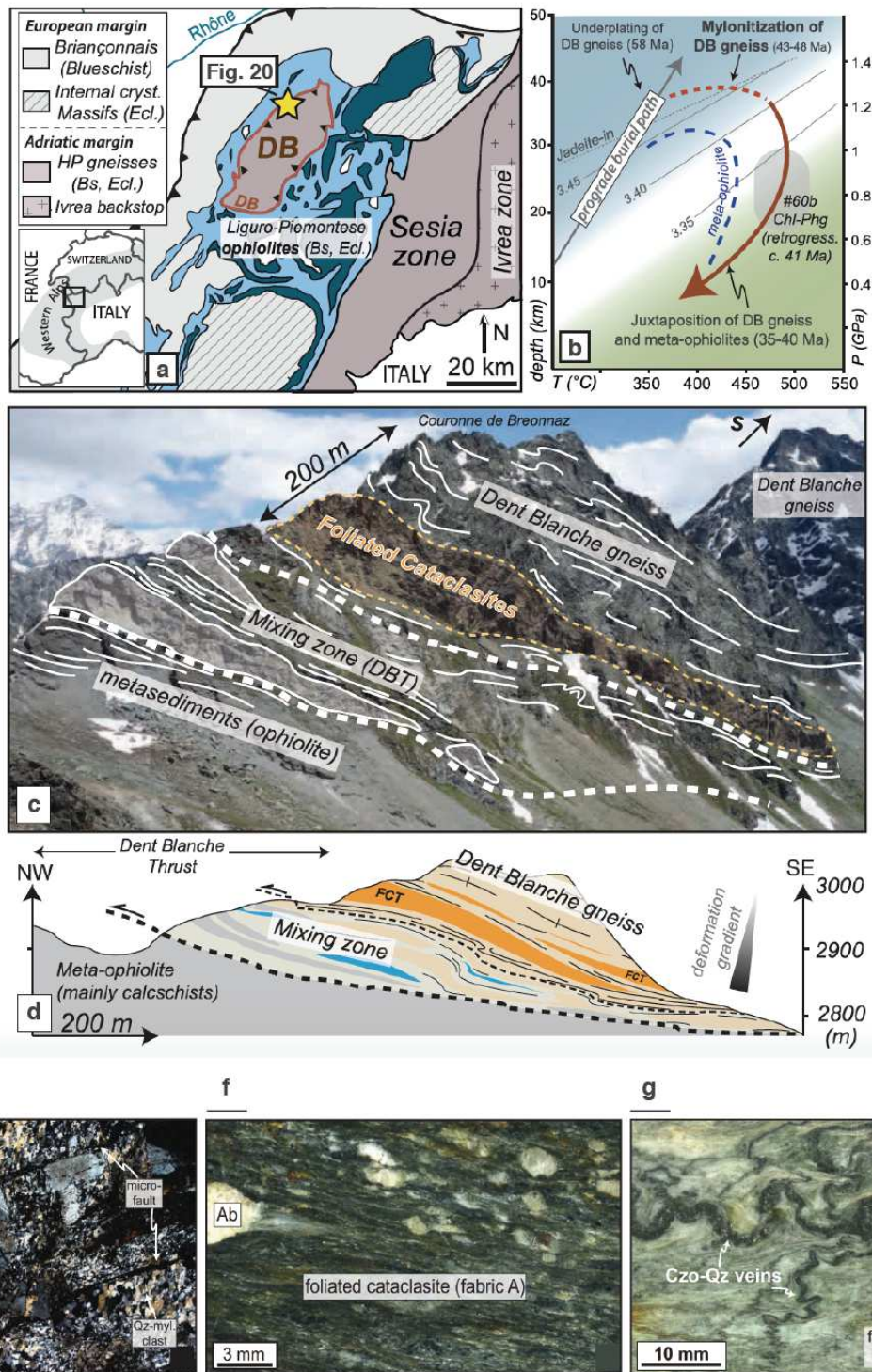


Figure 20 – (a) Carte géologique simplifiée de la partie nord-ouest de la ceinture Alpine. DB : Massif de la Dent Blanc entouré par le chevauchement de la Dent Blanc (Dent Blanc Thrust, DBT, contour rouge). Zones bleu clair : métasédiments, zones bleu foncé : unités mafiques et ultramafiques. L'étoile jaune localise l'affleurement décrit dans cette étude. (b) Chemin P-T des gneiss de la Dent Blanc. (c) Vue sur le DBT dans la région du lac Moiry (Suisse). (d) Schéma interprétatif de la Couronne de Breonnaz. Lentilles bleues : marbres, lentilles jaune clair : schistes verts foliés et phyllonites. (e) Proto-cataclasite marquée par une microfracturation de la matrice mylonitique. (f) Cataclasite foliée contenant des clastes d'albite entourés d'une matrice foliée (g) Réseau de plusieurs générations de veines riches en quartz et clinozoïsite recoupant la matrice cataclastique foliée. Ab : albite, Qz : quartz, Czo : clinozoïsite. Figure modifiée depuis Angiboust et al. (2015).

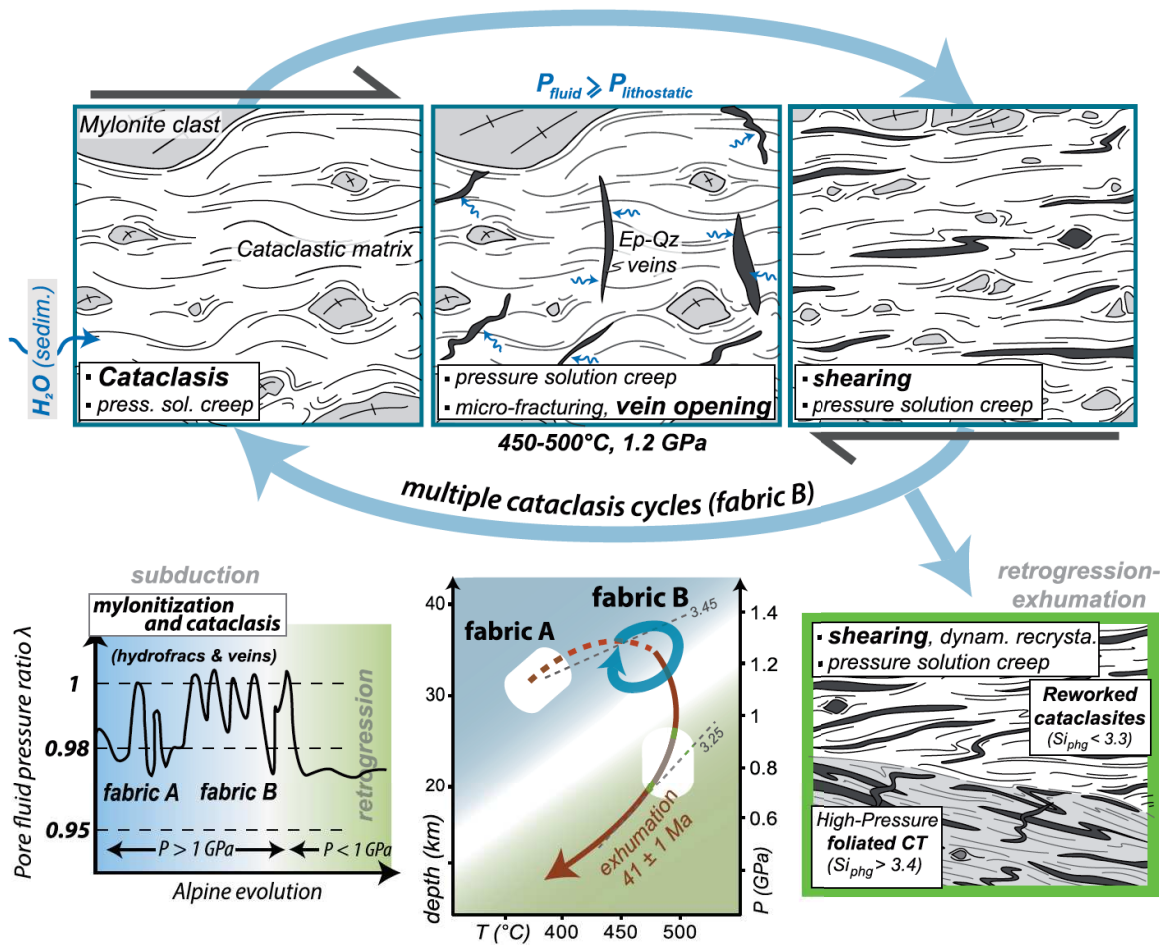


Figure 21 – Modèle conceptuel illustrant la nature cyclique de la déformation dans les roches du DBT incluant des cataclasites, l’ouverture de veines, la surimpression des cataclasites et la réorientation des veines. Des surpressions de fluides transitoires peuvent mener à l’ouverture de veines durant la déformation, recoupant ainsi les deux fabriques décrites dans cette étude. L’exhumation postérieure à cette cyclicité se traduit par une reprise ductile des microstructures fragiles. Figure provenant de Angiboust et al. (2015).

Molli et al. (2017) ont présenté récemment un autre analogue probable de ce type de comportement cyclique avec des précurseurs fragiles (microfailles) de micro-zones de cisaillement (Fig. 22). Leur étude porte sur un équivalent de nos observations de terrain (cf. *Chapitre 3*), situé plus au Sud du Massif du Tende en Corse, et déformé à 300-400°C et une pression supérieure à 0.7 GPa (Malasoma et al., 2006 ; Di Rosa et al., 2016). Les micro-zones de cisaillement dans les gneiss sont systématiquement associées à des microfailles dans les feldspaths (Fig. 22b-c). Des mesures de tailles de grains de quartz recristallisé dans les zones ultramytonitiques permettent d’estimer des vitesses de déformation de l’ordre de 10^{-12} s^{-1} , probablement un à deux ordres de grandeurs plus grandes que celle de la roche environnante. Ces zones de cisaillement sont donc le lieu localisé d’une accélération

du déplacement (fluage ductile). Molli et al. (2017) proposent qu'environ 10 000 micro-zones de cisaillement dans l'ensemble du volume de la roche pourraient générer l'équivalent d'un SSE (Fig. 22a). Conformément à Angiboust et al. (2015), Molli et al. (2017) proposent également que ces micro-zones de cisaillement pourraient participer à l'accommodation d'un glissement d'after-slip lié à une rupture cosismique le long de l'interface de subduction (Fig. 22a).

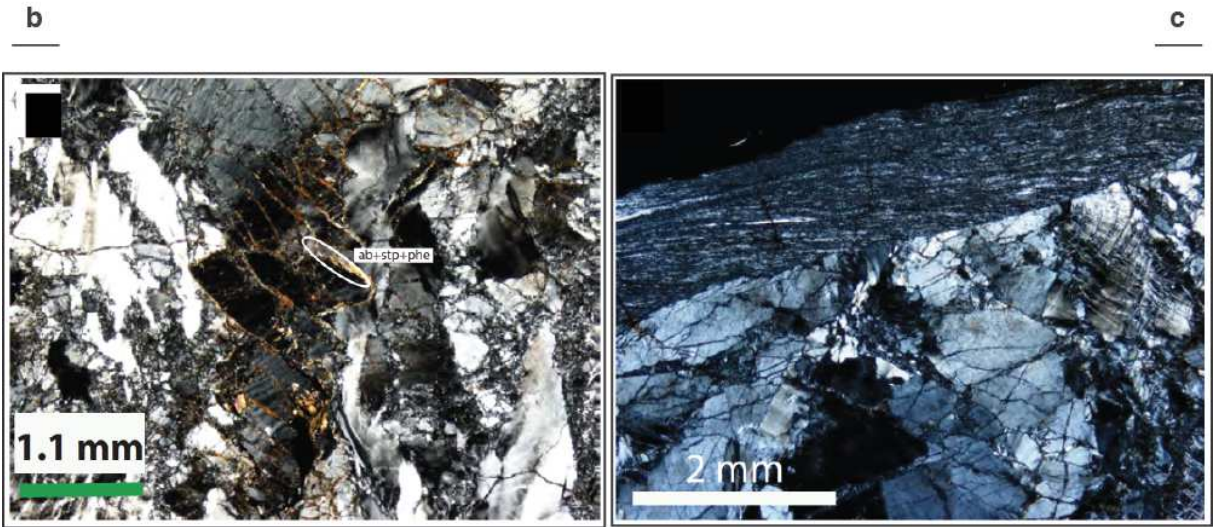
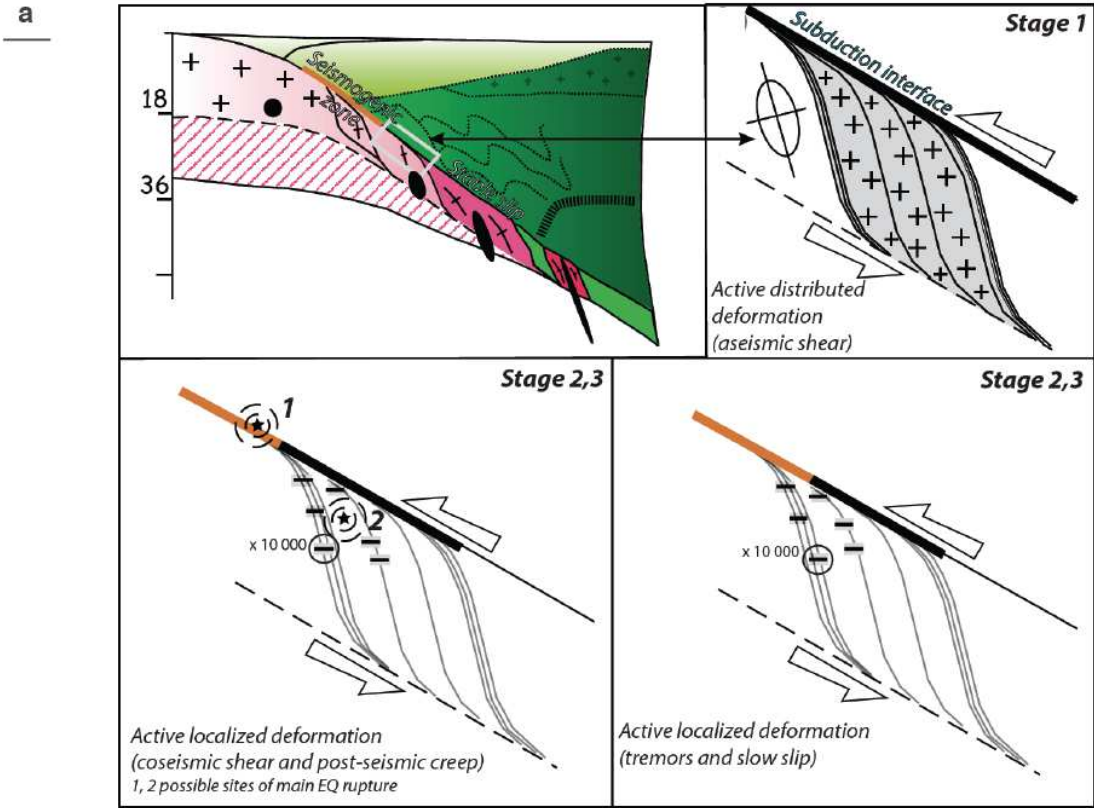


Figure 22 (page précédente) – **(a)** Modèle conceptuel du développement de l'association proto-mylonite/ultramylonite par des précurseurs fragiles dans le contexte de l'ancienne subduction de la Corse Alpine. Le rectangle blanc correspond à la zone de l'affleurement étudié. Ces précurseurs fragiles peuvent être la signature : (gauche) d'un glissement co-sismique et d'un fluage ductile post-sismique ou (droite) d'ETS localisant la déformation en milieu ductile. **(b)** Microphotographie d'une proto-mylonite montrant une microfracturation en domino du K-feldspath et sa transformation en ab : albite, stp : stilpnomelane et phe : phengite. **(c)** Contact très marqué entre une proto-mylonite et une ultramylonite (i.e. la zone de cisaillement). Ce contact est un héritage d'une ancienne macrofracture. Figure modifiée depuis Molli et al. (2017).

Pour résumer, la plupart des analogues de terrain proposés comme signature des SSEs, des NVT ou des ETS invoquent une combinaison de déformations fragiles et ductiles. Ces études soulignent également le rôle majeur des surpressions de fluide et des fluctuations de la vitesse de déformation dans le fonctionnement de ces phénomènes transitoires. Aucun exemple de terrain n'a cependant permis de fournir une description rhéologique complète du lien entre précurseurs fragiles (e.g. microfracturation), surpressions de fluide et augmentation de la vitesse de déformation.

2.3.3 Positionnement de notre étude

Nous souhaitons comprendre à partir de l'analyse de roches déformées dans des conditions P-T similaires aux conditions des ETS (400-600°C et 30-40 km), les différents points suivants (en italique) mis en évidence par les précédentes études de terrain :

1. *Une augmentation locale de la vitesse de déformation*

Hayman and Lavier (2014) proposent une relation avec le fonctionnement de macrofractures mais la plupart des études montrent une microfracturation répandue à ces profondeurs (Fagereng et al., 2014 ; Angiboust et al., 2015 ; Molli et al., 2017), qui pourrait être associée à la formation de micro-zones de cisaillement (Molli et al., 2017). Nous aimerions donc contraindre le lien rhéologique entre microfracturation et localisation de la déformation afin de valider, ou non, le fait que les augmentations de vitesse de déformation puissent être associées aux SSEs.

2. *La cyclicité de ces augmentations de la vitesse de déformation*

Cette cyclicité est nécessaire si l'on considère que ces augmentations de vitesse de déformation sont des analogues des SSEs. Si ces augmentations sont liées à des microfracturations, quels mécanismes permettraient d'arrêter la localisation ? Gratier and Gueydan (2007) ont proposé une synthèse des processus de colmatage ('*sealing*') qui s'avèrent être efficaces à de très courtes échelles de temps pour remplir/sceller/colmater les fractures et ainsi redonner sa résistance à la roche fracturée (Fig. 23). Ce colmatage est une piste de travail pour expliquer l'arrêt de l'augmentation de la vitesse de déformation après fracturation. Ce processus est également un marqueur d'un milieu riche en fluide, pouvant être associé à des surpressions (Gratier et al., 2003 ; Gratier, 2011). Le processus de colmatage est en réalité très complexe et prend en compte de multiples mécanismes en fonction de la taille des fractures ou du type d'énergie utilisé (Fig., 23 ; Gratier et al., 2003 ; Gratier, 2011) . La Figure 23 résume les principaux mécanismes mis en jeu, et permet d'identifier des temps caractéristiques (contraints en laboratoire) depuis le jour jusqu'au millier d'années. Ces processus sont très souvent décrits dans les conditions de basse pression et moyenne température (2-10 km et 100-300°C, Gratier et al., 2003) et sont associés à des mécanismes de déformation ductile type fluage par pression-solution (i.e. plissement des roches sédimentaires, Gratier et al., 2013). Aucune étude ne discute la pertinence de ces processus à plus grande profondeur, dans un milieu ductile contrôlé par le fluage dislocation (i.e la plasticité intra-cristalline). Notre objectif sera donc d'identifier et le cas échéant de caractériser ce processus de colmatage sur des objets déformés dans les conditions de pression et de température des ETS.

3. *Les causes éventuelles des surpressions de fluide*

L'ensemble des travaux précédents indiquent une nécessité de surpression de fluide, mais ne donnent pas explicitement leurs causes. Nous tenterons par une approche couplée d'une d'étude terrain et de modélisation numérique de définir l'origine des ces surpressions de fluide. Cela nous permettra également de discuter du lien entre augmentations de la vitesse de déformation, surpressions de fluide et occurrence des macrofractures. Nous essayerons notamment de définir si les

macrofractures peuvent être considérées comme des analogues de terrain des trémors.

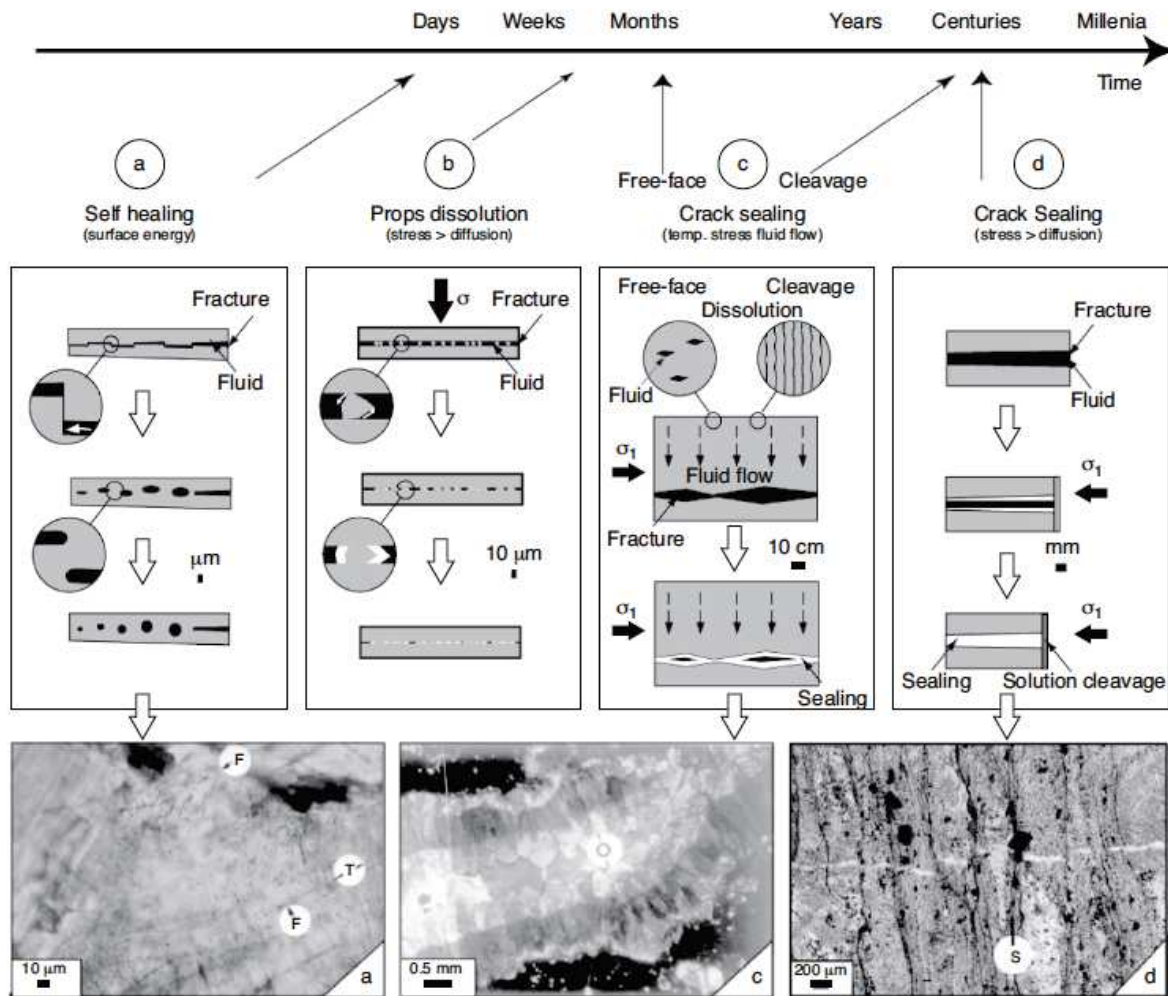


Figure 23 – Différents mécanismes de consolidation et de colmatage de fractures avec des temps caractéristiques allant de quelques jours au millier d’années : **(a)** self-consolidation de fractures; **(b)** dissolution de piliers dans des fractures; **(c)** colmatage de fentes de tension par advection de fluide; **(d)** colmatage de fentes de tension par transfert de masse. Figure provenant de Gratier (2011).

Pour répondre à ces interrogations, nous avons choisi de travailler sur la Zone de Cisaillement Est du Tende (Corse, France, cf. *Chapitre 3*), dans la zone d’initiation de la déformation car non marquée par le processus de mylonitisation. Notre objectif sera de proposer un modèle rhéologique complexe et réaliste à partir des observations de terrain. Ce modèle sera ensuite intégré à une modélisation numérique afin de discuter nos hypothèses.

2.4 Modèles physiques des phénomènes transitoires

2.4.1 Le formalisme rate-and-state

Depuis 2003, de nombreuses études ont cherché à modéliser numériquement les phénomènes transitoires en utilisant une loi frictionnelle rate-and-state (Shibazaki & Iio, 2003 ; Liu & Rice, 2005, 2007, 2009 ; Rubin, 2008 ; Segall et al., 2010 ; Liu, 2013). A la suite d'expériences de glissement frictionnel en laboratoire, Dieterich (1979) et Ruina (1983) établirent que le coefficient de frottement utilisé dans la loi de Mohr-Coulomb (Byerlee, 1978) ne peut être considéré comme constant. Ruina (1983) propose alors un formalisme simple pour décrire les variations du coefficient de frottement en fonction du glissement, de la vitesse de glissement, du temps de contact et de l'état de contrainte normale :

$$\tau = \sigma \left[\mu_0 + a \ln \left(\frac{\dot{\delta}}{\dot{\delta}^*} \right) + b \ln \left(\frac{\theta \dot{\delta}^*}{D_c} \right) \right] \quad (3)$$

avec τ la contrainte cisailante, σ la contrainte normale effective, μ_0 le coefficient de frottement nominal, a et b des constantes déterminées expérimentalement, $\dot{\delta}$ la vitesse de glissement, $\dot{\delta}^*$ la vitesse de glissement caractéristique ('rate'), θ la variable d'état ('state') et D_c la distance caractéristique de glissement. Avec des paramètres tels que la vitesse de glissement, l'état de contrainte ou la distance caractéristique de glissement, ce formalisme est particulièrement approprié pour modéliser le glissement asismique et la nucléation des séismes sur un plan de faille dans un milieu élastique (Scholz, 1998, 2002). Le comportement sismogénique d'une faille peut ainsi être décrit en fonction du paramètre $a-b$ (Fig. 24). Lorsque $a-b$ est positif, le coefficient de frottement augmente quand la vitesse de glissement augmente, indiquant un comportement asismique dit stable (ou 'rate-strengthening'). À l'inverse lorsque $a-b$ est négatif, le coefficient de frottement diminue quand la vitesse de glissement augmente, indiquant un comportement sismique dit instable (ou 'rate-weakening'). On définit également un état intermédiaire dit conditionnellement stable où $a-b$ négatif mais très faible.

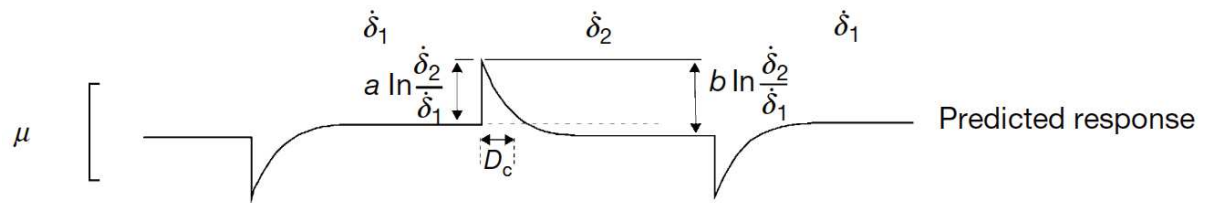


Figure 24 – Réponse du coefficient de frottement à des changements de vitesses (positif puis négatif) prédite par une loi frictionnelle rate-and-state. Figure modifiée depuis Dieterich (2015).

Dès 2003, de nombreux modèles numériques de patin-ressort suivant un formalisme rate-and-state sont développés (Shibazaki & Iio, 2003 ; Yoshida & Kato, 2003 ; Kuroki et al., 2004 ; Hirose & Hirahara, 2004 ; Shibazaki & Shimamoto, 2007). Tous ces modèles pointent du doigt l'importance d'une hétérogénéité spatiale et temporelle des propriétés frictionnelles pour déclencher des ETS.

Cette hétérogénéité peut par exemple provenir du paramètre $a-b$ qui dépend principalement de la lithologie mais également de la température (Scholz, 1998, 2002). Blanpied et al. (1995) ont ainsi démontré qu'un granite en conditions hydrothermales était caractérisé par un $a-b$ positif sauf entre 100°C et 350°C où il devient négatif (Fig. 25a). En appliquant ces variations à un modèle thermique de la subduction du sud-ouest du Japon, Liu and Rice (2005) déduisent que la zone sismogénique dite instable se situe entre 5 et 25 km de profondeur (Fig. 25b).

C'est en se basant sur ces variations de $a-b$ avec la température que Liu and Rice (2005, 2007) et Liu (2013) reproduisent numériquement tout un panel de phénomènes transitoires (Fig. 26, 27). A l'aide d'un modèle 3D (simplifié en 2D pour Liu (2013), Fig. 26) d'une interface de plaque en subduction, ces auteurs montrent que des SSEs peuvent se déclencher sous la zone sismogénique (Fig. 27).

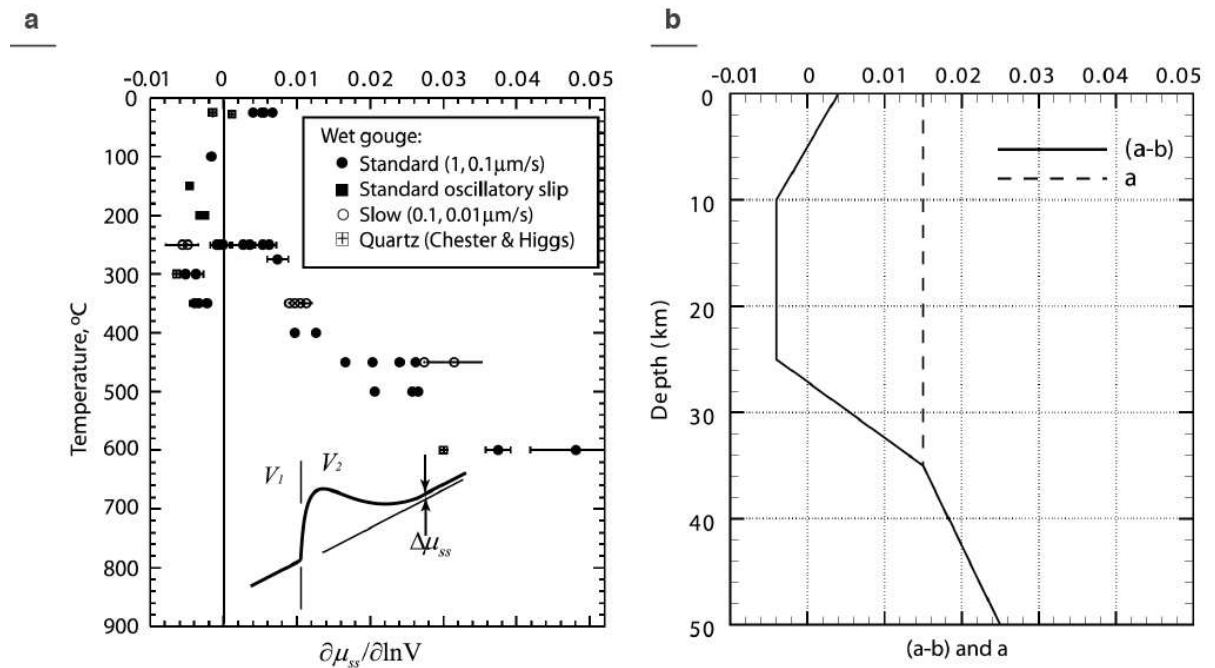


Figure 25 – (a) Comportement stable/instable d'un granite soumis à des conditions hydrothermales obtenu en laboratoire pour plusieurs températures. (b) Évolution des paramètres a et a-b avec la profondeur à partir de l'intégration des données représentées en (a) dans un modèle de structure thermique de la zone de subduction du sud-ouest du Japon proposé par Peacock and Wang (1999). Figure modifiée depuis Liu and Rice (2005).

La transition entre un régime instable ('rate-weakening') et un régime stable ('rate-strengthening') dans la limite inférieure de la zone sismogénique serait à l'origine du déclenchement de ces phénomènes transitoires plus en profondeur (Liu & Rice, 2005). Liu and Rice (2007) ont par ailleurs démontré qu'en cas de surpressions de fluide, la nature des phénomènes transitoires modélisés dépend du facteur géométrique W/h^* (Fig. 26, 27). W correspond à la largeur de la zone de surpression de fluide au dessus de la zone de transition et h^* correspond à la taille maximale de la zone de faille produisant un glissement stable en conditions instable (a-b négatif, rate-weakening). Suivant ce facteur géométrique, Liu and Rice (2007) obtiennent des SSEs périodiques, des SSEs apériodiques ou complexes, des glissements oscillatoires et des évènements sismiques (Fig. 27).

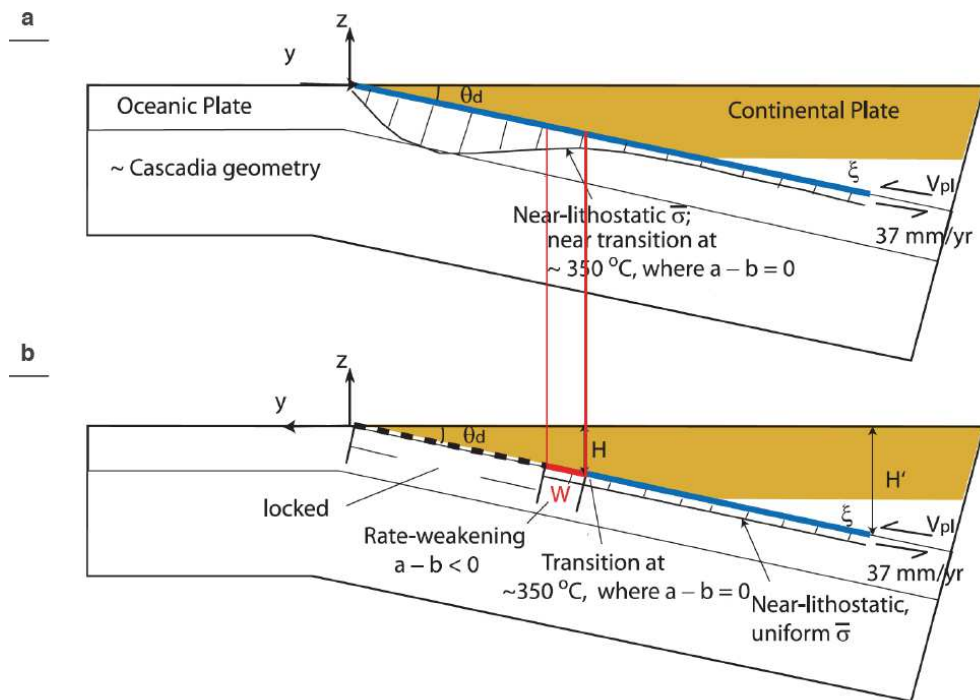


Figure 26 – Modèles (a) réaliste et (b) simplifié utilisés par Liu and Rice (2007) pour reproduire un panel de glissement transitoires aismiques à partir d'un formalisme rate-and-state. Figure modifiée depuis Liu and Rice (2007).

Alternativement, Rubin (2008) et Segall et al. (2010) émettent l'hypothèse que la dilatance aurait plus d'impact sur le déclenchement des phénomènes transitoires que le paramètre géométrique W/h^* . Cette hypothèse sera confirmée par Liu (2013), démontrant la nécessité de surpressions de fluide au dessus de la zone de transition. La dilatance contrôlerait la période des SSEs avec la relation suivante : plus la pression de fluide est importante, plus la dilatance sera forte et plus les SSEs auront une période de récurrence longue (Liu, 2013). Cette relation s'explique par le fait que la dilatance induise des variations de perméabilité par suction (Segall et al., 2010). Lorsque la dilatance augmente, la perméabilité diminue et la vitesse de glissement décroît. Ce type de comportement serait potentiellement capable de générer des NVT (Segall et al., 2010). À l'inverse, une dilatance faible entrainera un perméabilité plus grande et une vitesse de glissement rapide, propice aux SSEs.

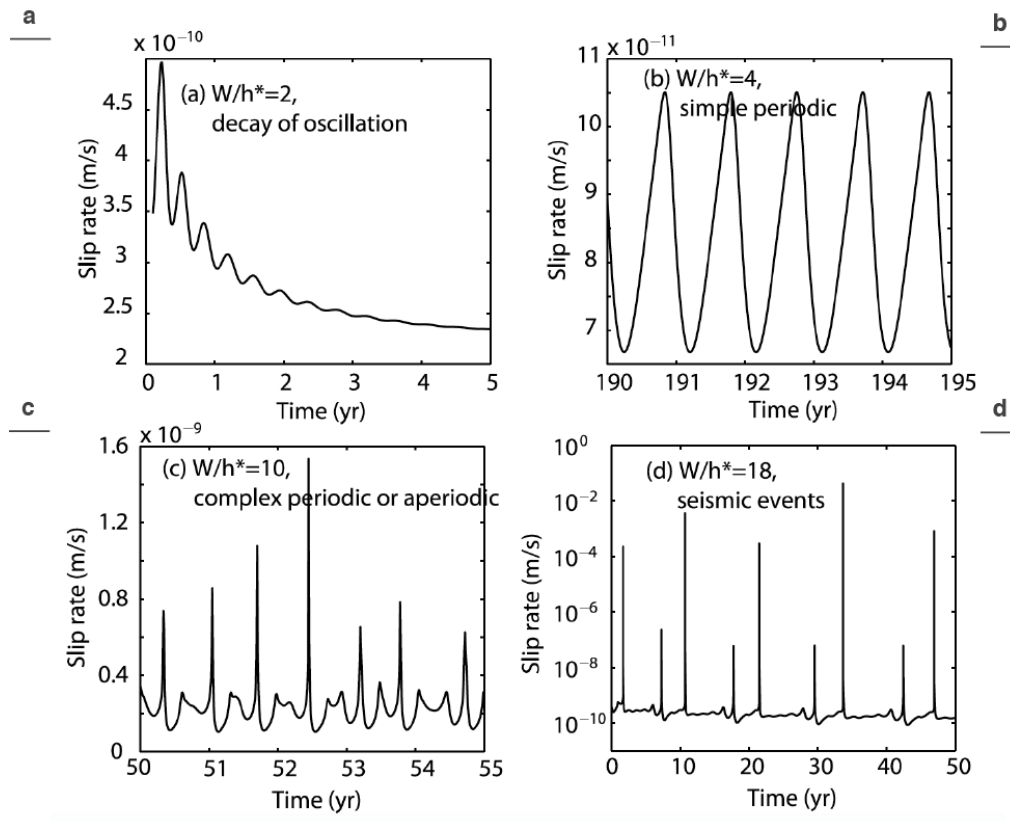


Figure 27 – Vitesses de glissement dans la zone de transition obtenues pour différents paramètres géométriques W/h^* : **(a)** $W/h^* = 2$, décroissance des oscillations, **(b)** $W/h^* = 4$, SSEs périodiques, **(c)** $W/h^* = 10$, SSEs complexes ou aperiodiques, **(d)** $W/h^* = 18$, événements sismiques. Figure modifiée depuis Liu and Rice (2007).

2.4.2 Le modèle thermo-hydro-chimico-mécanique : l'intégration des lois frictionnelles dans le volume

En partant du constat que les phénomènes transitoires se déclenchent dans des zones de cisaillement et non sur un plan de faille, Alevizos et al. (2014) proposent de créer une nouvelle loi frictionnelle ne dépendant plus d'une variable d'état ('state') décrivant l'histoire des aspérités d'une faille. Ces auteurs considèrent que la déformation frictionnelle dans le volume est liée à des mécanismes tels que le roulement intra-granulaire (Sulem et al., 2011) ou le colmatage instantané des grains (Rice, 2006). En l'absence d'observations en laboratoire, Alevizos et al. (2014) font l'hypothèse que ces mécanismes sont dépendants de la température et développent ainsi une loi frictionnelle rate-and-state où la variable d'état est dorénavant la température.

En suivant ce postulat, Alevizos et al. (2014) et Veveakis et al. (2014) et Poulet et al. (2014) en tant que ‘*companion papers*’ modélisent le cisaillement simple d’un matériau granulaire bi-phasique en contexte poro-mécanique (Fig. 28). Ce modèle introduit un couplage entre une loi de fluage (‘*power law creep*’), une loi d’Arrhenius et une loi de dépendance du coefficient de frottement à la température. Les comportements frictionnels ne seront ainsi plus définis comme ‘*rate-strengthening*’ et ‘*rate-weakening*’ mais comme ‘*velocity-hardening/thermal-softening*’ (stable) et ‘*velocity-softening/thermal-hardening*’ (instable) respectivement.

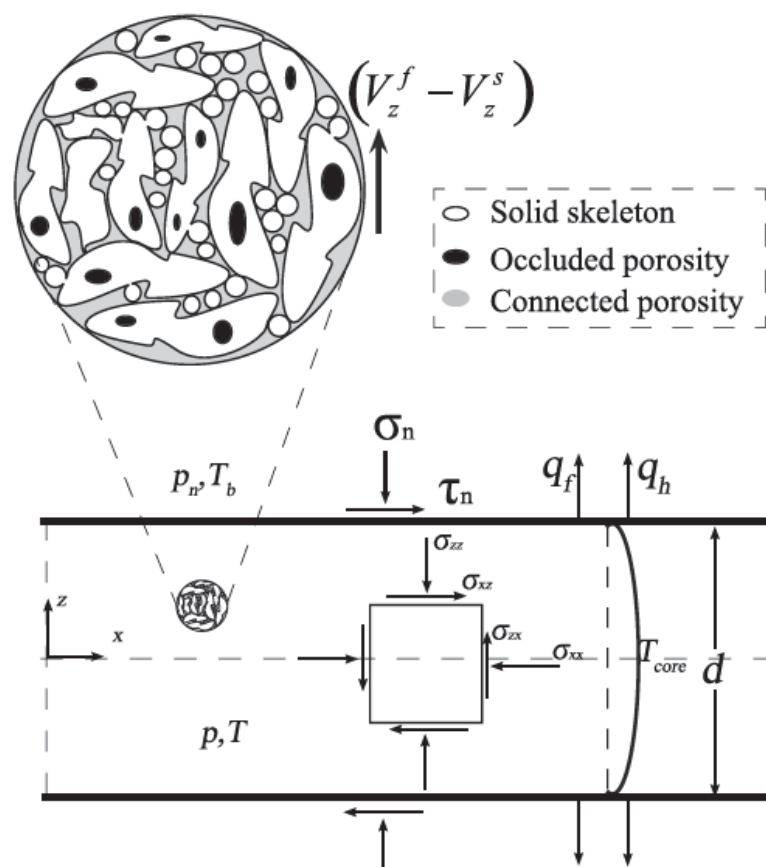


Figure 28 – Schéma du modèle thermo-hydro-chimico-mécanique développé par Alevizos et al. (2014). Un matériel bi-phasique comprenant un squelette solide et une porosité connectée subit une pression lithostatique et un cisaillement simple à travers une zone de cisaillement de largeur d et de température T_{core} . Figure provenant de Alevizos et al. (2014).

Ce formalisme prédit une augmentation de la température par ‘*shear heating*’ lors d’un glissement sur une faille. Cette hausse de température peut déclencher des réactions chimiques endothermiques entraînant une libération de fluides dans le

système et une augmentation de la pression de fluide. Alevizos et al. (2014) intègrent également le processus de pressurisation chimique qui consiste en des variations de porosité en fonction des réactions chimiques. La libération des fluides et les changements de porosité sont ensuite intégrés dans une loi de Darcy afin d'obtenir la pression de fluide dans le système. L'augmentation transitoire de la pression de fluide permet l'augmentation du taux de déformation sur la faille et le déclenchement d'un glissement asismique (Fig. 29). En fonction des variables d'état du modèle, ce glissement asismique peut prendre la forme d'une instabilité ultrarapide associée à de la pressurisation thermique (i.e. un séisme), d'un glissement asismique stable ou d'un glissement asismique périodique (i.e. un SSE, Fig. 29). Ce modèle reproduit par exemple les SSEs observés dans la zone de subduction des Cascades, en supposant que les réactions endothermiques modélisées correspondent à la déshydratation des serpentinites (Fig. 29).

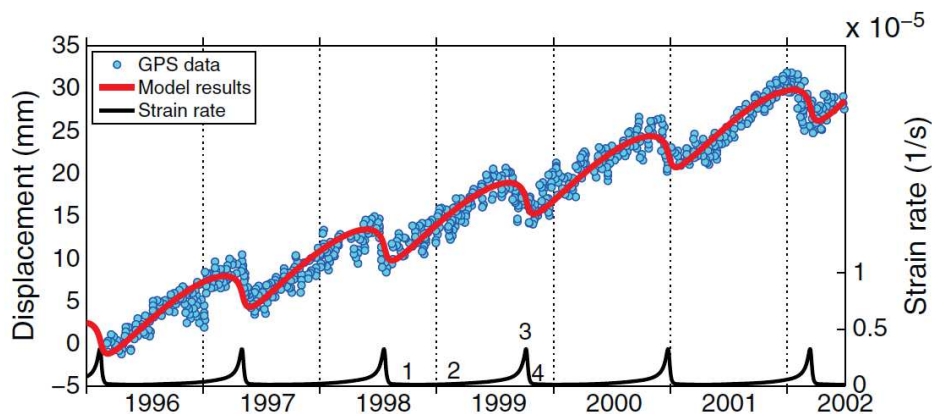


Figure 29 – Glissement (courbe rouge) et taux de déformation (courbe noire) prédits par le modèle de Alevizos et al. (2014), obtenus par inversion pour reproduire le signal GPS des SSEs de la zone de subduction des Cascades. Figure provenant de Alevizos et al. (2014).

2.4.3 Le modèle élasto-visco-plastique : une alternative aux lois frictionnelles

Depuis leur découverte, les phénomènes transitoires ont donc été associés à la transition entre les domaines stables et instables à l'interface de plaque (Dragert et al., 2004 ; Schwartz & Rokosky, 2007, Obara & Kato, 2016). Cette hypothèse d'un changement de comportement frictionnel est cependant problématique puisque les SSEs et les NVT sont générés dans de larges gammes de pressions et températures

où la déformation se fait principalement de manière visqueuse et non frictionnelle (cf. *Section 2.2*). Lavier et al. (2013) et Hayman and Lavier (2014) ont voulu s'affranchir de ce formalisme rate-and-state en développant un modèle élasto-visco-plastique capable de reproduire des phénomènes transitoires en domaine visqueux. Ce modèle entièrement basé sur les observations de terrain indiqués dans la *sous-section 2.2.1*, permet de reproduire le contact entre une croûte supérieure viscoélastique dure ($\eta \sim 10^{23}$ Pa.s) et une croûte inférieure visqueuse faible ($\eta \sim 10^{11-15}$ Pa.s, Fig. 30). Le contact entre les deux est modélisé par une zone de cisaillement millimétrique à kilométrique, visqueuse et contenant des lentilles mafiques dures ($\eta \sim 10^{23}$ Pa.s). La fracturation de ces lentilles par accumulation de contrainte entraîne un glissement transitoire qui sera accommodé par le domaine visqueux environnant (Fig. 30).

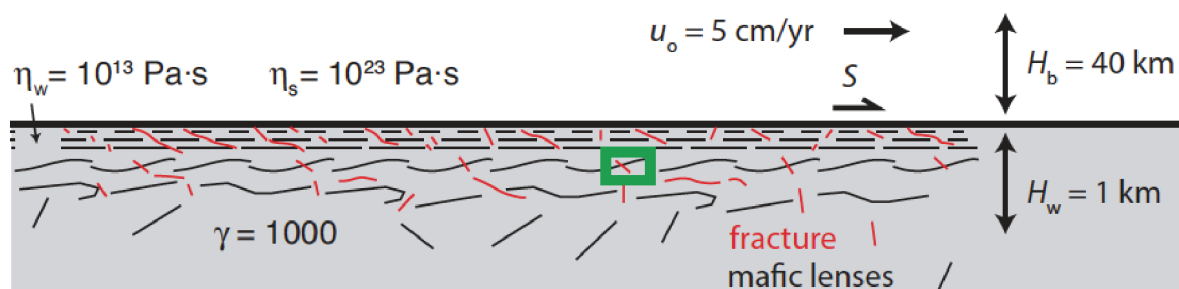


Figure 30 – Schéma du modèle élasto-visco-plastique développé par Hayman and Lavier (2014) pour une application à la zone de cisaillement de Beagle Channel. Les lignes noires et rouges correspondent aux lentilles mafiques et aux fractures respectivement. Figure modifiée depuis Hayman and Lavier (2014).

Mécaniquement, le fluage ductile asismique est modélisé par le mouvement d'un oscillateur harmonique amorti composé d'un milieu visco-élastique, d'un milieu visqueux et d'une zone fracturée plastique (Fig. 31). Au cours du temps les épisodes de fracturation vont s'enchaîner de façon périodique décrivant ainsi des SSEs (Fig. 32). Il faut noter que ce modèle n'intègre pas de mécanisme frictionnel de fracturation, la fracturation n'étant modélisée que par une dislocation de rayon w , mais les épisodes de fracturation des lentilles mafiques pourraient être la signature géologique des NVT (Hayman & Lavier, 2014).

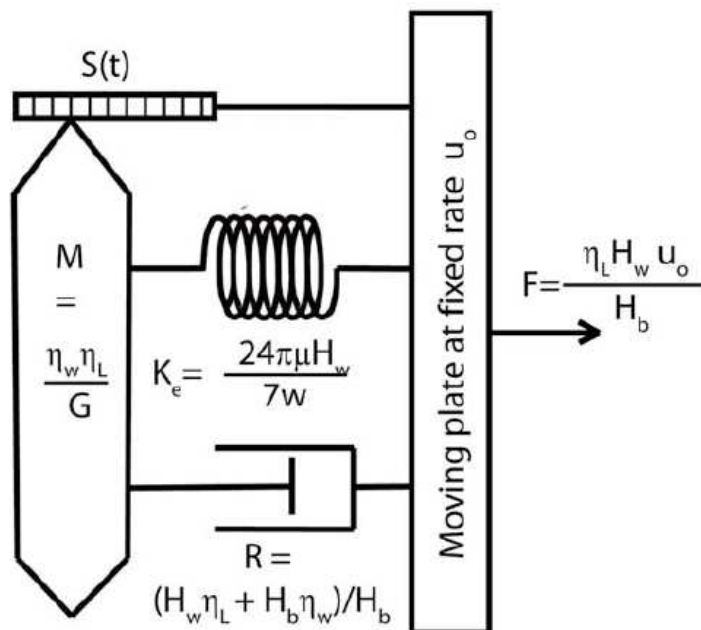


Figure 31 – Schéma de l'oscillateur harmonique amorti développé par Lavier et al (2013). Le glissement S dépend d'une masse inertielle visco-élastique M , d'un module élastique K , d'un terme visqueux R et d'une contrainte tectonique F . Figure modifiée depuis Lavier et al. (2013).

Ce modèle, initialement élaboré pour décrire les glissements asismiques observés en domaine intraplaque (Lavier et al. 2013), permet de reproduire comme pour les modèles rate-and-state, un panel de comportement transitoires (glissements asismiques long-terme, SSEs et glissements oscillatoires). Autre parallèle avec les modèles rate-and-state, le paramètre géométrique H_w/w semble contraindre le comportement des phénomènes transitoires. Ce ratio de l'épaisseur de la zone de cisaillement sur le rayon de dislocation d'une fracture contrôle le temps de récurrence des SSEs modélisés, de quelques jours à plusieurs années.

On peut également noter que cette approche ne nécessite pas de surpressions de fluides pour déclencher les fracturations. De telles surpressions sont cependant supposées par les observations de terrain et leur présence ne ferait que renforcer le mécanisme de fracturation des lentilles mafiques (Hayman & Lavier, 2014).

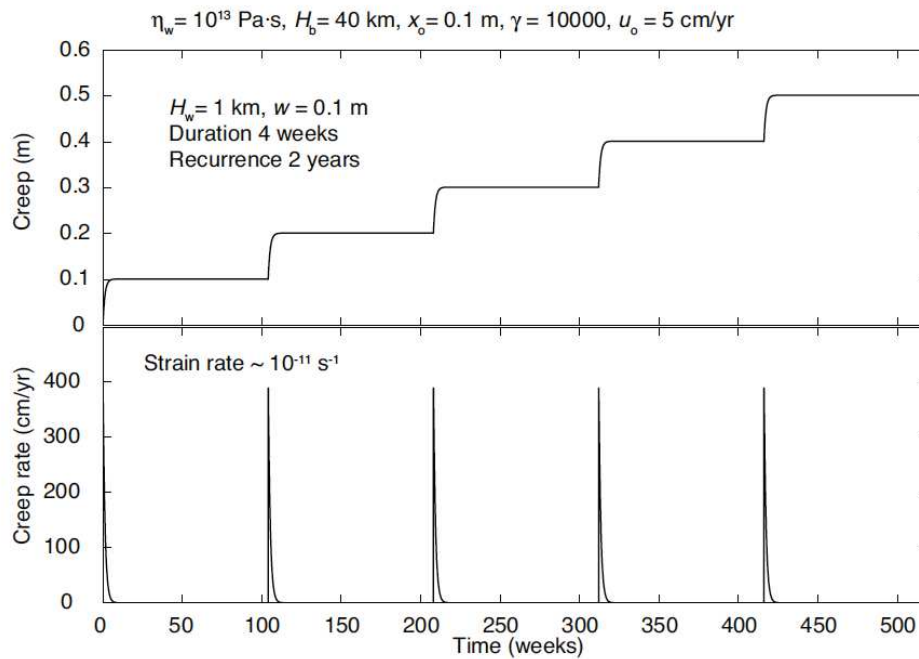


Figure 32 – Exemple de glissements asismiques périodiques (haut) modélisés à 40 km de profondeur avec la vitesse de glissement associée (bas). Les caractéristiques de ce glissement périodique sont cohérentes avec les SSEs observés en zone de subduction. Figure provenant de Hayman and Lavier (2014).

2.4.4 Modélisation des NVT : l'apport des modèles physiques globaux et du modèle de mouvement Brownien

Les différents modèles présentés précédemment rendent compte de la diversité de mécanismes proposés pour expliquer le comportement des SSEs. Il en ressort notamment que la géométrie des zones de subduction (e.g. Liu & Rice, 2005, 2007 ; Liu, 2013), la présence de surpressions de fluides (e.g. Segall et al., 2010 ; Liu, 2013 ; Lavier et al., 2013 ; Alevizos et al., 2014), la déformation visco-plastique volumique (e.g. Lavier et al., 2013 ; Alevizos et al., 2014) et le comportement frictionnel des zones de failles (e.g. Liu & Rice, 2005, 2007 ; Segall et al., 2010 ; Liu, 2013 ; Lavier et al., 2013 ; Alevizos et al., 2014) sont autant de paramètres à prendre en compte dans notre conceptualisation des SSEs. Il est également important de noter que tous ces modèles ne produisent pas de NVT, assimilant tout au plus leur signature à des fracturations (e.g. Hayman & Lavier, 2014).

La modélisation de phénomènes sismiques tels que les NVT ne peut se faire sans modélisation dynamique. Aujourd'hui, ce type de modélisation s'appuyant sur des lois frictionnelles de type rate-and-state souligne l'importance d'une répartition

hétérogène des comportements frictionnels dans le déclenchement de NVT. Shibazaki et al. (2010) reproduisent par exemple des VLFs en introduisant un patch plus résistant dans la zone de transition dite stable. Ando et al. (2010) modélisent quant à eux des LFEs et des NVT en intégrant des aspérités instables dans une zone de transition stable. Ces aspérités pourraient être apparentées à des différences de lithologies ou à des variations de perméabilité (Ando et al., 2010). La taille de ces aspérités frictionnelles semble également contraindre la période de récurrence des NVT, notamment sous la Faille de San Andreas (Veedu & Barbot, 2016).

Une autre approche consiste à modéliser non pas la nucléation ou le comportement des NVT mais leur propriétés statistiques. Ces propriétés peuvent être modélisées cinématiquement par un modèle stochastique simple appelé modèle de mouvement Brownien (*'Brownian slow earthquake model'*, Ide 2008, 2010). Dans cette approche, la zone de nucléation des NVT est approximée à un disque dont le rayon est gouverné par une équation de Langevin. Ce modèle explique à la fois la relation linéaire entre le moment sismique et la durée des NVT, le contenu fréquentiel des LFEs/VLFs et la migration des NVT. Aussi théorique soit-il, le modèle de mouvement Brownien apporte une vision plus statistique que déterministe du comportement des NVT, vision qui devrait être prise en compte dans les futures modélisations des ETS.

2.4.5 Circulation de fluides et SSEs en subduction : la vision des modèles physiques

Observée en géophysique (Shelly et al., 2006) et déduite des observations de terrain (Angiboust et al., 2015), la présence de fluide en surpressions dans les zones à ETS n'est désormais plus à démontrer. En réduisant la contrainte normale effective, ces surpressions rendent les zones de transition très sensibles aux variations de contraintes environnantes (e.g. Shen et al., 2005 ; Rubinstein et al., 2007 ; Liu et al., 2009 ; Nadeau & Guilhem, 2009 ; Thomas et al., 2009). Ces conditions proches de la rupture participent au comportement fortement instable des phénomènes transitoires. La déshydratation des minéraux hydratés de la croûte océanique en subduction serait à l'origine de ces fluides qui remonteraient depuis le coin mantélique le long de l'interface de subduction perméable (Peacock & Wang,

1999 ; Peacock, 2009 ; Fagereng & Diener, 2011a, 2011b). Plus précisément, les réactions de déshydratation des minéraux mettent en circulation des fluides qui seront mis sous pression par consolidation du milieu poreux (Skarbek & Rempel, 2013). Lorsque la pression de fluide atteint des valeurs quasi-lithostatiques, une déformation visqueuse du panneau plongeant peut déclencher une onde de porosité et une migration de cette pression de fluide le long de l'interface de subduction (Skarbek & Rempel, 2016).

Même si le rôle des surpressions de fluides est aujourd'hui bien appréhendé (e.g. Peacock et al., 2011), le rôle même des fluides le long de l'interface de subduction reste peu contraint. Depuis quelques années, plusieurs modèles physiques ont ainsi été développés pour discuter de l'impact des circulations de fluide, des variations de porosité et de perméabilité sur le comportement des phénomènes transitoires (e.g. Skarbek & Rempel, 2013, 2016 ; Audet & Bürgmann, 2014, Petrini et al., 2016). En compilant des données sismologiques de plusieurs zones de subduction, Audet and Bürgmann (2014) mettent en évidence une relation linéaire entre le rapport V_p/V_s de la plaque supérieure et le temps de récurrence des SSEs.

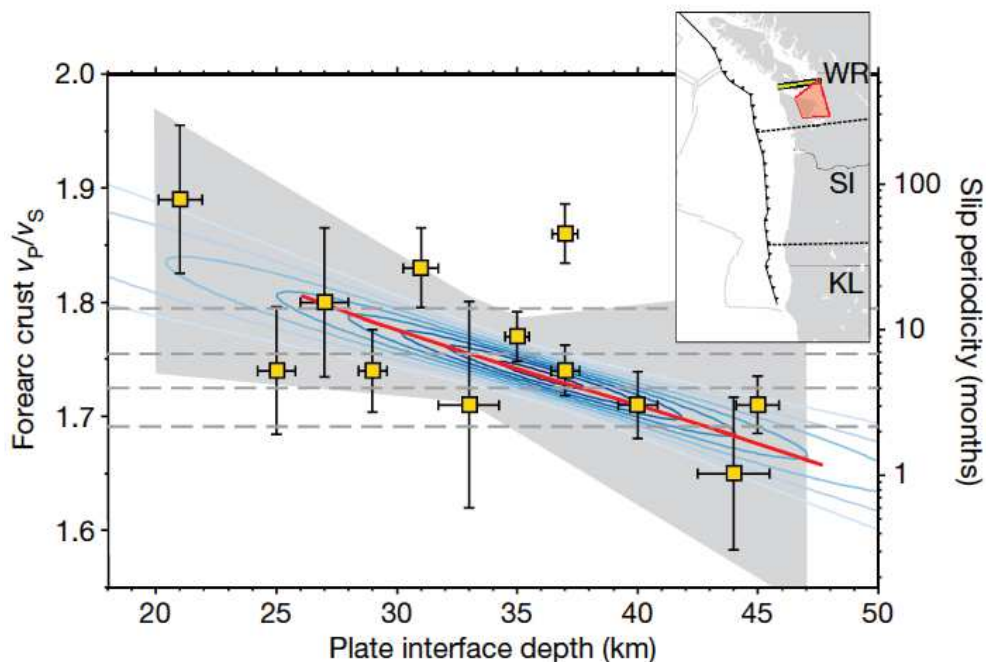


Figure 33 – Variation du rapport V_p/V_s de la plaque supérieure de la zone de subduction des Cascades (carrés jaunes) et périodicité des SSEs (ligne rouge et intervalle de confiance en

bleu) en fonction de la profondeur de l'interface de subduction. Figure provenant de Audet and Bürgmann (2014).

Ce rapport V_p/V_s diminue avec la profondeur (Fig. 33) tout comme le temps de récurrence des SSEs (Fig 6). Les valeurs relevées de V_p/V_s à faible profondeur (~1.85 à 25 km de profondeur) sont expliquées par la présence des roches mafiques hydratées (Christensen, 1996 ; Peacock et al., 2011 ; Audet & Bürgmann, 2014). En revanche, à 45 km de profondeur V_p/V_s est relativement faible (~1.65), laissant penser à un enrichissement en minéraux silicatés (le quartz ayant le rapport V_p/V_s le plus faible en laboratoire ; Kern, 1982 ; Lowry & Pérez-Gussinyé, 2011). En combinant ces informations, Audet and Bürgmann (2014) proposent un modèle où l'enrichissement en silice de la base de la plaque supérieure dépend de la profondeur/température (Manning, 1994 ; Ramachandran & Hyndman, 2012).

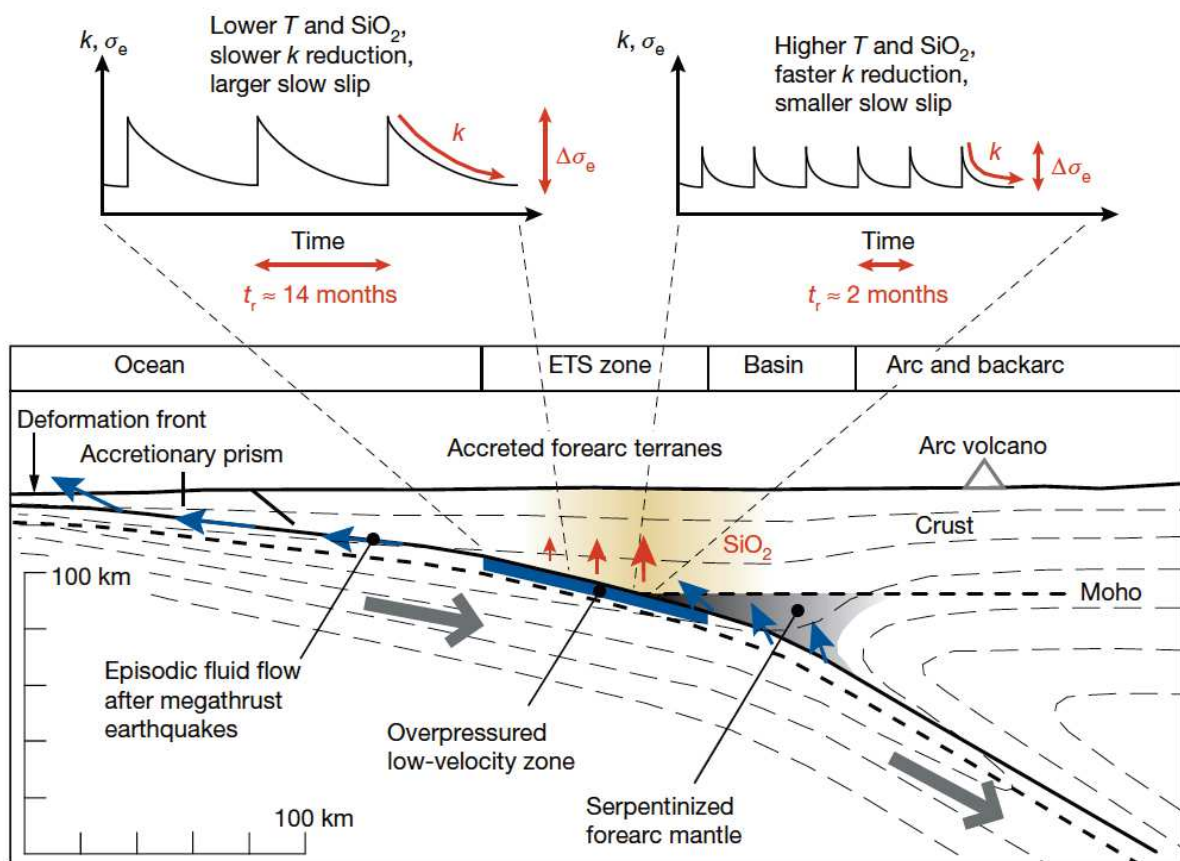


Figure 34 – Modèle conceptuel d'un enrichissement en silice de la plaque supérieure contrôlant le temps de récurrence des SSEs en subduction. La zone bleue correspond à la zone de faible vitesse sismique et où les fluides sont en surpression. Les flèches bleues marquent la migration des fluides le long de l'interface de subduction. La zone jaune représente la zone de dépôt de silice dans la plaque supérieure. Les lignes grises en

pointillés représentent les isothermes tracées à 200°C d'intervalle. Figure provenant de Audet and Bürgmann (2014).

À grande profondeur, le rapide colmatage par dissolution-précipitation de gouges de failles entraîne une réduction de la perméabilité (Giger et al., 2007 ; Fisher & Brantley, 2014). L'augmentation rapide de la pression de fluide en résultant réduirait le temps de récurrence des SSEs (Fig. 34). À l'inverse à plus faible profondeur/température, le colmatage des gouges de failles et la réduction de la perméabilité sont plus lents, caractérisant ainsi des SSEs plus long-terme. Ce modèle conceptuel relie ainsi la diminution du temps de récurrence des SSEs à un enrichissement progressif en silice de la base de la plaque supérieure (Fig. 34).

Peng and Rubin (2017) propose également de considérer les variations de perméabilité pour décrire la vitesse de propagation des NVT. Pour ces auteurs, le glissement induit par le déclenchement de NVT va augmenter la perméabilité des roches hôtes. Si plusieurs migrations de NVT ont lieu à la suite (i.e. si le temps de récurrence des NVT est court), le colmatage sera moins efficace, la perméabilité augmentera et la prochaine migration de NVT sera rapide. À l'inverse, un temps de récurrence des NVT plus long permettra au colmatage d'être efficace, réduisant la perméabilité et la vitesse de migration des prochains NVT.

2.5 Positionnement de notre étude de modélisation

Aux profondeurs considérées pour les phénomènes transitoires (~30 à 40 km), un plan de faille même localisé correspond d'avantage à une zone de cisaillement de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur qu'à un plan bien défini (Handy & Stünitz, 2002 ; Mancktelow & Pennacchioni, 2004 ; Mancktelow 2006, Handy ; Fusseis et al., 2006). Les phénomènes transitoires, localisés dans des zones de cisaillement kilométriques (Shelly, 2006 ; Shelly, 2017), découlent d'un mécanisme de glissement différent des séismes (Ide et al., 2007 ; Bletery et al., 2017). L'emploi du formalisme rate-and-state ne nous paraît donc pas être le plus approprié pour modéliser des phénomènes transitoires. Ces phénomènes étant de plus localisés entre les domaines sismogéniques (frictionnels, bloqués) et les domaines en fluage ductile (asismique), leur étude doit tenir compte de la transition fragile-ductile en limite de plaques (Scholz, 2002).

Ce constat est notre point de départ et l'idée majeure de notre étude. Notre approche sera principalement dictée par les observations de terrain de roches exhumées (cf. *Section 2.2*). Ces observations de terrain ont mis en évidence les éléments clés suivant guidant nos choix de modélisation (indiqués en italique) :

1. Un comportement macroscopique ductile avec coexistence d'une phase dure et d'une phase molle. *Ainsi nous avons choisi de développer un modèle visco-plastique proche de celui de Lavier et al. (2013) et Hayman and Lavier (2014).*
2. Une localisation de la déformation ductile associée à des microfracturations de la phase dure. *Nous développerons donc une nouvelle rhéologie permettant de modéliser la localisation de la déformation, sans 'shear heating' ni fort contraste de viscosité imposé entre la phase dure et la phase molle. Ce contraste dépendra dans notre modèle uniquement de l'évolution de la taille des grains par microfracturation et colmatage.*
3. Une étude microstructurale de la microfracturation et du colmatage de ces fractures est donc nécessaire pour nous permettre de modéliser correctement l'évolution de la taille des grains (cf. *Chapitre 3*). La modélisation de *l'évolution de la taille des grains par microfracturation et colmatage nous permettra de quantifier les propositions de Audet and Bürgmann (2014).*
4. Des circulations de fluides importantes imagées par la cristallisation de minéraux exotiques dans les microfractures (cf. *Chapitre 3*). *Nous intégrerons les variations de porosité/perméabilité liés à la microfracturation et au colmatage et le pompage des fluides à la loi de Darcy afin de quantifier les changements de pression de fluide (à l'instar de Alevizos et al., 2014). Cette pression de fluide sera mise en relation avec la fracturation, potentielle signature géologique des NVT.*

Cette modélisation sera simple, 1D et sans complexité géométrique afin de garantir la compréhension du comportement mécanique des phénomènes transitoires. En l'absence de modélisation analogique caractéristique de notre

approche, nous tenterons de contraindre les paramètres influençant la nucléation des phénomènes transitoires, leur durée et leur période de récurrence.

3 – Observations géologiques clés pour contraindre la rhéologie des ETS

Some geological key observations to constrain the rheology of ETS

3.1	Introduction and objectives.....	94
3.2	Geological context.....	95
3.3	Whole rock brittle-ductile deformation.....	100
3.4	Quartzo-feldspathic microstructures evolution.....	105
3.4.1	Electron BackScattered Diffraction (EBSD) analysis.....	105
3.4.2	Ductile quartz deformation.....	105
3.4.3	Feldspar microfracturing and sealing	107
3.5	Strain localisation and grain size evolution.....	109
3.5.1	Grain size distribution and strain localisation	109
3.5.2	Microfracturing-sealing cycle and porosity changes.....	111
3.5.3	Over-pressurised fluid circulation	112
3.6	Rheological model.....	113

Key geological observations to constrain episodic tremor and slip rheology

Maxime Bernaudin^{1*} and Frédéric Gueydan¹

¹ Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, CNRS UMR 5243, Montpellier, France.

*e-mail: maxime.bernaudin@umontpellier.fr

N.B.

Une version étendue de ce chapitre sera soumise pour publication à la revue *Journal of Structural Geology* au début de l'année 2018. Cette publication contiendra une introduction résumant l'état de l'art des observations géologiques associées aux glissements lents et aux trémors. Cette introduction n'est pas rajoutée dans ce chapitre pour éviter toutes répétitions avec le chapitre précédent (cf. *Section 2.3*).

An extended version of this chapter will be submitted to *Journal of Structural Geology* at the beginning of 2018. This article will contain an introduction summarising the state-of-the-art of geological observations associated to slow slip events and non-volcanic tremor. Such introduction is not present in this chapter in order to avoid repetition with the previous chapter (cf. *Section 2.3*)

3.1 Introduction and objectives

Recent studies on the pressure and temperature conditions of Episodic Tremor and Slip (ETS) behaviours reveal that such phenomena occurred at Blueschists to Eclogite and Amphibolite metamorphic facies (Fig. 1; Peacock, 2009; Fagereng & Diener, 2011). At these conditions (30-40 km, 400-600°C), localised shear zones exhibit brittle and ductile deformation with microfracturing and creep (e.g. Simpson, 1985; Gueydan et al., 2003; Mancktelow, 2006; Hobbs et al., 2010; Oliot et al., 2014). Multiple model based on field observations point out that local increase in strain rate, cyclical pore fluid pressure and high pore fluid pressure conditions are required to trigger ETS (Hayman & Lavier, 2014; Angiboust et al., 2015; Molli et al., 2017).

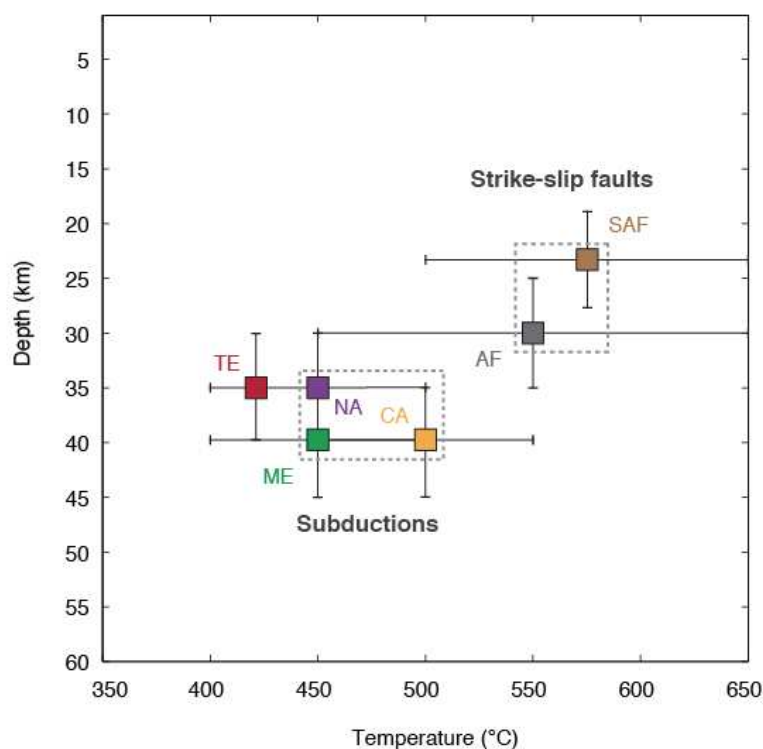


Figure 1 – Depth and temperature conditions of ETS in subduction and NVT in strike-slip fault zones (ME: Mexico, CA: Cascadia, NA: Nankai, AF: Alpine Fault, SAF: San Andreas Fault). Black lines correspond to uncertainties. See Table 1 in *Chapter 4* for references.

Through this field study, we wanted to determine what type of microstructures could be associated to these characteristics. Microfracturing, a well-known mechanism participating to strain localisation and fluid circulation (Fusseis et al.,

2006; Fousseis and Handy, 2008; Oliot et al., 2014; Wehrens et al., 2016) could be, for example, one of these microstructures. With the purpose to constrain a field-based rheological model of ETS, we propose to study exhumed rocks that have recorded similar P-T conditions to ETS. We focus on the Tenda massif in Alpine Corsica (France), which undergo intermediate P-T conditions and strong strain localisation along the East Tenda Shear Zone (ETSZ, Fig. 2-5).

3.2 Geological context

In Central Mediterranean, Corsica has a key position recording the Alpine shortening and the opening of two major basins driven by slab rollback of the Apennines (Fig. 2; Jolivet et al., 1991; Facenna et al., 2004; Molli, 2008).

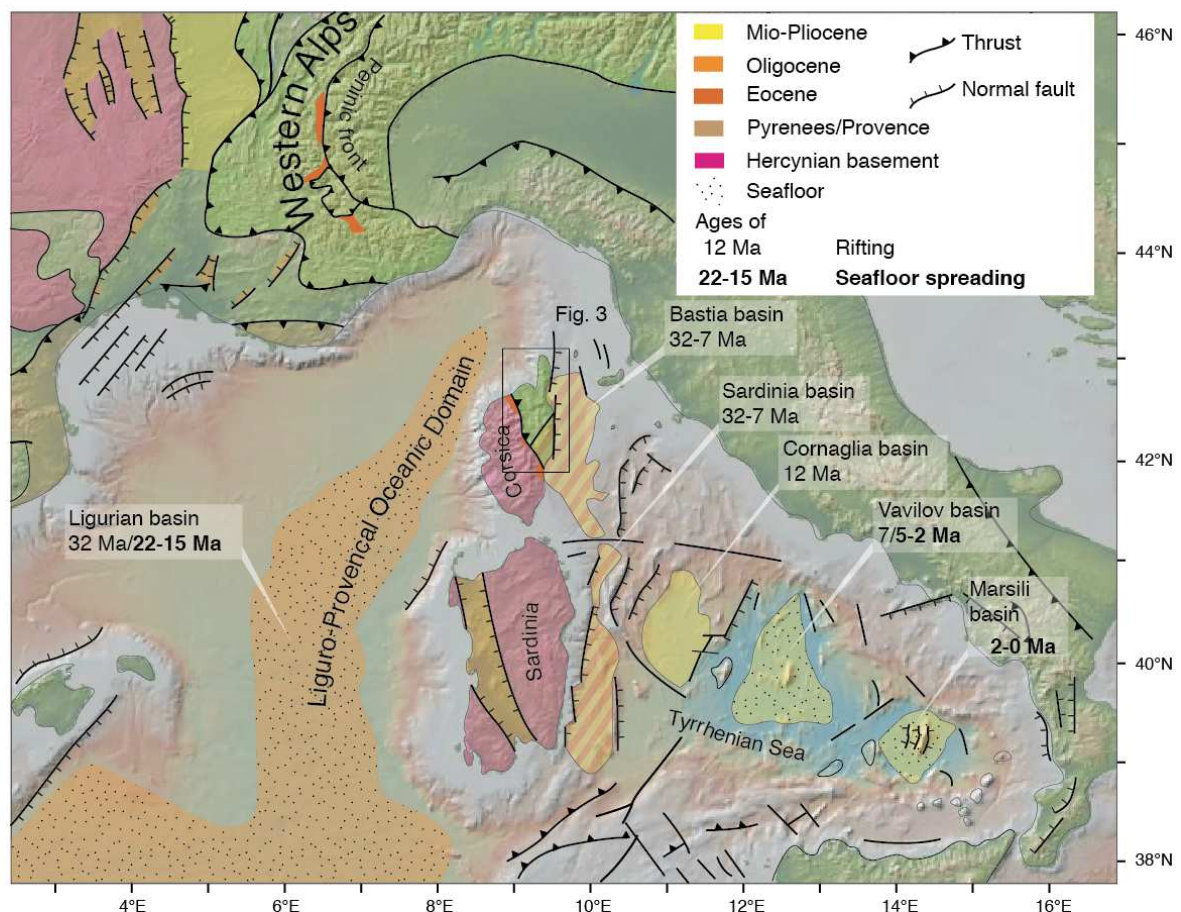


Figure 2 – Tectonic map of the Central Mediterranean, showing the onshore and offshore basins with ages of rifting and seafloor spreading if exist. Figure modified from Gueydan et al. (2017).

From Cretaceous to Oligocene, Alpine Corsica underwent a subduction-exhumation cycle with a peak of metamorphism dated between 70 Ma and 35 Ma (Malusà et al., 2015). The so-called Schistes Lustrés units (SL) composed of oceanic derived metamorphic rocks registered this shortening episode (Malusà et al., 2015). During Oligocene, the opening of the Liguro-Provençal Ocean isolated the Corso-Sardinian block from the European plate (Fig. 2; Molli, 2008). After a counter-clockwise rotation of nearly 55° of the Corso-Sardinian block between 21.5 and 15 Ma (Rehault 1981; Edel et al., 2001; Gattacceca et al., 2007), the opening of the Tyrrhenian sea isolated the Corso-Sardinian block from the Apennines/Adria (Fig. 2; Gueguen et al., 1998; Chamot-Rooke et al., 1999; Facenna et al., 2004). The eastward migration of both extension basins highlights the eastward rollback of the Apennines slab (Wortel & Spakman 2000; Rosenbaum & Lister, 2004; Facenna et al., 2004).

Corsica is divided in two geological domains: the Variscan Corsica in the West and the Alpine Corsica in the Northeast (Durand-Delga 1984). For the purpose of your study, we simplified the Alpine Corsica in four major tectonic units (Fig. 3). The unit 1 corresponds to the non-metamorphosed Hercynian basement cropping out from the West to the South of Alpine Corsica (Fig. 3). The Tenda massif, a Hercynian basement affected by medium to high-pressure (M-HP) metamorphism represents the second unit. This unit recorded peak metamorphic conditions of a maximum of 10 kb (Gueydan et al., 2003; Malasoma et al., 2006; Malasoma & Marroni 2007; Maggi et al., 2012; Vitale Brovarone et al., 2013). The third unit corresponds to the Schistes Lustrés unit, a metamorphosed oceanic unit deeply buried during the Cretaceous subduction (Caron et al., 1981; Lahondère, 1988; Jolivet et al., 1998; Vitale Brovarone et al., 2011a, 2011b). The Schistes Lustrés unit can be divided in three sub-units, considering their degree of Alpine metamorphism, with the Castagniccia unit, the lower oceanic unit and the upper oceanic unit (Gueydan et al., 2017). The Miocene sediments on the top of the Schistes Lustrés correspond to the unit 4 (Fig. 3).

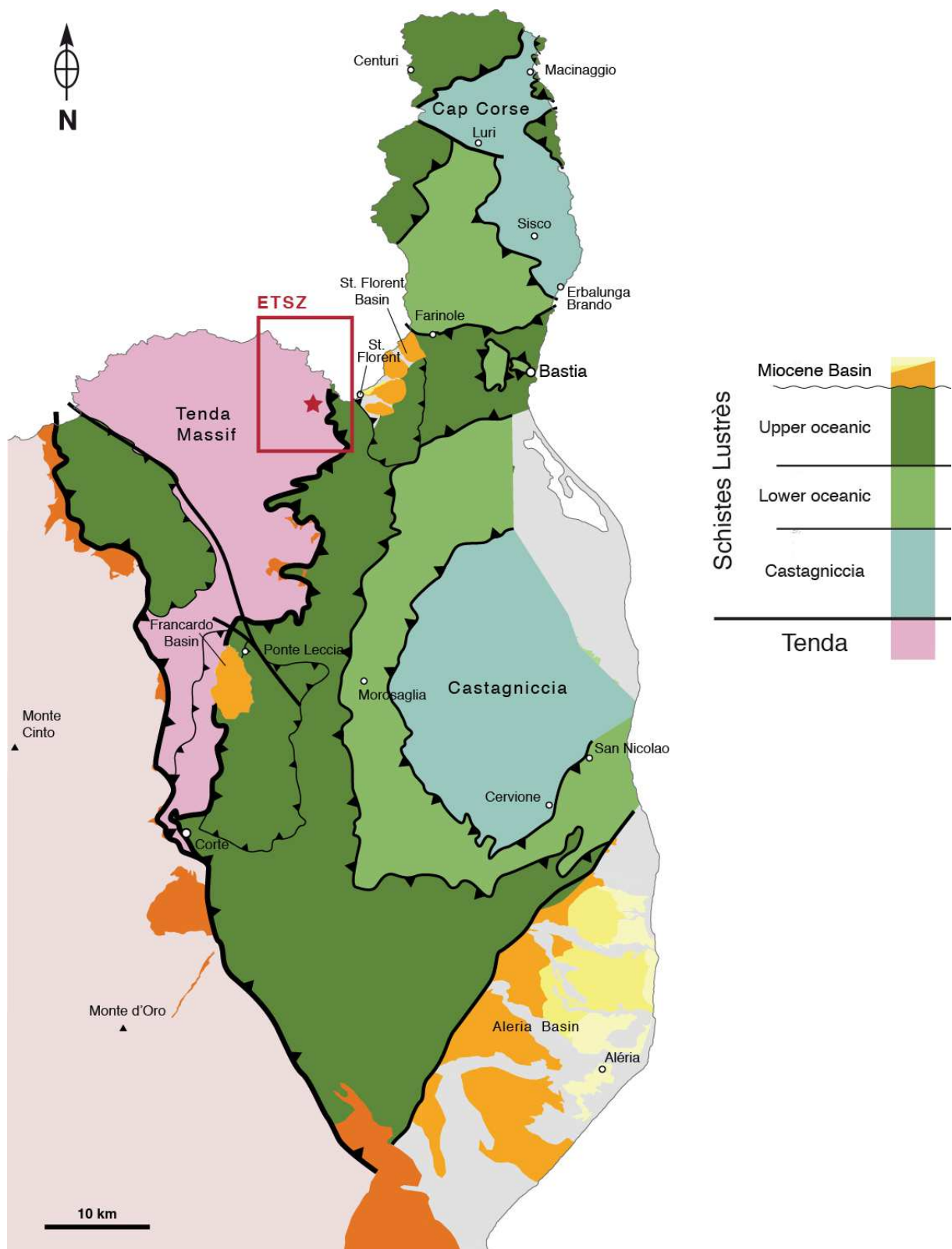


Figure 3 – Simplified tectonic map of Alpine Corsica with major ductile thrust fault zones (black lines) and major Alpine nappe units (shown in tectonic log). Red rectangular and star represent the East Tenda Shear Zone location and the location of studied outcrop, respectively. Figure modified from Gueydan et al. (2017).

The finite structure of Alpine Corsica results from a two-step tectonometamorphic subduction-exhumation cycle (Fig. 4). Both the Schistes Lustrés and the Tenda units recorded a top-to-the-W-SW ductile shearing (D_1 deformation) and subsequent planar-linear fabric (S_1/L_1 foliation/lineation) in HP-LT assemblages, associated to the Eocene subduction-related thrusting (Beaudoin et al, 2017). Such Alpine subduction evidences are well expressed on the East Tenda Shear Zone (ETSZ), a major structure accommodating the thrusting of the Schistes Lustrés over the Tenda massif (Fig. 4 et 5, Cohen et al., 1981; Mattauer et al., 1981; Jourdan 1988; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012; Rossetti et al., 2015). The ETSZ record peak metamorphic conditions estimated at 1-1.2 GPa and 400-450°C in the blueschists facies (Fig. 4, Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012).

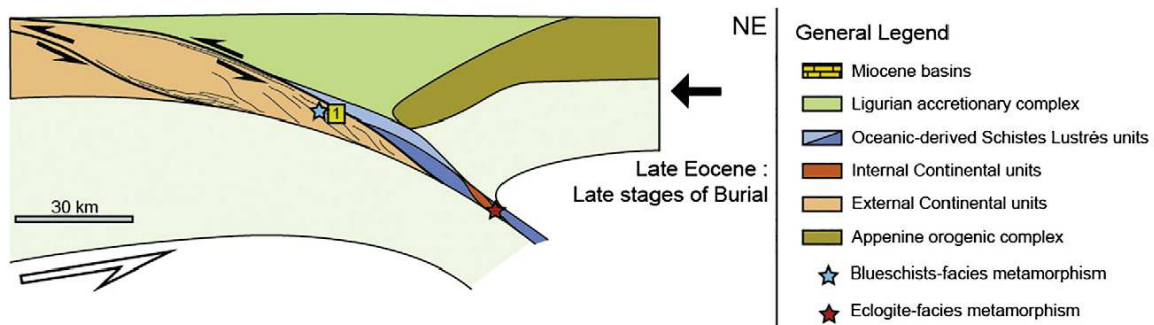


Figure 4 – Tectonic model of Alpine Corsica orogenic system at Late Eocene. The Tenda massif was buried underneath the Ligurian accretionary complex until its juxtaposition below the Schistes Lustrés nappe, and affected by top-to-the-W-SW deformation (D_1) firstly localised then pervasive at maximal depth. Blue star represents the location of ETSZ at peak metamorphic conditions. Figure modified from Beaudoin et al. (2017).

The exhumation stage is associated with top-to-the-E shearing (D_2 deformation) that reworks former fabrics in the Schistes Lustrés and the Tenda massif (Fig. 5, Faure & Malavieille 1981; Jolivet et al., 1991; Jourdan 1988; Molli et al., 2006). These structures are interpreted as the results of Oligocene syn-orogenic extension (Molli & Tribuzio 2004; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012, 2014; Rossetti et al., 2015) or regional post-orogenic extension (Jolivet et al., 1990, 1991; Daniel et al 1996; Gueydan et al., 2003).

With HP-LT metamorphic conditions recorded during a subduction stage, the ETSZ appears to be a consistent example to provide key geological features controlling the rheology of ETS area. Molli et al. (2017) already proposed that Tenda massif shear zones related to brittle precursor (~300°C) could be the signatures of

ETS. In this chapter we adopt a similar approach using however different features with ductile shear zones at higher temperature. The complete opposite direction of shearing describing subduction and exhumation stage allows us to focus exclusively on the D₁ deformation and subsequent microstructure evolution formed during a subduction setting. Shear zones are always marked in the field by large mineralogical changes that last millions years (e.g. mature shear zones; Hobbs et al., 2010; Oliot et al., 2010) and are therefore beyond the scope of this chapter. We will instead focus on shear zones with limited displacement (e.g. onset of strain localisation) and therefore limited or absence of mineralogical changes.

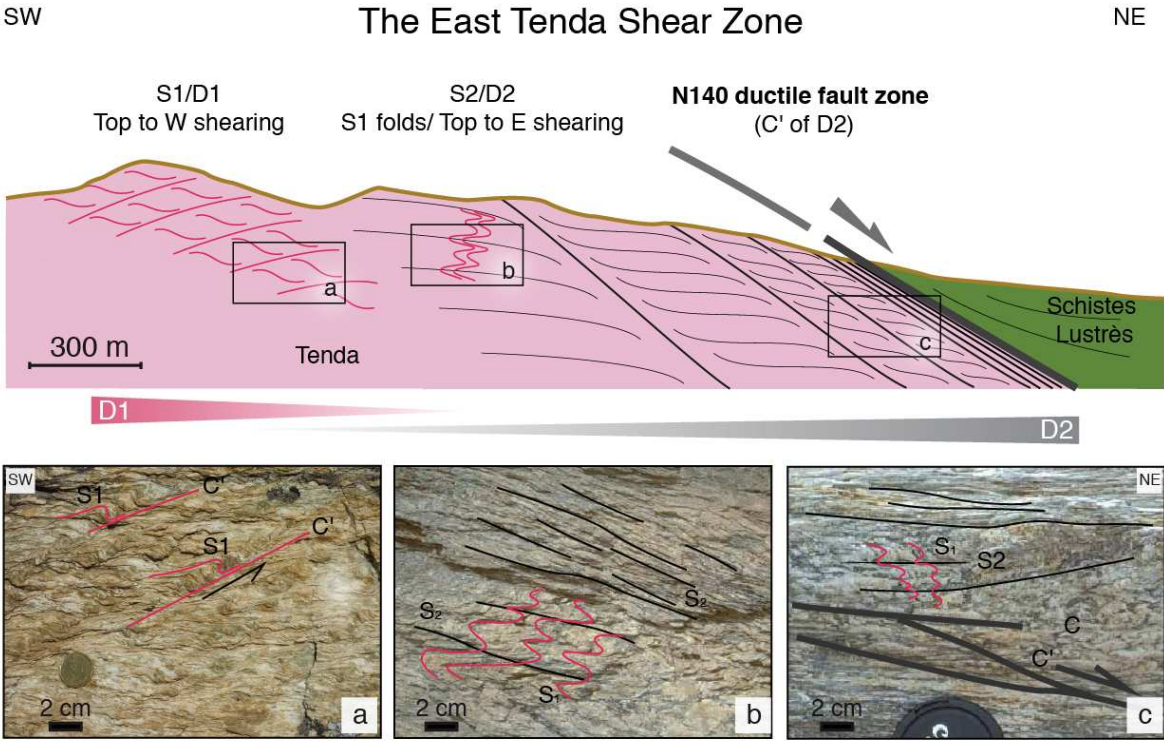


Figure 5 – SW-NE cross-section in the East Tenda Shear Zone (location in Fig. 3) showing the superposition of two deformation events (D₁ in pink and D₂ in black). **(a) (b) (c)** Outcrop photographs of the main types of structures. See locations on the cross-section. Figure modified from Gueydan et al. (2017).

3.3 Whole rock brittle-ductile deformation

Within the Tenda orthogneiss, at the onset of localised ductile deformation (e.g. far away from the mylonitic core of the ETSZ, Fig. 3, 5), the inherited Variscan magmatic paragenesis including quartz, K-feldspar, plagioclase (albite), mica and hornblende is preserved (Gueydan et al., 2003; Beaudoin et al., 2017). Localised top-to-the-W-SW centimetre-scale shear bands (C' planes) are widespread and regularly spaced (Fig. 6). Related sigmoidal S_1 highlights quartz and feldspar ribbons (Fig 6b, c). Magmatic K-feldspar clasts strewn over shear bands and show brittle microfractures (Fig 7a). Sporadic macrofractures of the whole rock overprint foliation at a low angle to the centimetre-scale shear bands, compatible with the ductile strain (Fig. 7b, c). Foliation S_1 , C' planes and lineation L_1 measured on the outcrop are represented in Figure 8. Orientations are consistent with previous measurements despite the low spatial distribution of our observations (e.g. Molli et al., 2006; Beaudoin et al., 2017; Gueydan et al., 2017).

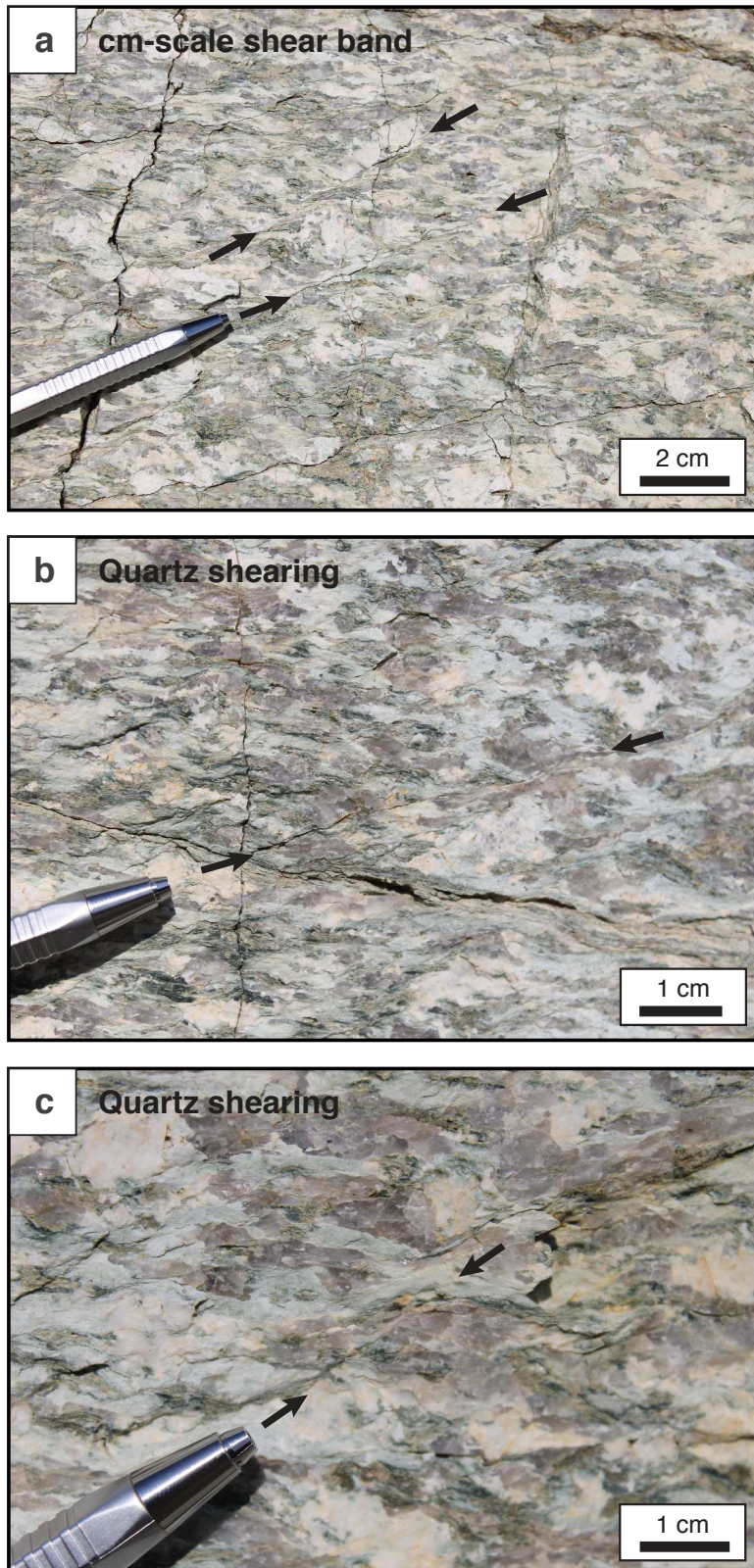


Figure 6 – SW-NE zoomed outcrop photographs of the main ductile microstructures related to D₁ deformation of the ETSZ: **(a)** Centimetre-scale shear band and **(b)** and **(c)** associated quartz shearing. Black arrows highlight these microstructures. See location of the outcrop in Figure 3 (N 42.649938° E 9.266044°).

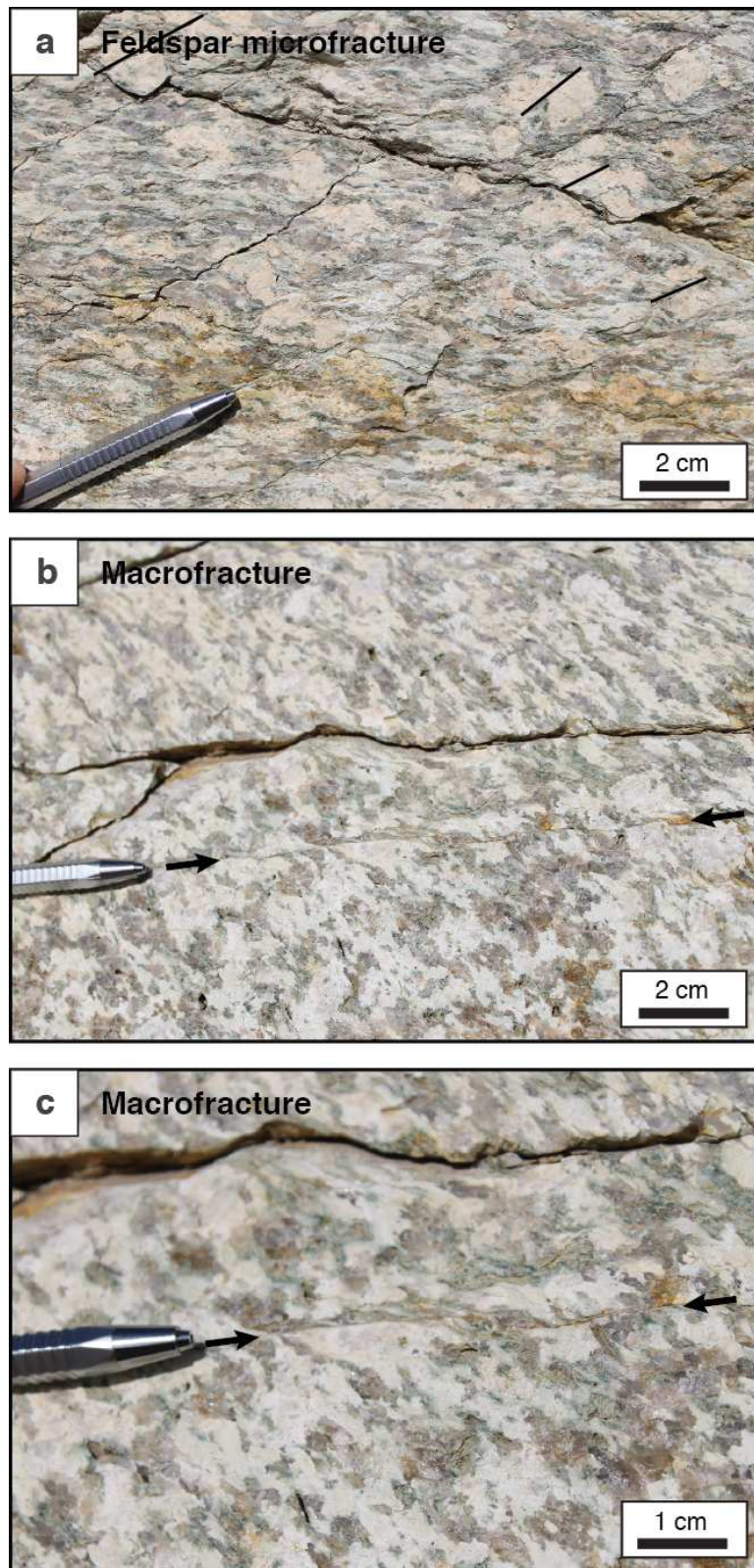


Figure 7 – SW-NE zoomed outcrop photographs of the main brittle microstructures related to D_1 deformation of the ETSZ: **(a)** Feldspar microfractures and **(b)** and **(c)** sporadic macrofractures. Black lines and arrows highlight these microstructures. See location of the outcrop in Figure 3 (N 42.649938° E 9.266044°).

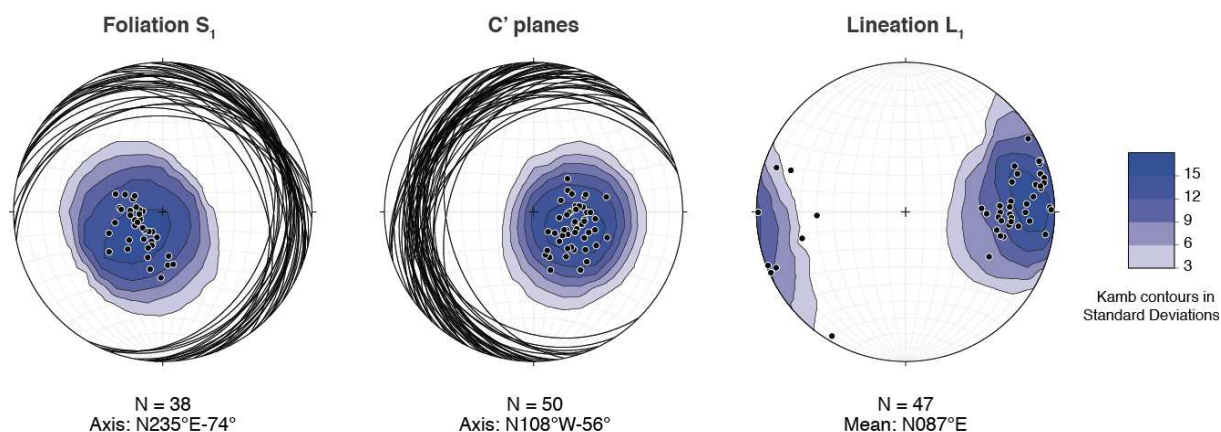


Figure 8 – Stereoplot of (a) Foliation S_1 , (b) C' planes and (c) lineation L_1 in Schmidt's lower hemisphere equal-area projection (constructed with Stereonet software from Allmendinger et al. (2012) and Cardozo and Allmendinger (2013)). Black lines represent foliation and C' planes. Black dots represent foliation, C' and lineation poles. Distribution of these poles are characterised by density Kamb contours in standard deviation.

Figure 9 presents a thin section of such a cm-long and mm-wide shear band (optical microscopy image in polarised and analysed light of sample CO1706d, Fig. 9a). This shear band is marked by very small recrystallized grains (10-20 microns) and strongly sheared quartz with an offset of the order of 2-3 mm (Fig. 9b). Undulose extinction of quartz and deformation bands support dislocation creep deformation mechanism (Passchier & Trouw 1996). Locally, the shear band is enriched in mica (biotite, muscovite and phengite), chlorite, epidote (zoisite and clinozoisite) and hornblende. Large magmatic K-feldspar clasts are only present outside of the shear band and show microfractures almost parallel to the shear zones (Fig. 9b). Small grains of albite seal these microfractures. Note that in the high strain region of the ETSZ (a kilometre to the East from our outcrop), the entire rock is mylonitic and such shear bands evolve in mica-rich ribbons (Gueydan et al., 2003, Beaudoin et al., 2017). Inversely, the core of the less deformed domains (ten kilometres to the West from our outcrop) display no perceptible deformation (Beaudoin et al., 2017).

These rocks exhibit a brittle-ductile deformation, with ductile deformation of quartz and K-feldspar microfracturing, and locally macrofractures of the volume. All these features are compatible with the seismic-aseismic behaviour of ETS and explain our choice of studying these rocks here. We will present in the next section EBSD analysis to accurately characterise deformation mechanisms of both quartz and K-feldspar.

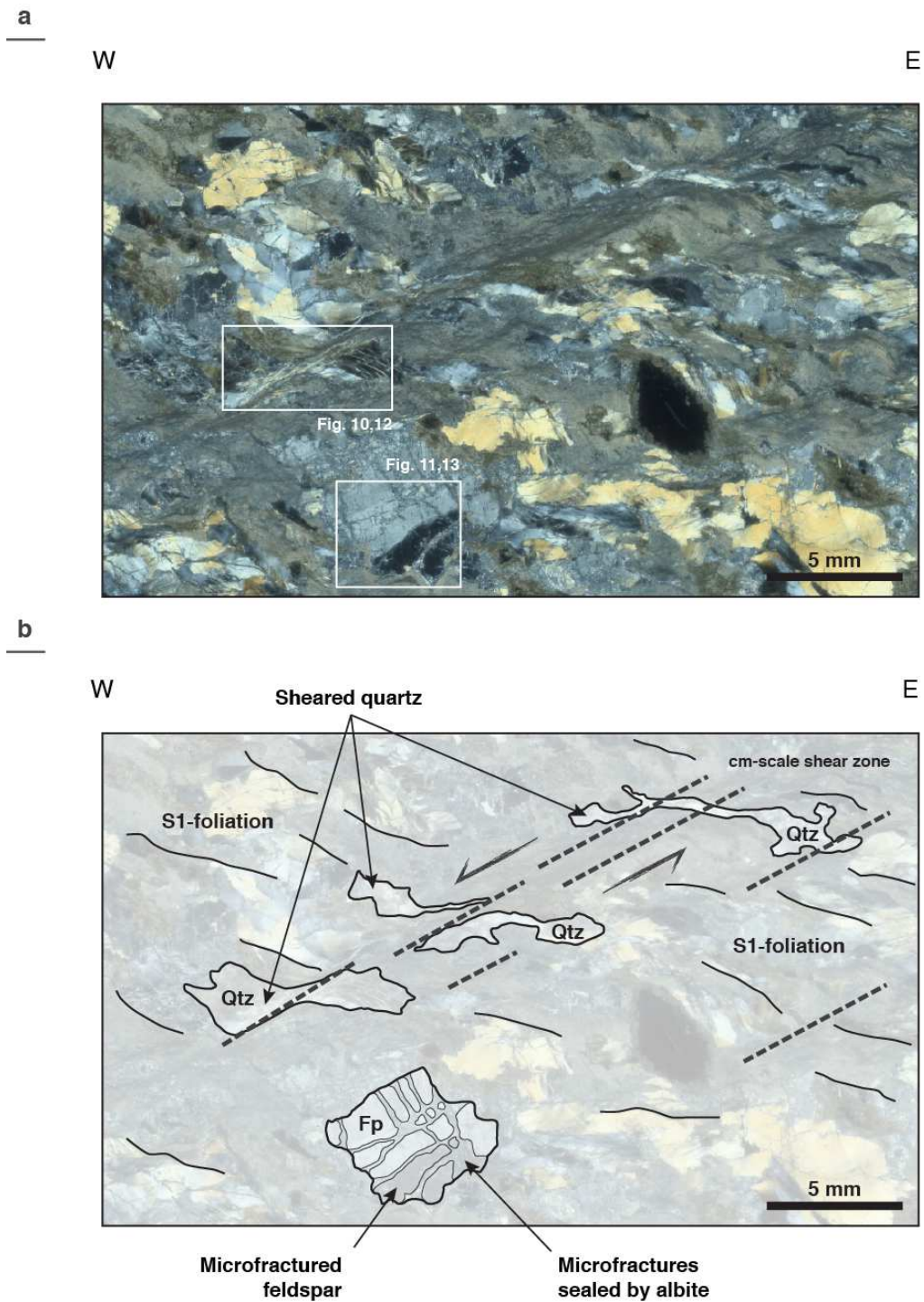


Figure 9 – (a) Oriented optical microscopy image in polarised and analysed light of sample CO1706d. White inset represent the location of Figures 10 to 13. (b) Interpretation of the CO1706d sample. Black lines highlight S1 foliation while dashed black lines represent quartz shear bands. Qtz: Quartz, Fp: K-feldspar.

3.4 Quartzo-feldspathic microstructures evolution

3.4.1 Electron BackScattered Diffraction (EBSD) analysis

High-resolution crystal orientation maps were obtained at SEM-EBSD facility of Géosciences Montpellier (Université de Montpellier, France) using the AZtec data acquisition software (HKL technologies, Oxford Instruments). Thin sections were polished with colloidal silica using a vibratory polishing machine to remove surface damage induced by mechanical polishing at lithopreparation workshop of Géosciences Montpellier. Polished thin sections were then carbon coated and analysed using a CamScan Crystal Probe X500-FEG with 17.5 kV acceleration voltage, 70° sample tilt, 25 mm working distance, 2 Pa chamber pressure, and grid steps of 3 and 4 μm (for feldspar and quartz maps respectively). All major rock-forming phases in the samples (quartz, K-feldspar, albite, muscovite, epidote, zoisite, clinzoisite, chlorite, biotite, hornblende, garnet, and titanite) were indexed with a percentage of indexed points in the raw maps exceeding 80%. Non-indexed points correspond essentially to fractures and grain boundaries. EBSD data were processed using the Oxford Instruments CHANNEL5 software to generate phase, crystallographic and grain size distribution maps.

3.4.2 Ductile quartz deformation

EBSD analysis on the strongly sheared quartz within a millimetre-wide shear band (see Fig. 9 for location) allows identifying phases distribution (Fig 10a), quartz axis orientation (Inverse Pole Figure, IPF, Fig 10b) and recrystallized grain size distribution (Fig 10c). The matrix embedding the sheared quartz is rich in albite (65% of the matrix) and presents nearly no K-feldspar (~2% of the matrix, Fig. 10a), while large grains of K-feldspar outside the shear band represent 10% of the whole rock (Fig. 9). This suggests the replacement of K-feldspar by albite within the shear band, as it will be discussed later. The matrix concentrates also micas, epidote, chlorite and hornblende.

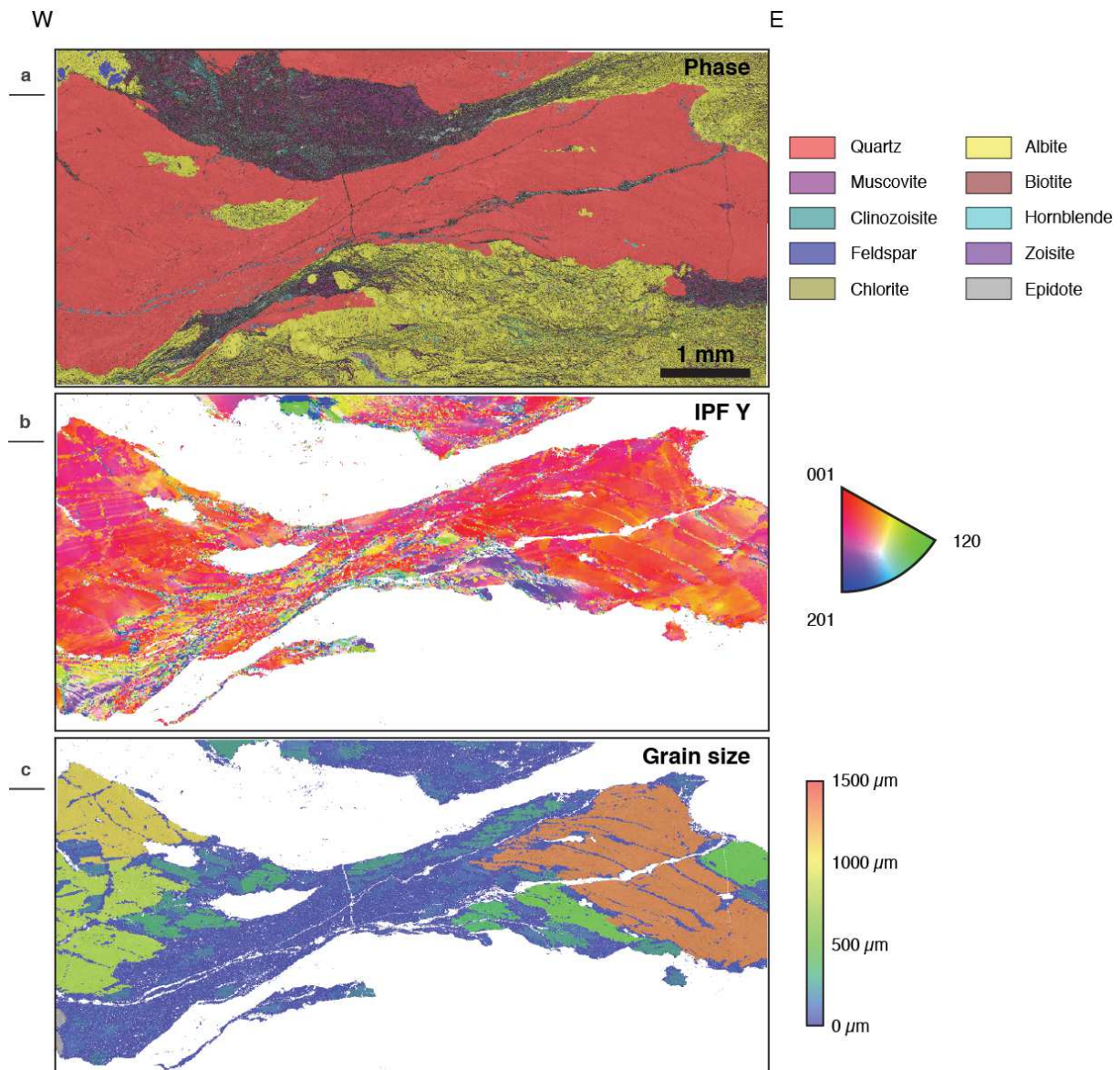


Figure 10 – (a) EBSD phase map of a sheared quartz superposed to the band contrast map (see Fig. 9a for location). (b) Quartz inverse pole figure map (along Y direction) superposed to the band contrast map. (c) Quartz grain size distribution superposed to the band contrast map. Critical misorientation between two adjacent grains is set at 10° .

The inverse pole figure map (Fig. 10b) shows that the elongate monocrystalline grains of quartz at the rims of the shear band have *c*-axis orientations clustered around the Y direction, while the recrystallized quartz grains within the shear band show no *c*-axis orientations pattern around the Y direction. Such features is also consistent for X and Z directions. Variability in the *c*-axis orientations of monocrystalline grains of quartz is interpreted as undulose extinction. Deformation bands are highlight by small recrystallized grains with no clear orientation pattern.

Note that Dauphiné twins visible in Figure 9 are taking into account and corrected in the inverse pole figure construction.

The core of the shear band is marked by very small recrystallized grains ($< 40 \mu\text{m}$, Fig. 10c and 12) while outside the shear band, large quartz grains are preserved with variable sizes (between $100 \mu\text{m}$ and $1500 \mu\text{m}$).

3.4.3 Feldspar microfracturing and sealing

Figure 11 presents phases distribution (Fig. 11a) and K-feldspar axis orientation (Fig. 11b) around a large microfractured K-feldspar porphyroclast outside the shear band (see location on Fig. 9). The phase map shows that the large K-feldspar is embedding in an albite-mica-epidote-rich matrix as the sheared quartz in shear band. The K-feldspar grain is fractured and albite seal these microfractures. Microfracturing and sealing process could be the mechanisms required to replace the K-feldspar by albite during strain localisation (Handy & Stünitz, 2002; Oliot et al., 2010). Recrystallized albite grains will seal successive microfractures of K-feldspar during strain rate increase. Such process leads to the disappearance of K-feldspar in favour of albite-rich ribbons in the mylonitic ETSZ (Beaudoin et al., 2017). Note that microfractures depict no consistent orientation pattern and are also sealed by small quartz grains, suggesting that pressurised fluids could have open these microfractures and migrates within to transport quartz.

Figure 11b represents K-feldspar Euler angle image describing Crystallographic Preferred Orientations (CPO). K-feldspar grains show no internal deformation such as sheared quartz in shear band, even in fractured grains. We interpreted the four orientations (four Euler colors) as rotation of the whole grains after microfracturing. Such deformation features could be related to brittle deformation of the strongest phase (i.e. the K-feldspar) of a rock (i.e. orthogneiss) embedding in a ductile matrix (i.e. albite, micas, epidote).

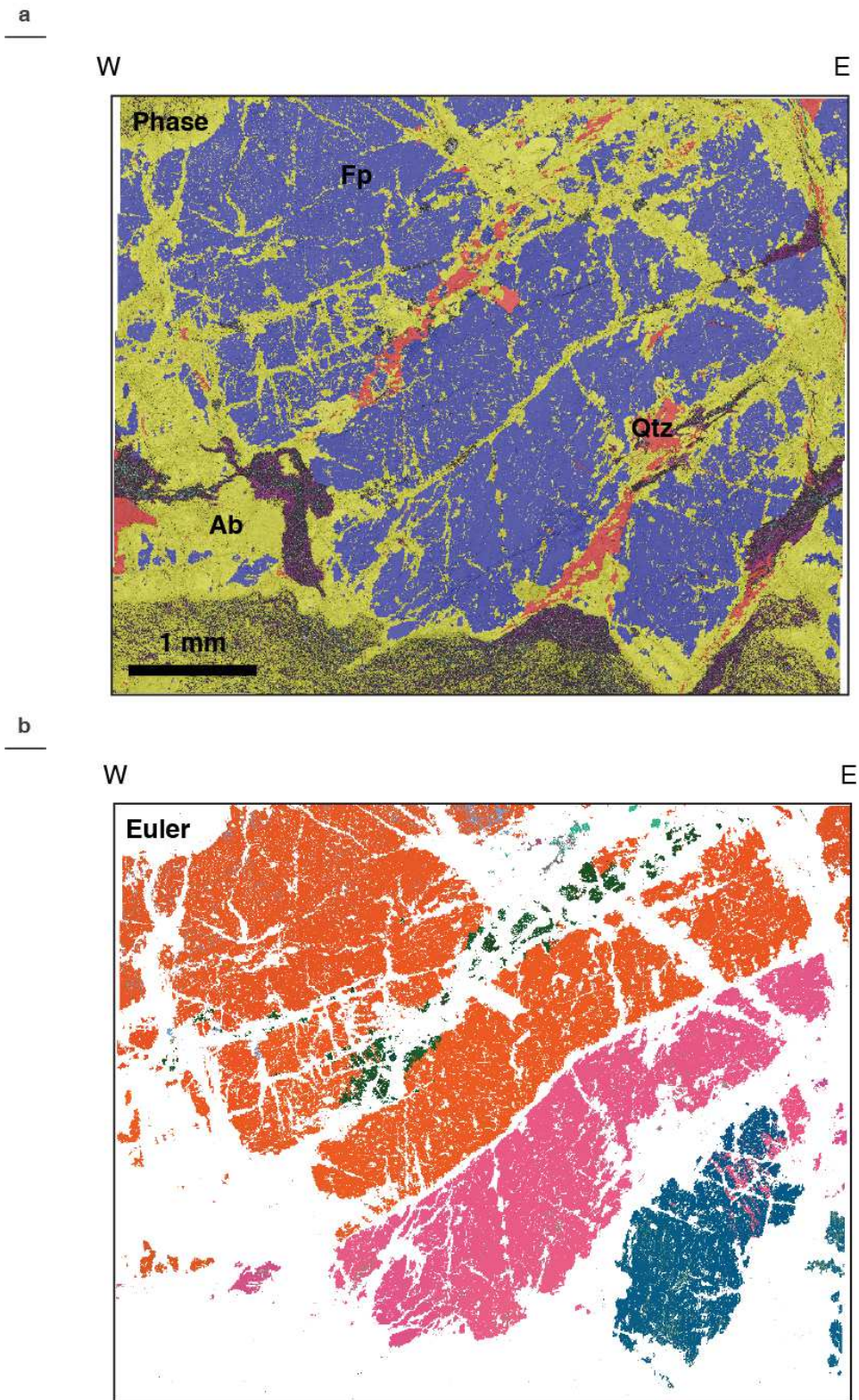


Figure 11 – (a) EBSD phase map of a microfractured K-feldspar superposed to the band contrast map, same colour legend as Fig. 10a. (b) Processed EBSD orientation map of K-feldspar coloured according to the three Euler angles. Qtz: Quartz, Fp: K-feldspar, Ab: Albite. See Figure 9a for location on the thin-section.

3.5 Strain localisation and grain size evolution

3.5.1 Grain size distribution and strain localisation

The core of the shear band localises small neo-crystallized grains of 7 to 40 μm with a mean at 15 μm (Fig. 12), and with no homogeneous CPO (red area in Fig. 12). Outside the shear band, larger grains ($> 100 \mu\text{m}$) represent remnant magmatic quartz porphyroclasts with homogenous CPO (grey area in Fig. 12). Following the paleopiezometric approach described by Twiss (1977), we can estimate the steady-state strain rate leading to such recrystallized grains with (Stipp & Tullis 2003, Gueydan et al. 2005):

$$\dot{\varepsilon} = A \exp\left[-\frac{Q}{RT}\right] \tau^n$$

and

$$\tau = B d^{-p}$$

where $\dot{\varepsilon}$ is the strain rate, A and B are material constants, Q is the activation energy, R is molar gas constant, T is the absolute temperature, τ is the shear stress, n is the stress exponent, d is the grain size and p is the grain size exponent. Using a dislocation creep flow law for quartz (Paterson & Luan 1990) and setting the temperature at $425 \pm 25^\circ\text{C}$ (Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012), we obtain a strain rate of 2.7×10^{-12} to $1.5 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$ in the core of the shear band. In comparison, large grains outside the shear band correspond to a strain rate of 1.9×10^{-16} to $1.0 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$. Such strong difference in strain rate with at least three orders of magnitude characterise a strain localisation.

The shear band investigated here accommodates a displacement of nearly 3 mm in a millimetre-wide band (Fig. 9 and 10). At estimated strain rates, such displacement is obtained after 6500 to 35.000 years. Considering now a large scale, 240.000 to 1.270.000 similar shear bands are required to accommodate the 3 mm displacement in 10 days. Based on the outcrop observations (Fig. 6 and 7) almost 5 shear bands span in $10 \times 10 \text{ cm}^2$, implying that 3 mm of displacement can be

accommodated in 10 days within 500 to 2500 m². Such considerations are well consistent with geophysical signature of Slow Slip Event (SSE) in Cascadia subduction zone where ~ 3 mm of aseismic creep is recorded during 10 days on each 500m² patch of a 300 x 50 km area (Dragert et al., 2004). Actual shear bands could be thus the geological signature of repeated SSEs during the burial stage of the ETSZ. Considering the large thickness of the ETSZ (Beaudoin et al., 2017), we can suppose that all shear bands are not activated at the same time during a single SSE. A shift in the activation of these shear bands could explained the durability of SSEs and their relative repeatability (Dragert et al., 2004).

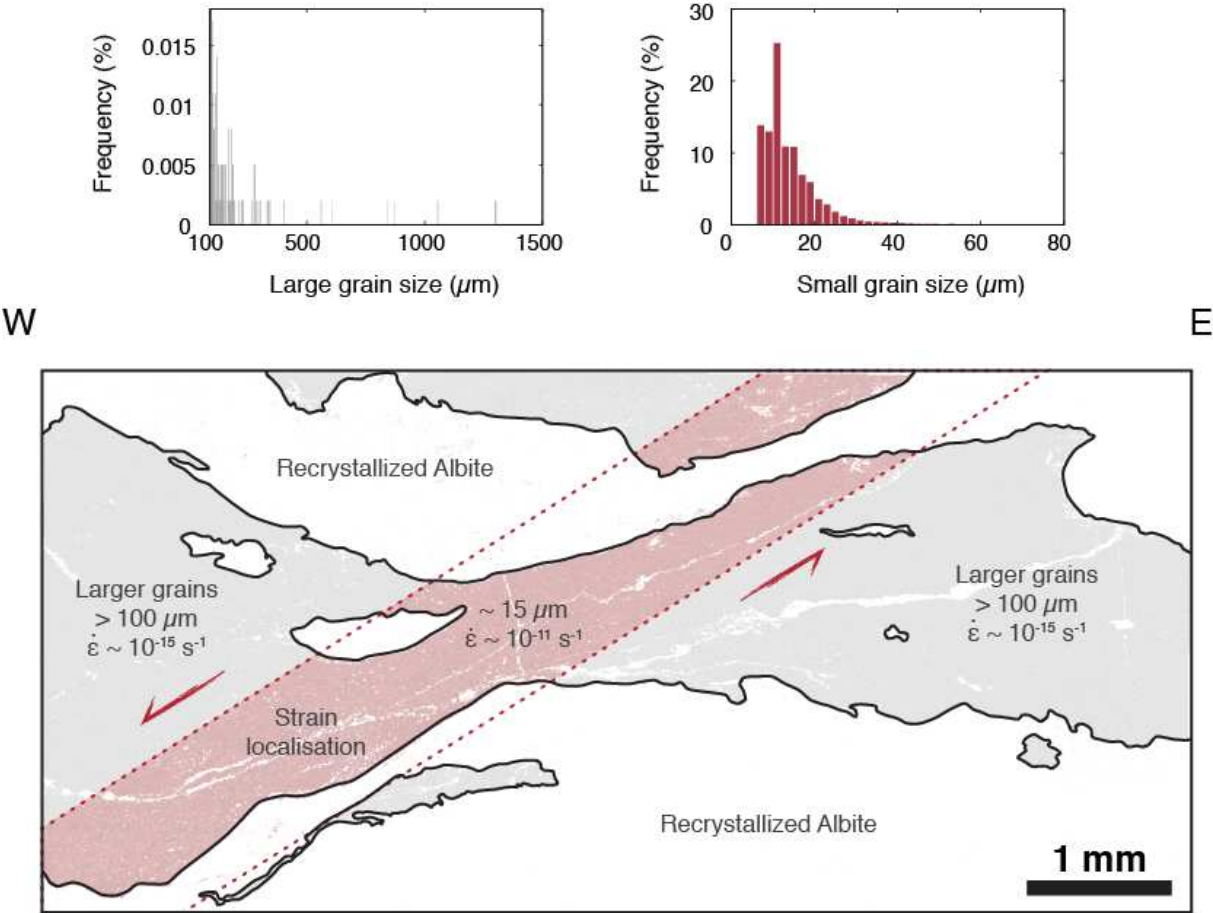


Figure 12 – Interpreted scheme of the quartz shear band described in Figure 10. Red dashed lines delimit the core of the localised shear band with low grain size and large strain rate (red area). Grey areas represent the rims of the shear band with large grains and low strain rate. Red and grey and histograms (top) present the distribution of grain size inside (~29.000 grains) and outside (93 grains) the shear band respectively. Note the large difference between the two y-axis scale.

3.5.2 Microfracturing-sealing cycle and porosity changes

Large K-feldspar porphyroblast exhibits microfractures sealed by small grains of albite. Using contours of the phase map and the Euler angle map of Figure 11, we reconstructed the short-term history of this K-feldspar porphyroblast.

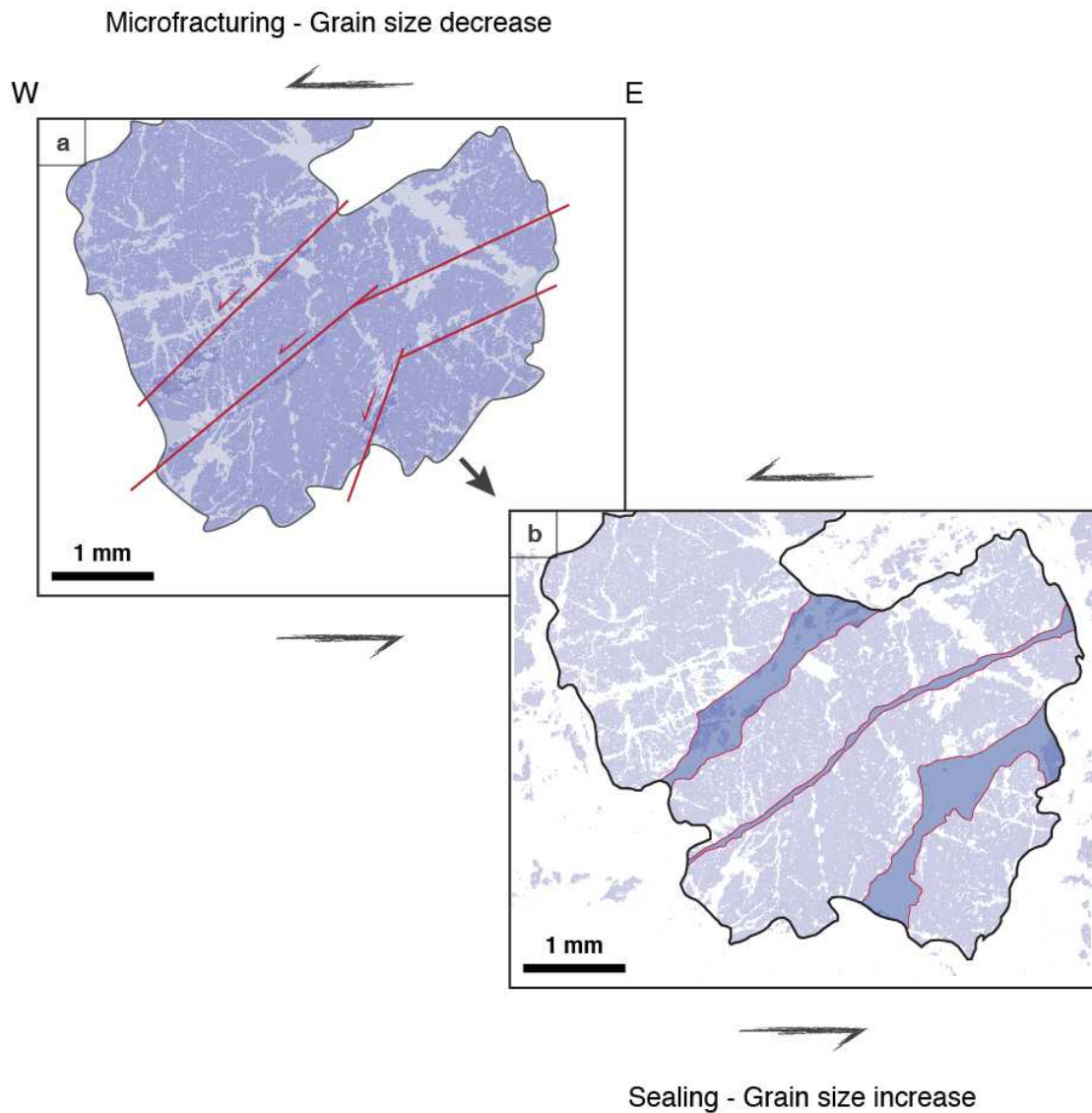


Figure 13 – Interpreted scheme of the microfractured and sealed K-feldspar porphyroblast (light blue) described in Figure 11. **(a)** Microfracturing (red lines) of the porphyroblast and subsequent decrease of K-feldspar grain size. **(b)** Sealing of microfractures (red contours) by small grains of albite (dark blue), reconstructing the K-feldspar porphyroblast (dark grey contour).

At first stage, the 4 mm long porphyroblast is microfractured (Fig. 13a) with microfractures orientations consistent with the overall top-to-the-W-SW shearing.

Rheologically, the microfracturing of a grain corresponds to a decrease of the grain size. At second stage, fast sealing of the fractures by albite precipitation reconstructs the whole feldspar aggregate, which is considered as a grain size increase (Fig. 13b). During sealing, at least 5 to 10% of the aggregate participate to local porosity (dark blue area in Fig. 13b). Based on the dynamic granular fluid pumping model proposed by Fousseis et al. (2009), we speculate that porosity can act as fluid pumping, increasing fluid quantity, pore fluid pressure and therefore the kinematic of sealing. As soon as albite seal the microfractures, porosity will decrease until a next microfracturing stage occurred. Successive short-term microfracturing-sealing cycles are thus interpreted as grain size increase and decrease cycles with subsequent porosity changes and no overall weakening of the porphyroclast.

Conversely, in shear bands the continuous microfracturing of K-feldspar grain leads to the recrystallization of small albite grains (Fig. 10a). At long-term this microfracturing acts as a weakening mechanism promoting strain localisation and shear zone nucleation (Fig. 12, Oliot et al., 2014; Wehrens et al., 2016). Such hypothesis required identifying microstructural evidences for diffusion creep in small grains of albite, which will be done promptly.

3.5.3 Over-pressurised fluid circulation

The neo-crystallization of small albite, micas and epidote within cm-scale shear bands is consistent with a localised fluid-flow enhanced by the increase of grain boundary permeability (Stünitz & Fitz Gerald, 1993; Mancktelow & Pennacchioni, 2004; Menegon et al., 2008). Under closed-system conditions, fluids associated with metamorphic reactions could promote an increase of pore fluid pressure (Oliot et al., 2014). The mean pressure gradient across the shear band will drive fluid flow from the centre of the permeable shear band to surrounding brittle K-feldspar porphyroclasts. Fousseis et al. (2009) propose that dynamic granular fluid pumping (association of intergranular cavities and viscous grain boundary sliding) create dynamic permeable porosity, promoting fluid migration in the fine-grained shear bands. At high pore fluid pressure, subsequent low effective normal stress could be responsible for the hydrofracturing of strong domains (i.e. K-feldspar porphyroclasts) even at relatively low differential stresses (Cosgrove 1997). At long-term such hydrofracturing coeval with ductile shearing plays an important role in the process of

initiation and widening of shear zones (Fusseis et al., 2006; Fusseis and Handy, 2008; Oliot et al., 2014).

3.6 Rheological model

With HP-LT metamorphic conditions recorded during a subduction stage, the ETSZ is thus a consistent example to provide key geological features controlling the rheology of ETS area. We show that both paleostress inferred from recrystallized quartz grains and the displacement accommodated by scattered cm-scale ductile shear bands are consistent with geophysical signature of SSE in Cascadia (Dragert et al., 2004). From our key observations, we constructed a rheological model describing brittle-ductile deformation and fluid circulation on a potential episodic tremor and slip area.

Figure 14 presents our rheological model with schematic short-term evolution of a shear band (Fig. 14a), deformation maps of involved mineralogical settings (Fig. 14b, c) and shear stress changes expected during microfracturing-sealing cycles (Fig. 14d). Restricted by available creep flow law, we simplified the ETSZ orthogneiss as a two-phases quartzo-feldspathic aggregate. This simplification allowing us to well describes the mechanical behaviour of both phases without external complexities (i.e. strain localisation in albite-micas-epidote-rich matrix). K-feldspar represents the strong phase where brittle deformation can occur while quartz corresponds to the fully ductile weak phase (Fig. 14a). Ductile quartz in shear bands accommodates the overall tectonic loading (modelled here as a simple shear). Depending on pore fluid pressure, microfracturing of the K-feldspar can be trigger and will be modelled as a grain size decrease weakening mechanism that can pump fluids into fractures (Fig. 13a). The nonexistence of albite creep flow laws prevent us to model K-feldspar fracturing as similar as we described it previously. Thereby, subsequent created porosity (i.e. microfractures) will be sealed by K-feldspar until the recovery of the whole K-feldspar grain. Rheologically, sealing acts as a grain size increase strengthening mechanism that consumes fluids (Fig. 13b). At first order, such assumption is valid since the strength of albite is closer to the one of K-feldspar than to the one of quartz.

In shear bands, quartz grain size ranges from 10 μm to more than 1000 μm (Fig. 10c). Using diffusion and dislocation creep flow laws (from Rutter & Brodie 2004

and Hirth et al., 2001 respectively) we can construct deformation map of wet quartz at several temperatures (Fig. 14b). At 500°C dislocation creep is the dominant deformation mechanism and dynamic recrystallisation decreases quartz grain size without modifies shear stress (Fig. 14b, d). Quartz will thus acts as the viscously deformed background matrix.

K-feldspar deformation will be more complex since both diffusion creep and dislocation creep can be the dominant deformation mechanism (see deformation map in Fig. 14c, constructed from Rybacki & Dresen (2000) flow laws). Starting from a large grain as the K-feldspar porphyroclast described previously (Fig. 11), microfracturing, triggered because of high pore fluid pressure conditions (Fig. 14d), will turn deformation mechanism from dislocation creep into diffusion creep by decreasing grain size (Fig. 14c). Inversely, grain size increase by sealing will change diffusion creep to dislocation creep dominance. Such switch in dominant deformation mechanism is the main feature of the microfracturing-sealing cycle. During microfracturing shear stress will decrease promptly, weakening K-feldspar grains and the whole aggregate whereas during sealing, shear stress will increase slowly, strengthening K-feldspar grains and the whole aggregate (Fig. 14d).

This rheological model involved diffusion with pore fluid pressure and non-linearity between coupled hydro-visco-plastic deformation parameters. We thus integrated it in a 1D numerical modelling in order to quantify relationships between strain rate, shear stress, strength, grain size evolution and pore fluid pressure, and their controls on the occurrence, the duration and the recurrence time of episodic tremor and slip (see *Chapter 4* and *5*).

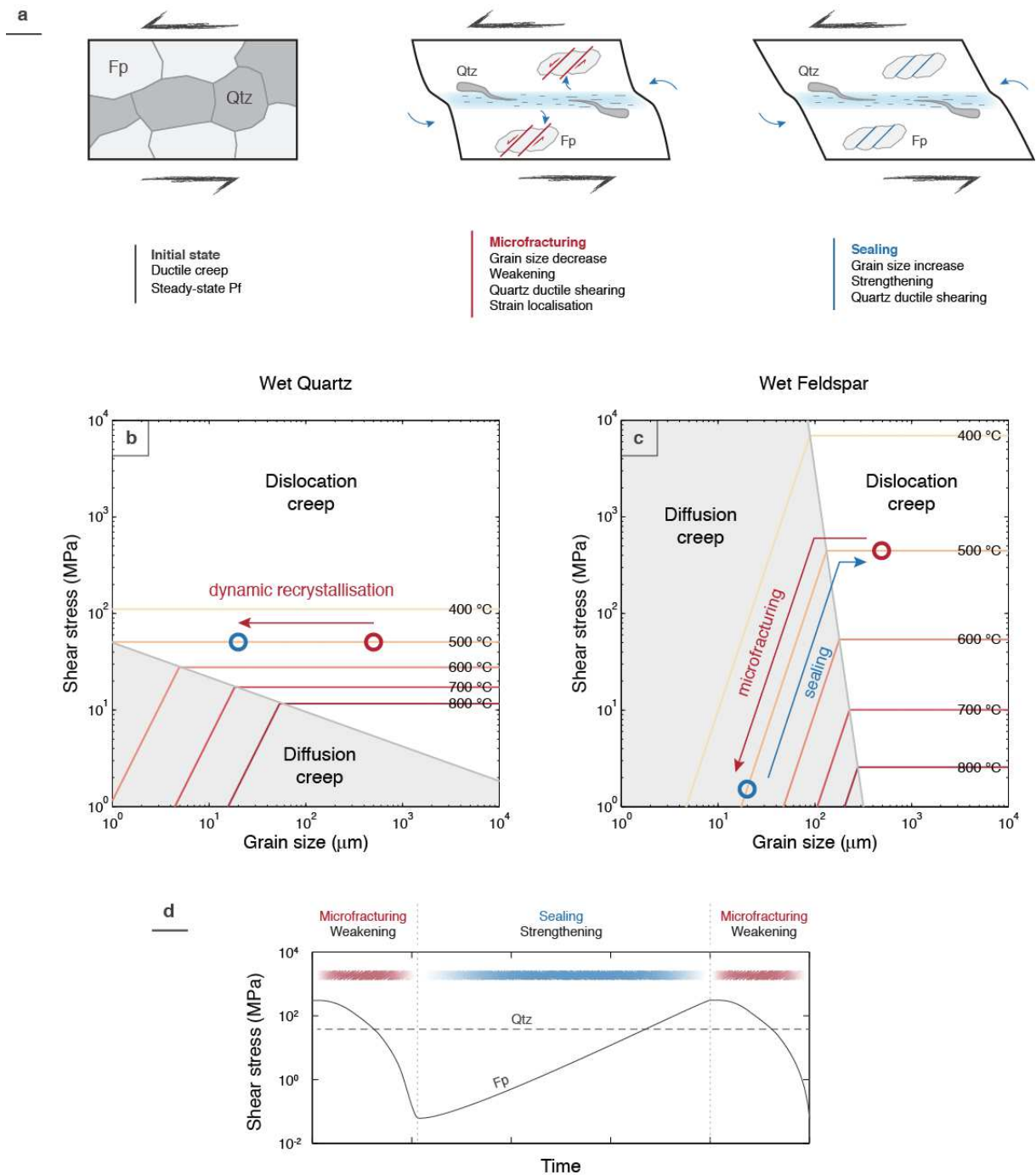


Figure 14 – Rheological model proposed from field and microstructural observations. **(a)** Schematic description of the grain size-sensitive rheological model. Initial state: bi-phase ductile. Second step: microfracturing (i.e. grain size reduction) of K-feldspar with related weakening, strain localisation and fluid pumping. Third step: sealing (i.e. grain growth) of K-feldspar and subsequent strengthening of the whole rock.. **(b)** Deformation mechanism map for wet quartz. Grey and white areas define domains where diffusion and dislocation creep, respectively, are dominant. Red arrow represents the effect of dynamic recrystallization on shear stress evolution. **(c)** Deformation mechanism map for wet feldspar. Red (microfracturing) and blue (sealing) arrows show dynamic evolution of grain size and subsequent shear stress evolution. **(d)** Quartz (dashed line) and K-feldspar (solid line) synthetic shear stress evolution during microfracturing-sealing cycle. Qtz: Quartz, Fp: K-feldspar.

4 – Modélisation numérique des ETS : Modèle rhéologique et premiers résultats

Numerical modeling of ETS : rheological model and first results

4.1	Episodic Tremor and Slip overview.....	120
4.2	Rheology and fluids.....	123
4.3	Numerical modelling	125
4.4	A mechanical model for Episodic Tremor and Slip.....	127
4.5	ETS triggering in subduction and strike-slip fault.....	129
4.6	Perspectives.....	130

Episodic tremor and slip explained by fluid-enhanced microfracturing and sealing

Maxime Bernaudin^{1*} and Frédéric Gueydan¹

¹ Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, CNRS UMR 5243, Montpellier, France.

*e-mail: maxime.bernaudin@umontpellier.fr

N.B.

Cet article fit l'objet d'une soumission pour publication à la revue *Nature* en Février 2017. Suite à leur refus, nous l'avons soumis pour publication au journal *Nature Geosciences* en Mars 2017. Nous avons fait appel d'un premier refus en réalisant une révision simple expliquant les améliorations potentielles de notre manuscrit en Avril 2017. Cet appel fut accepté et l'opportunité de réaliser une révision majeure nous a été donnée en Juin 2017. Suite à cette révision, et malgré l'acceptation de l'un de nos deux rapporteurs, notre manuscrit n'a pas été accepté (Août 2017). Cet article fait désormais l'objet d'une soumission pour publication au journal *Geophysical Research Letters* (Octobre 2017).

This article was firstly submitted to *Nature* in February 2017. After their refusal, we submitted it to *Nature Geosciences* in March 2017. We ask for a reconsideration of this rejection by providing a straightforward revision of our manuscript, explaining the potential improvements of this study (April 2017). This appeal was accepted in June 2017 when *Nature Geosciences* gives us the opportunity to make a major revision of our manuscript. Following this revision, and despite the acceptance of one of two reviewers, our manuscript was rejected (August 2017). This article is now submitted to *Geophysical Research Letters* (October 2017).

Abstract

A combination of non-volcanic tremor and transient slow slip events behaviours is commonly observed at plate interface, between locked/seismogenic zone at low depths and stable/ductile creep zone at greater depths. This association defines episodic tremor and slip, systematically highlighted by over-pressurized fluids and near failure shear stress conditions. Here we propose a new mechanical approach that provides a mechanical and field-based explanation of the observed association between non-volcanic tremor and slow slip events. In contrast with previous models, this numerical modelling uses a ductile grain size-sensitive rheology with microfracturing and sealing. We also can predict pore fluid pressure variation as a function of changes in porosity/permeability and strain rate-dependent fluid pumping. The fluid-enhanced dynamic evolution of microstructure defines cycles of ductile strain localisation related with increase in pore fluid pressure. We propose that slow slip events are ductile processes related to transient strain localisation, while non-volcanic tremor corresponds to fracturing of the whole rock at peak of pore fluid pressure. Our model shows that the availability of fluids and the efficiency of fluid pumping control the occurrence of episodic tremor and slip. We also well predict the temperature and depth ranges of episodic tremor and slip: 400-500°C/30-50 km in subduction zones and ~500°C/15-30 km in strike slip settings.

4.1 Episodic Tremor and Slip overview

At seismic time scale, a brittle-ductile rheological layering characterizes plate boundaries^{1,2}, with a locked behaviour highlighted by earthquakes at shallow levels (0-15/30 km) and a long-term aseismic ductile creep observed geodetically at greater depths (Fig. 1a). In between, a transition zone (transient slow slip zone) can be defined from 400 to 550°C with a combination of seismic slow earthquakes (Non-Volcanic Tremor, NVT, Fig. 1b) and aseismic Slow Slip Events (SSE) with variable duration from days to years^{3,4,5}. Episodic Tremor and Slip (ETS) associate periodic⁶ or erratic⁷ short-term SSEs with synchronous NVT^{1,3,6,8}. Non-volcanic tremor occurred not only in the fault plane but also above the subduction plate interface^{6,9} and are triggered either by earthquakes¹⁰, earth tidal waves¹¹ and atmospheric events¹² highlighting a critically stressed system. SSEs are classically viewed as slow

shear slip due to frictional properties changes along the plate interface related to high pore fluid pressure¹³.

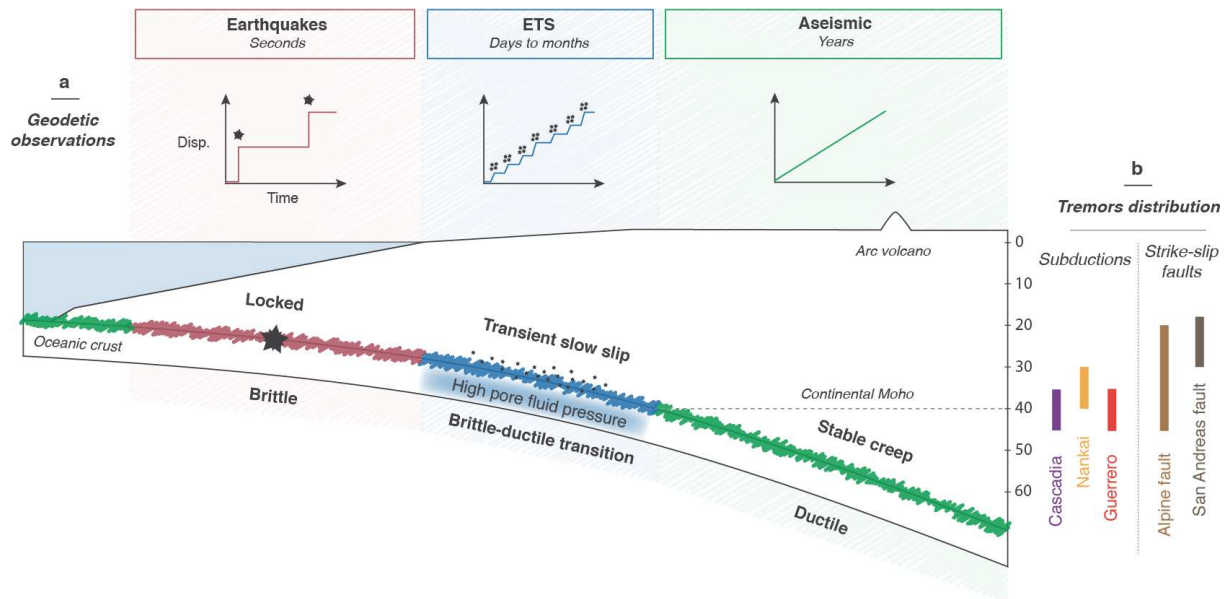


Figure 1 | Different slip modes occurring along the plate interface. a/ Locked domain (red with earthquakes as black stars), transient slow slip domain with ETS (blue with NVT as black points) and stable slip domain (green) in a subduction plate interface (modified from ref. 47). Light blue area: high pore fluid pressure inferred from v_p/v_s ratio studies^{35,36}. Geodetically observed displacement vs. time diagram (up) for the three domains (modified from ref. 1). b/ NVT depth locations for subduction and strike-slip plate interfaces.

With such critical shear stress conditions, the rate-and-state formalism can predict transient slow slip along a fault plane¹⁴. Such formalism might be however unrealistic at large depths where shear zones spread on kilometres-wide structures¹⁵, leading to several alternative models. At high pore fluid conditions, SSEs can be modelled with a visco-elasto-plastic rheology by episodic fractures/slips on well oriented strong lenses embedded in a viscous creeping material¹⁶. In a fluid-saturated fault zone, SSEs may also result from shear heating and related fast mineralogical changes (e.g. serpentinization) that imply variations in porosity and hence pore fluid pressure¹⁷. Temperature-dependent permeability reduction in the fault plane by sealing process (silica enrichment of gouge) may as well leads to differential overpressure development and controls ETS recurrence time¹⁸.

During transient slip/creep, variations in rock permeability/porosity can trigger dynamic fluid pumping^{19,20} that may drastically reduce the whole rock strength. The novelty of our approach is to quantify, in an overall ductile material with no pre-

existing fault plane, the feedback between a dynamically evolving microstructure and dynamic fluid pumping (Fig. 2). We hypothesize that SSEs may result from ductile strain localisation and not transient slip on fractures. Fluid pumping during strain localisation may trigger whole rock fracturing at near lithostatic conditions that can be the signature of NVT (Fig. 2c). The 1D numerical model presented here will allow us to quantify these assumptions.

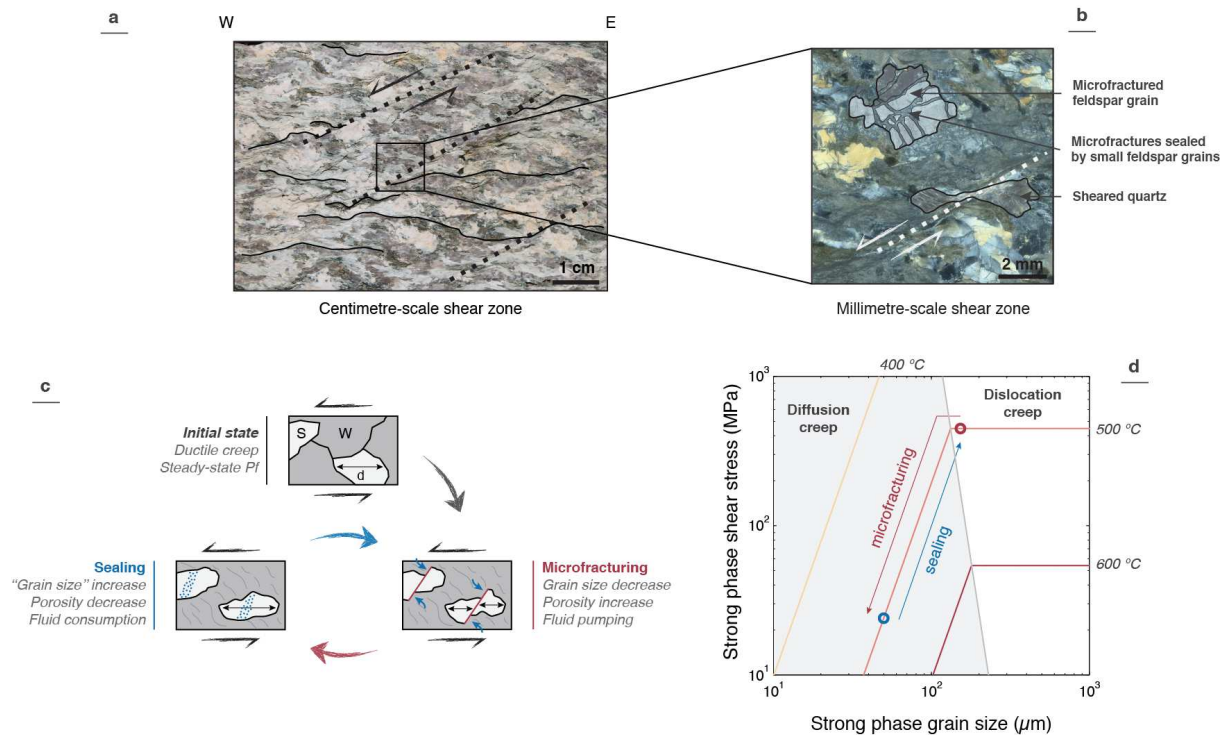


Figure 2 | Key field observations used to define the grain size sensitive rheology. **a/** Centimetre-scale shear zones (black dashed lines) in foliated (thin black lines) granitic rocks from East Tenda Shear Zone²¹ (Corsica, France). **b/** Zoom on microstructure of such small shear zones (white dashed line) with sheared quartz and microfractures in feldspar that are sealed by small grains of feldspar. **c/** Schematic description of the grain size sensitive rheological model (with microfracturing and sealing as short-term grain size reduction and grain growth processes) with dynamic fluid properties. Initial state: Bi-phase ductile aggregate (Weak phase-W is quartz, Strong phase-S is feldspar). Second step: microfracturing (i.e. grain size reduction) of the strongest phase with related porosity increase and possible fluid pumping. Third step: sealing (i.e. grain growth) with fluid consumption and porosity increase. **d/** Deformation mechanism map for wet feldspar²⁴. Grey and white areas define domains where diffusion and dislocation creep, respectively, are dominant (low and high grain size respectively). Red (microfracturing) and blue (sealing) arrows show dynamic evolution of grain size and subsequent shear stress evolution.

Such approach is guided by key geological observations of exhumed deep-seated centimetre-to-meter-scale shear zones deformed at 400-550°C (Fig. 2a). These shear zones show typical brittle-ductile behaviour with an overall ductile

deformation (e.g. foliated rocks) associated with microfracturing of the strong phase grains²¹ (Fig. 2b). These microfracturing and the development of kilometre-scale shear zones lead ultimately to mineralogical changes (e.g. metamorphic reactions) that last over million years²², which will be therefore disregarded here. At shorter timescale ductile strain localisation is often associated with porosity/permeability evolution²³ related to dynamic fluid pumping^{19,20}, which enhances sealing of the microfractures (Fig. 2b). Classically, the same mineral as the fractured grain filled such microfractures, allowing the recovery of the grain (e.g. grain size increase, Fig. 2b,c). In this paper, evolving microstructures correspond to microfracturing of the strong phase and subsequent sealing (Fig. 2c). Our model provides thus a complex interplay between dynamic fluid properties and ductile transient strain localisation.

4.2 Rheology and fluids

The rheological model consists in an overall grain size sensitive two-phases ductile material (equation (1)) with no pre-existing factures (Fig. 2c). The material consists of an aggregate of feldspar (strong phase) and quartz (weak phase), which is appropriate to a continental environment (e.g. San Andreas fault or subduction interface with a continental upper plate). The material shear stress (τ) is the weighted sum of the strength of the two minerals (τ_f and τ_q respectively, equation (1)):

$$\tau = C_f \tau_f + C_q \tau_q , (1)$$

where C_f and C_q are feldspar and quartz proportions, respectively (set to 50% in this study). Strain rate is defined as a function of shear stress, temperature and grain size by the combination of diffusion (Grain Size Sensitive, GSS) and dislocation (Grain Size Insensitive, GSI) creep flow laws^{24,25} (equation (2)):

$$\dot{\varepsilon}_i = A_{GSI,i} \tau_i^{n_{GSI,i}} e^{-\frac{Q_{GSI,i}}{RT}} + A_{GSS,i} \tau_i^{n_{GSS,i}} d^{-p_{GSS,i}} e^{-\frac{Q_{GSS,i}}{RT}} , (2)$$

where i = feldspar or quartz, $\dot{\varepsilon}$ is the strain rate, A is a material constant, n is the stress exponent, Q is the activation energy, R is the molar gas constant, T is the

absolute temperature, d is the grain size and p is the grain size exponent (Fig. 2d). Note that only dislocation creep is use for quartz.

Short-term grain size evolution (Fig. 2b) is modelled by microfracturing (detected by Mohr-Coulomb criterion on the strong phase shear stress, equations (3,4)) and sealing:

$$\dot{d} = (\varphi_s \dot{\epsilon} - \alpha_{\mu f})d \quad (3)$$

$$\text{with } \begin{cases} \alpha_{\mu f} = 0, & \text{if } \tau_f < \mu(\sigma_n - P_f) \\ \alpha_{\mu f} = 0.01, & \text{if } \tau_f \geq \mu(\sigma_n - P_f) \end{cases} \quad (4)$$

where φ_s stands for sealing kinematic, $\alpha_{\mu f}$ is the microfracturing kinematic, μ is the friction coefficient, σ_n is the effective normal stress and P_f is the pore fluid pressure. We define microfracturing as a fracturing of a single grain^{21,26} (Fig. 2a). Note that no elastic effects (e.g. dislocations) are simulating in our model. Microfracturing contributes to strain since it allows strength reduction within diffusion creep domain (Fig. 2d). Short-term grain size growth (Fig. 2b) corresponds to sealing and healing of microfractures²⁷ and veins²⁸. We simplified such mechanisms using a strain rate-dependent sealing process following Gratier & Gueydan²⁹ (2007) (equation (3)). For this study we set sealing kinematic φ_s to $7 \cdot 10^6$ in order to have a characteristic time of sealing of 50 days. Note that this kinematic of sealing is a free parameter and its value controls the recurrence time of strain localisation.

We expressed pore fluid pressure variations using the Darcy's law and the fluid mass conservation²⁷ leading to,

$$\phi_m C \frac{\partial P_f}{\partial t} + \frac{\partial \phi_m}{\partial t} = \frac{\partial \left(K \frac{\partial P_f}{\partial x} \right)}{\partial x} + F \quad (5)$$

where ϕ_m is the mean porosity, C is the mean matrix-fluid compressibility, K is the permeability and F is the fluid pumping. We related porosity and permeability following Zhu et al.³⁰ (1995) (equation (6)):

$$K = K_0 \left(\frac{\phi}{\phi_0} \right)^{\alpha_k} \quad (6)$$

where K_0 is the permeability at a reference porosity ϕ_0 and α_k is the permeability exponent (set here at 3^{30}).

We assume that porosity is linearly related to grain size¹⁹. Porosity in mid-crustal granitic shear zones is concentrated along grain boundaries and decreases with the distance to the core of the shear zone. In our model with grain size-sensitive rheology, large grain size (i.e. few grain boundaries and low porosity) implies low strain rate while low grain size (i.e. many grain boundaries and large porosity) may lead to strain localisation.

Finally, we model the enhancement of fluid pumping by strain localisation as follows (equation (7)),

$$\dot{F} = \varphi_F F \dot{\epsilon} \quad (7)$$

where F is the fluid pumping and φ_F is the kinematic of the fluid pumping. Strain rate-dependent fluid pumping assumption is required to describe both strong fluid circulation in the core of the shear zone and nearly no fluid circulation at the rim. We set kinematic of fluid pumping φ_F to $7 \cdot 10^4$ in order to have a characteristic time of fluid pumping of 5000 days (~14 years). Note that a slower fluid pumping inhibits strain localisation described below while a faster fluid pumping implies numerical instabilities.

4.3 Numerical modelling

We perform a 1D simple shear numerical experiment solving the mechanical equilibrium $\partial\tau/\partial y = 0$ along a 10 km-thick section. Tectonic plate motion is set at 1 cm.yr^{-1} . The initial grain size is randomized at $80 \mu\text{m} \pm 5\%$ and the initial pore fluid pressure is set at $\lambda=0.8$ (λ is the pore fluid factor and corresponds to ratio of pore fluid pressure to lithostatic pressure). Three types of behaviours can be defined, as a function of initial temperature: 1/ a fully brittle behaviour at low temperature, 2/ a fully ductile creep at high temperature and 3/ an overall ductile behaviour at intermediate temperature ($\tau < \tau^y$) with feldspar shear stress being larger than the yield stress ($\tau_f > \tau^y$). The temperature window of this “brittle-ductile” behaviour depends on the initial pore fluid pressure (equation (4)) and the selected flow laws (equation (2)). Episodic

transient strain localisation driven by the competition between microfracturing and sealing are detected only for this brittle-ductile case (shown at 40 km and 500°C in Fig. 3) and for high rate of sealing and fluid pumping.

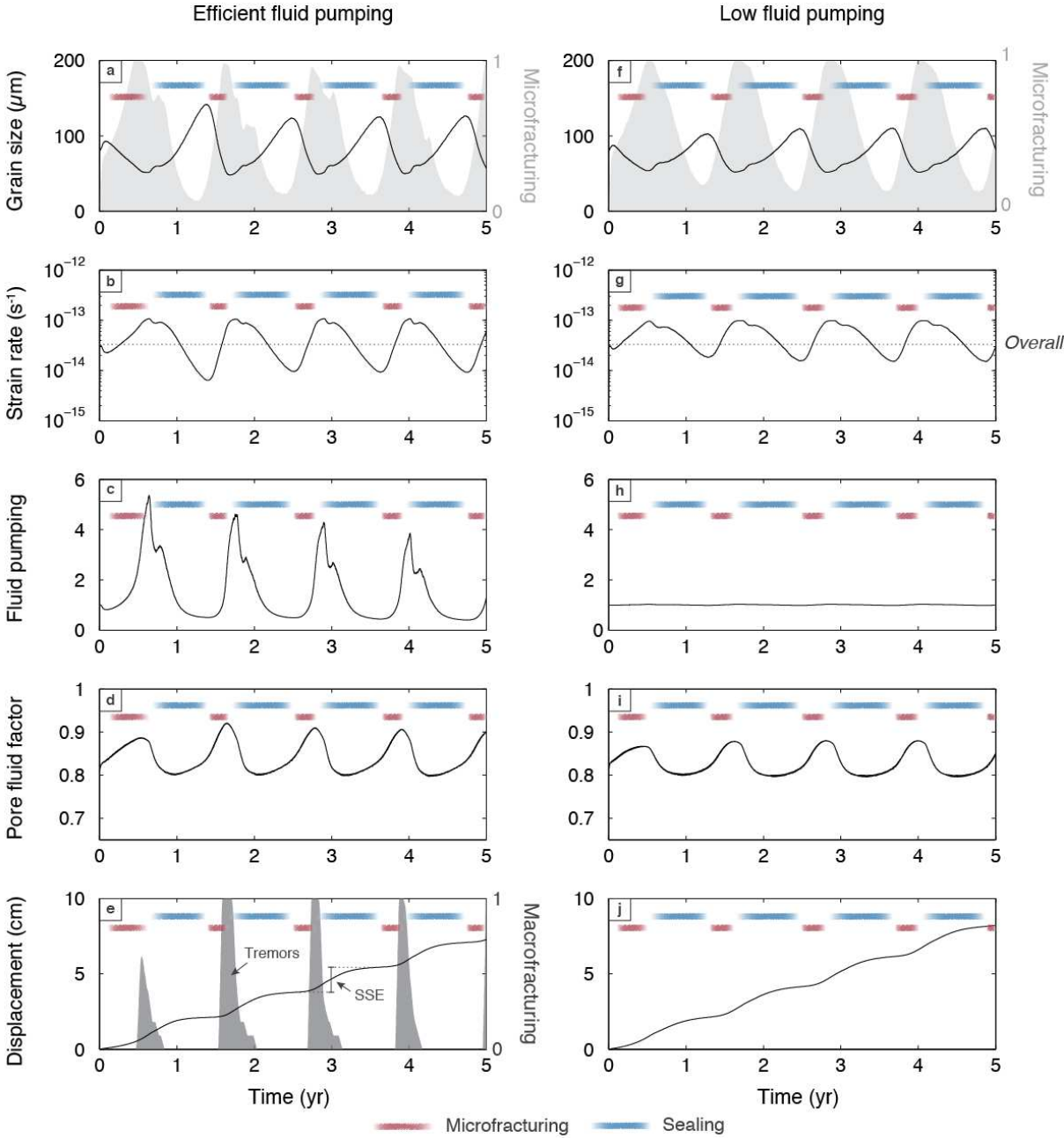


Figure 3 | 1D numerical results of transient strain localisation driven by microfracturing and sealing (at 40 km depth and 500°C and initial pore fluid factor of $\lambda=0.8$). Left panels (a-e) for experiment with efficient fluid pumping. Right panels (f-j) for experiments with low fluid pumping. Time evolution of **a and f**/, feldspar grain size (with microfracturing as light shaded area), **b and g**/, strain rate (overall strain

rate as dashed line), **c and h/** fluid pumping efficiency, **d and i/**, pore fluid factor and **e and j/**, displacement (time integral of strain rate) with macrofracturing as dark shaded area. In **b and g**, the imposed simple shear velocity at the boundaries yields an overall strain rate of $\sim 3 \cdot 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ (dashed line). Red and blue areas highlight microfracturing and sealing stages respectively.

The initial grain size and strain rate involve a short episode of sealing of feldspar grains (Fig. 3a, 3b), implying increase in pore fluid pressure. Subsequently, microfracturing ($t = 0.1$ year) leads to grain size decrease that progressively weakens the material (grain size sensitive rheology, equation (2)) and triggers the onset of strain localisation (local increase in strain rate, Fig. 3b). The increase of strain rate enhances the fluid pumping (Fig. 3c), leading to a continuous increase of pore fluid pressure (Fig. 3d) that enhances microfracturing. Such behaviour defines a positive feedback between microfracturing, strain localisation and fluid pumping.

Subsequently, the large values of strain rate also increase the sealing rate (equation (3)) that progressively becomes equivalent to the microfracturing rate, explaining the end of grain size reduction ($t = 0.7$ year, Fig. 3a). The onset of fractures filling and fluid consumption lead to a decrease in pore fluid pressure. For larger time, sealing becomes dominant over microfracturing leading to grain growth, the strengthening of the material and ongoing pore fluid pressure decrease ($t = 0.8-1$ year, Fig. 3d). The large increase in grain size leads to the decrease of the strain rate by at least one order of magnitude that drastically reduces the sealing efficiency and decrease values of porosity/permeability that trigger pore fluid pressure increase ($t = 1-1.2$ years, Fig. 3c). As a consequence, microfracturing becomes again dominant over sealing and defines cycles of ductile strain localisation ($t = 1.4$ years, Fig. 3a). With moderate to low fluid pumping, strain localisation cycles are still present but variations of both strain rate and pore fluid pressure are minimized (Fig. 3g,i).

4.4 A mechanical model for Episodic Tremor and Slip

This fluid-enhanced competition between microfracturing and sealing defines cycles of transient strain localisation associated with pore fluid pressure fluctuations. Such temporal variations of strain rate by one order of magnitude induce a non-uniform displacement through time describing slow slip events of nearly 2 cm of

cumulated displacement (Fig. 3e and 4a,b). Microfracturing and sealing rates control respectively the duration and the recurrence time of these transient events.

Episodically, high pore fluid pressure decreases sufficiently Mohr-Coulomb yield stress to trigger fracturing of the whole rock (e.g. macrofracturing, Fig. 3e). During SSE, these short episodes of macrofracturing are assumed to be a model proxy for NVT (Fig. 4a,b). Maximal pore fluid pressures are reached at the maximum microfracturing activity that allows large porosity/permeability and therefore large fluid pumping (Fig. 3c). We therefore reproduce the ETS behavior with episodic slip (e.g. transient strain localisation triggered by microfracturing and efficient fluid pumping, Fig. 4b), and NVT triggering by over-pressurized fluid-enhanced macrofracturing. ETS occurrence required efficient fluid pumping, since no macrofracturing is detected with moderate or no fluid pumping (Fig. 3h, 3j).

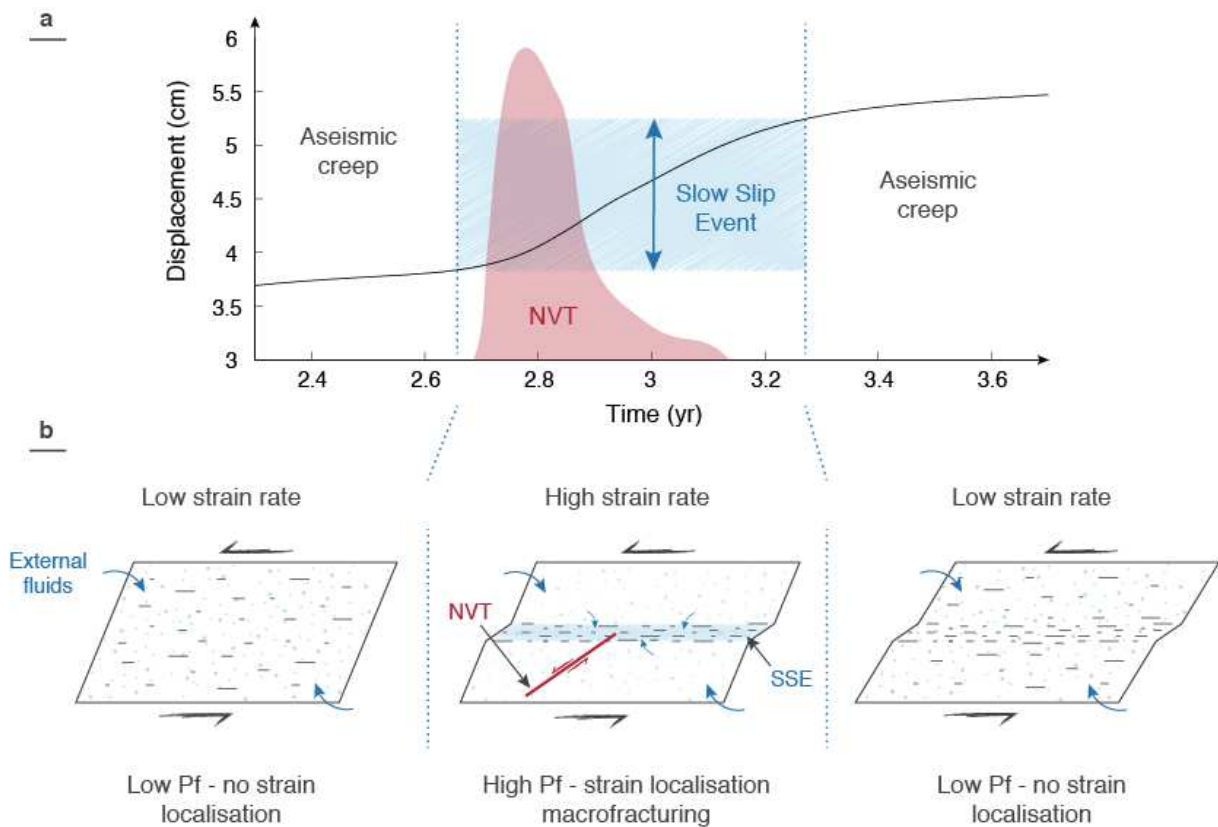


Figure 4 | Short-term ductile shear zone evolution and our new model for ETS triggering. **a/** Modelled SSE (displacement in black curve) and NVT (macrofracturing in red shaded area) from one cycle of ductile strain localisation. Blue dashed lines and shaded area delimit ETS from aseismic creep. **b/** Short-term evolution of shear zone. **Left/** During aseismic creep, low strain rate (no strain localisation). **Middle/** Microfracturing promotes strain rate increase. SSE occurs by ductile strain localisation. The positive feedback between fluid pumping (blue) and strain localisation allows high pore fluid pressure that triggers NVT.

Right/ Sealing leads to the decrease of pore fluid pressure and the increase of grain size by sealing and hence to strain rate decreases and a new period of aseismic creep.

4.5 ETS triggering in subduction and strike-slip fault

Our model allows also identifying the depth-temperature ranges at which SSEs and associated NVT can occur (Fig. 5a): at low temperature ($<400^{\circ}\text{C}$) a fully brittle behaviour and at high temperature ($>600^{\circ}\text{C}$), an aseismic creep behaviour. Only intermediate temperatures ($400^{\circ}\text{C} < T < 600^{\circ}\text{C}$) and high pore fluid pressure ($\lambda > 0.75$) predict ETS triggering. ETS are rather pressure-insensitive since they can occur from 15 km to more than 60 km depth. The temperature window (here between 450 and 550°C) for their activation is controlled by the rheological parameters. Using a weaker feldspar rheology or a larger amount of quartz will down the lower temperature limit of ETS at $\sim 400^{\circ}\text{C}$.

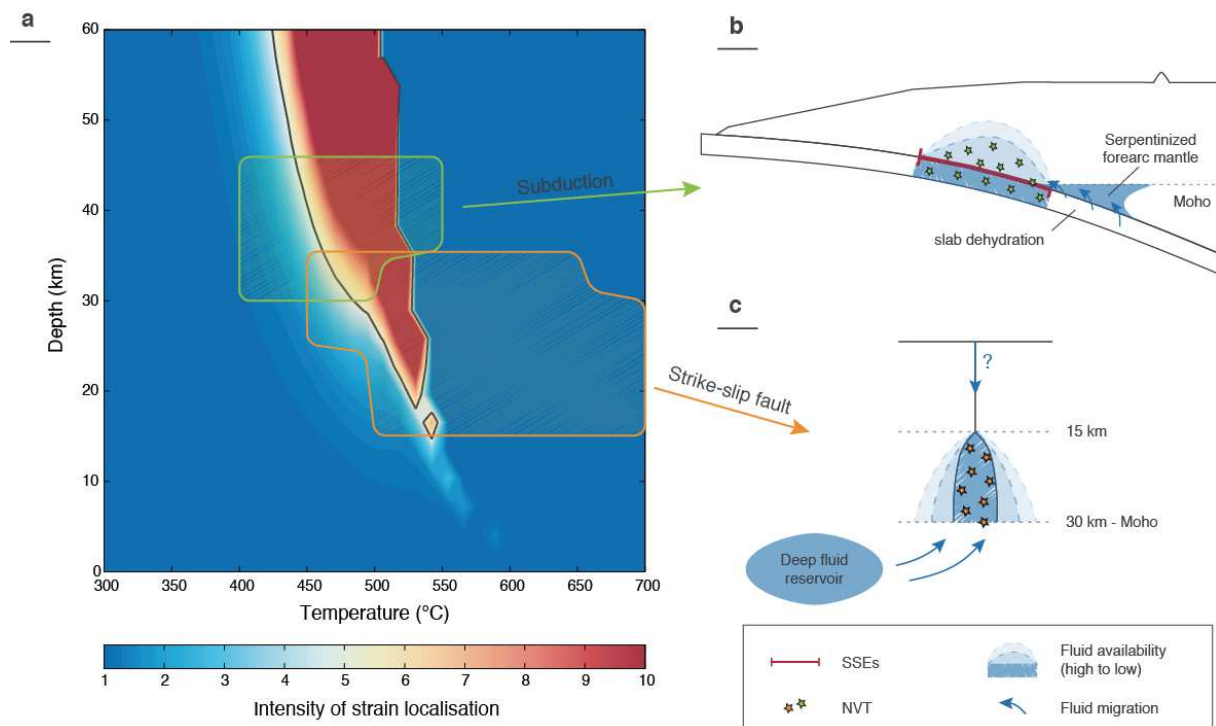


Figure 5 | Modelled depth and temperature ranges for ETS in subduction and strike slip setting. a/ Episodic tremor and slip domain (initial pore fluid factor of $\lambda=0.8$) inferred from 400 models outputs. Blue-to-red colour scale describes the intensity of strain localisation (ratio of maximum strain rate over mean strain rate) and high pore fluid pressure inferred from our models. Thin dark line highlights domain of ETS prediction. Green and orange shaded areas correspond to observed ETS in subductions and NVT in strike-slip faults respectively (Cascadia, Nankai, Guerrero; San Andreas and Alpine faults, see Table

1). **b-c/** Conceptual model of ETS occurrence related to fluid income in subduction zone (**b**) and strike-slip fault (**c**).

In natural subduction zone examples, SSEs occurred between 20 and 60 km depths (e.g. Cascadia, Guerrero and Nankai, see Table 1 and references therein) and the NVT are located in a more restricted depth ranges (30-45 km, Fig. 5a) and at a estimated temperature of 400-500°C⁵¹. In strike-slip fault settings (e.g. San Andreas fault and Alpine fault, see Table 1 and references therein) NVT are recorded between 15 and 30 km depth, corresponding to a range of temperature of 500-700°C^{31,32} (Fig. 5a). Only NVT can be discussed since SSEs are not yet well resolved with current instrumentation³³. Our model results are remarkably consistent with these data (Fig. 5a) since they imply ETS occurrence at 30-45 km and 400-500°C in subduction context (cold geotherm) and at 15-30 km and around 500°C in strike-slip fault context (normal to hot geotherm). Note that the modelled depth and temperature ranges of ETS will depend on the selected material (continental or oceanic crust) and initial pore fluid pressure.

Zone	NVT depth	NVT temperature	Refs. for geotherms
Cascadia	35 – 45 km ⁴⁹	450 – 550 °C ⁵⁰	Peacock et al. ⁵¹
Nankai	30 – 40 km ⁴⁹	400 – 500 °C ⁵²	Peacock et al. ⁵¹
Guerrero	35 – 45 km ⁵³	400 – 500 °C ⁵⁴	Peacock et al. ⁵¹
San Andreas fault	18 – 30 km ⁴⁴	500 – 700 °C ³¹	Sass et al. ³¹
Alpine fault	25 – 35 km ⁵⁵	450 – 650 °C ³²	Toy et al. ³²

Table 1 | NVT depth/temperature ranges and references for plate interface geotherms used in Fig. 5.

4.6 Perspectives

Our model provides a novel ETS triggering mechanism. SSEs correspond to a ductile process: transient strain localisation by microfracturing and sealing. Efficient dynamic fluid pumping enhances strain localisation (positive feedback) and leads to

near lithostatic pore fluid pressure that triggers macrofracturing (NVT signature). A major outcome is that NVT triggering is directly related to SSEs with a sufficiently efficient fluid pumping.

In subduction zone, SSEs and NVT association is now well confirmed on the deep portions of subduction faults^{5,34}. High pore fluid pressure is as well documented^{35,36} with fluids coming from slab dehydration and serpentinization³⁷ (Fig. 5b). Such fluids are required in our model to trigger ETS (Fig. 3) since with moderate incoming fluids we predict only SSEs with no NVT. In some subduction systems, SSEs without NVT can therefore be explained by the presence of low to moderate amount of fluids^{38,39} (Fig. 3f-j). When fluids migrate within the overriding plate, NVT can be likely triggered by SSEs in the whole domain from fault plane to shallower depths⁷ (Fig. 5b).

Recent investigations⁴⁰ of shallow subduction zone megathrust faults reveal that both SSE and NVT are also common at shallower depths (2-15 km and 50-200°C) and are related to high pore fluid pressure condition and clay dehydration. At these temperature conditions, our present model cannot explain such ETS (Fig. 5). The same formalism can however be applied using pressure solution rheology instead of diffusion creep as grain size sensitive creep, since pressure solution creep becomes effective for calcite-rich or quartz-rich rocks at depth as low as 2 km depth⁴¹.

In strike-slip fault context, SSEs remain to be accurately identified^{42,43}. However precise NVT source location on San Andreas fault system suggest that they occur below the fault plane and extend at least to the base of the crust^{44,45}. NVT are always associated with near lithostatic pore fluid pressure conditions¹¹. Fluids necessary to trigger our ETS mechanism can originate from adjacent rocks in the mid-lower crust (dehydration of serpentinites⁴⁶) or eventually from transient incomes of meteoric fluids during fault rupture (Fig. 5c).

The recurrence time of SSEs and ETS spans from months to years in natural cases⁵ and mechanism explaining such diversity is still elusive. Audet & Bürgmann¹⁸ (2014) propose that permeability reduction by silica enrichment of fault gouge controls the recurrence time of ETS. In our model we propose that this recurrence time is related to the rate of sealing, that also implies a permeability reduction. This sealing process is modelled by a single parameter that integrates in fact complex processes such as transport and precipitation or fracture healing²⁷. Further field and

geophysical observations combined with experimental works are yet required to better constrain sealing/healing processes at depth, especially their short-term kinetics⁴⁷ and temperature dependency²⁸.

References

1. Dragert, H., Wang, K., & Rogers, G. Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth, planets and space*, **56** (12), 1143-1150 (2004).
2. Wech, A. G., & Creager, K. C. A continuum of stress, strength and slip in the Cascadia subduction zone. *Nature Geosci.*, **4** (9), 624-628 (2011).
3. Rogers, G., & Dragert, H. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science* **300** (5627) (2003).
4. Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., & Uchide, T. A scaling law for slow earthquakes. *Nature* **447** (7140), 76-79 (2007).
5. Obara, K., & Kato, A. Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science* **353** (6296), 253-257 (2016).
6. Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., & Kasahara, K. Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* **31** (23) (2004).
7. Peterson, C. L., & Christensen, D. H. Possible relationship between nonvolcanic tremor and the 1998–2001 slow slip event, south central Alaska. *J. Geophys. Res.* **114** (B6) (2009).
8. Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S., & Nakamura, S. Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature* **442** (7099), 188-191 (2006).
9. Plourde, A. P., Bostock, M. G., Audet, P., & Thomas, A. M. Low-frequency earthquakes at the southern Cascadia margin. *Geophys. Res. Lett.* **42** (12), 4849-4855 (2015).
10. Rubinstein, J. L. *et al.* Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses. *Nature* **448** (7153), 579-582 (2007).
11. Thomas, A. M., Nadeau, R. M., & Bürgmann, R. Tremor-tide correlations and near-lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault. *Nature* **462** (7276), 1048-1051 (2009).
12. Liu, C.-C., Linde, A. T. & Sacks, I. S. Slow earthquakes triggered by typhoons. *Nature* **459**, 833–836 (2009).
13. Segall, P., Rubin, A. M., Bradley, A. M., & Rice, J. R. Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events. *J. Geophys. Res.* **115** (B12) (2010).
14. Liu, Y. Numerical simulations on megathrust rupture stabilized under strong dilatancy strengthening in slow slip region. *Geophys. Res. Lett.* **40** (7), 1311-1316 (2013).
15. Hayman, N. W., & Lavier, L. L. The geologic record of deep episodic tremor and slip. *Geology* **42** (3), 195-198 (2014).
16. Lavier, L. L., Bennett, R. A., & Duddu, R. Creep events at the brittle ductile transition. *Geochem. Geophys.* **14** (9), 3334-3351 (2013).
17. Alevizos, S., Poulet, T., & Veveakis, E. Thermo-poro-mechanics of chemically active creeping faults. 1: Theory and steady state considerations. *J. Geophys. Res.* **119** (6), 4558-4582 (2014).
18. Audet, P., & Bürgmann, R. Possible control of subduction zone slow-earthquake periodicity by silica enrichment. *Nature*, **510** (7505), 389-392 (2014).

19. Fousseis, F., Regenauer-Lieb, K., Liu, J., Hough, R. M., & De Carlo, F. Creep cavitation can establish a dynamic granular fluid pump in ductile shear zones. *Nature* **459** (7249), 974-977 (2009).
20. Menegon, L., Fousseis, F., Stünitz, H., & Xiao, X. Creep cavitation bands control porosity and fluid flow in lower crustal shear zones. *Geology* **43** (3), 227-230 (2015).
21. Gueydan, F., Leroy, Y. M., Jolivet, L., & Agard, P. Analysis of continental midcrustal strain localisation induced by microfracturing and reaction-softening. *J. Geophys. Res.* **108** (B2) (2003).
22. Gueydan, F., Précigout, J., & Montesi, L. G. Strain weakening enables continental plate tectonics. *Tectonophysics* **631**, 189-196 (2014).
23. Simpson, C. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, **7** (5), 503-511 (1985).
24. Rybacki, E., & Dresen, G. Dislocation and diffusion creep of synthetic anorthite aggregates. *J. Geophys. Res.* **105** (B11), 26017-26036 (2000).
25. Hirth, G., Teyssier, C., & Dunlap, J. W. An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. *Int. J. Earth Sci.* **90** (1), 77-87 (2001).
26. Fousseis, F., & Handy, M. R. Micromechanisms of shear zone propagation at the brittle–viscous transition. *J. Struct. Geol.* **30** (10), 1242-1253 (2008).
27. Gratier, J. P., Favreau, P., & Renard, F. Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes. *J. Geophys. Res.* **108** (B2) (2003).
28. Giger, S. B., Tenthorey, E., Cox, S. F., Gerald, F., & John, D. Permeability evolution in quartz fault gouges under hydrothermal conditions. *J. Geophys. Res.* **112** (B7) (2007).
29. Gratier, J. P., & Gueydan, F. Effect of Fracturing and Fluid–Rock Interaction on Seismic Cycles. *Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth*, **95**, 319e356 (2007).
30. Zhu, W., David, C., & Wong, T. F. Network modeling of permeability evolution during cementation and hot isostatic pressing. *J. Geophys. Res.* **100** (B8), 15451-15464 (1995).
31. Sass, J. H., Williams, C. F., Lachenbruch, A. H., Galanis, S. P., & Grubb, F. V. Thermal regime of the San Andreas fault near Parkfield, California. *J. Geophys. Res.* **102** (B12), 27575-27585 (1997).
32. Toy, V. G., Craw, D., Cooper, A. F., & Norris, R. J. Thermal regime in the central Alpine Fault zone, New Zealand: Constraints from microstructures, biotite chemistry and fluid inclusion data. *Tectonophysics* **485** (1), 178-192 (2010).
33. Rubinstein, J. L., Shelly, D. R., & Ellsworth, W. L. Non-volcanic Tremor: A Window into the Roots of Fault Zones, *in New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences* (eds Cloetingh, S. & Negendank, J.) 287–314 (Springer, 2010).
34. Shelly, D. R., Beroza, G. C., & Ide, S. Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, **446** (7133), 305-307 (2007).
35. Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I., & Peacock, S. M. Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature* **457** (7225), 76-78 (2009).

36. Peacock, S. M., Christensen, N. I., Bostock, M. G., & Audet, P. High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology*, **39** (5), 471-474 (2011).
37. Fagereng, Å., & Diener, J. F. Non-volcanic tremor and discontinuous slab dehydration. *Geophys. Res. Lett.* **38** (15) (2011).
38. Wech, A. G., & Bartlow, N. M. Slip rate and tremor genesis in Cascadia. *Geophys. Res. Lett.* **41** (2), 392-398 (2014).
39. Ide, S. Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide. *J. Geophys. Res.* **117** (B3) (2012).
40. Saffer, D. M., & Wallace, L. M. The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes. *Nature Geosci.* **8** (8), 594, (2015).
41. Gratier, J. P. *et al.* Aseismic sliding of active faults by pressure solution creep: Evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth. *Geology*, **39** (12), 1131-1134 (2011).
42. Brenguier, F. *et al.* Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations. *Science*, **321** (5895), 1478-1481 (2008).
43. Johnson, K. M., Shelly, D. R., & Bradley, A. M. Simulations of tremor-related creep reveal a weak crustal root of the San Andreas Fault. *Geophys. Res. Lett.* **40** (7), 1300-1305 (2013).
44. Shelly, D. R., & Hardebeck, J. L. Precise tremor source locations and amplitude variations along the lower-crustal central San Andreas fault. *Geophys. Res. Lett.* **37** (14) (2010).
45. Shelly, D. R. Periodic, chaotic, and doubled earthquake recurrence intervals on the deep San Andreas Fault. *Science*, **328** (5984), 1385-1388 (2010).
46. Becken, M., Ritter, O., Bedrosian, P. A., & Weckmann, U. Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault. *Nature*, **480** (7375), 87-90 (2011).
47. Fisher, D. M., & Brantley, S. L. The role of silica redistribution in the evolution of slip instabilities along subduction interfaces: Constraints from the Kodiak accretionary complex, Alaska. *J. Struct. Geol.* **69**, 395-414 (2014).
48. Peng, Z., & Gomberg, J. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geosci.* **3** (9), 599-607 (2010).
49. Brown, J. R. *et al.* Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones. *Geophys. Res. Lett.* **36** (19) (2009).
50. Wada, I., Wang, K., He, J., & Hyndman, R. D. Weakening of the subduction interface and its effects on surface heat flow, slab dehydration, and mantle wedge serpentinization. *J. Geophys. Res.* **113** (B4) (2008).
51. Peacock, S. M., Wang, K., & McMahon, A. M. Thermal structure and metamorphism of subducting oceanic crust: Insight into Cascadia intraslab earthquakes in *The Cascadia Subduction Zone and Related Subduction Systems: Seismic Structure, Intraslab Earthquakes and Processes, and Earthquake Hazards*, 123-126 (2002).
52. Yoshioka, S., Toda, M., & Nakajima, J. Regionality of deep low-frequency earthquakes associated with subduction of the Philippine Sea plate along the Nankai Trough, southwest Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* **272** (1), 189-198 (2008).

53. – Kostoglodov, V. *et al.* The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* **37** (24) (2010).
54. Manea, V. C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C. A., & Sewell, G. Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophys. J. Int.* **158** (2), 775-784 (2004).
55. Wech, A. G., Boese, C. M., Stern, T. A., & Townend, J. Tectonic tremor and deep slow slip on the Alpine fault. *Geophys. Res. Lett.* **39** (10) (2012).

Acknowledgements

We thank S. Mazzotti for valuable discussions and constructive comments on the manuscript.

Author Contributions

Both M.B. and F.G. contributed to the model development, the interpretations and preparation of the final manuscript.

Author Information

The authors declare no competing financial interests. Correspondence and request for materials should be addressed to M.B. (maxime.bernaudin@umontpellier.fr).

5 – Modélisation numérique des ETS : Étude paramétrique et contraintes sur les conditions P-T requises

Numerical modeling of ETS: Parametric study and constraints on PT-conditions required

5.1	Introduction to parametric study.....	140
5.2	Strain localisation variability at a given P-T condition.....	142
5.2.1	Model sensitivity to mineralogy and viscosity contrast	142
5.2.2	Effect of fluid pumping and surrounding pore fluid pressure	144
5.3	Predicted P-T conditions of episodic tremor and slip.....	146
5.3.1	Definition of episodic tremor and slip P-T domains	147
5.3.2	The key-role of fluids	148
5.4	Synthesis.....	150

Strain localisation at brittle-ductile transition by fluid-enhanced microfracturing and sealing: implications for slow slip events and tremors triggering

Maxime Bernaudin^{1*} and Frédéric Gueydan¹

¹ Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, CNRS UMR 5243, Montpellier, France.

*e-mail: maxime.bernaudin@umontpellier.fr

N.B.

Une version étendue de ce chapitre sera soumise pour publication à la revue *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* d'ici à la fin de l'année 2017. Pour éviter toute répétition avec les précédents chapitres de ce manuscrit, nous n'écrivons pas d'introduction sur les glissements lents périodiques et les trémors non-volcaniques dans ce chapitre. La discussion de cette étude paramétrique interviendra également dans le chapitre suivant (*Chapitre 6*) Nous ne présenterons pas, par ailleurs, notre modèle et notre méthodologie. En revanche, la version finale de cette publication consistera en une version étendue de l'introduction du chapitre 4 (*Section 4.1*) suivi de la description de notre modèle (*Section 4.2*), de l'analyse de notre cas de référence (*Section 4.3*) et pour finir du contenu de ce chapitre.

An extended version of this chapter will be submitted to *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* at the end of 2017. To avoid repetitions with previous chapter of this manuscript, we do not write in this chapter an introduction on Episodic Tremor and Slip modelling. The inherent discussion of this chapter will take place in the following chapter (*Chapter 6*). We also do not present our model and our methodology. However the final version of this publication will consist in an extended version of the introduction of the chapter 4 (*Section 4.1*) following by the model description (*Section 4.2*), the analysis of our reference case (*Section 4.3*) and to finish the content of this chapter.

5.1 Introduction to parametric study

In the previous chapter, we described how we modelled Episodic Tremor and Slip as cycles of strain localisation inferred by microfracturation, sealing, fluid pumping and high pore fluid pressure (Fig. 1). In this chapter, we will discuss the variability of our model depending on the rheological flow laws used, the mineralogy, the viscosity contrast between the two phases, the fluid pumping efficiency and the surrounding pore fluid pressure. Note that during this study, we investigated all the parameters involved in our numerical modelling. We present here only the most influential parameters in terms of rheology and fluid-rock interactions, in order to support further discussion on Episodic Tremor and Slip mechanism (cf. *Chapter 6*).

We divide our parametric study in two sections: in the first one we describe the sensitivity of our model at a given P-T condition (same as our reference model on *Chapter 4*); and in the second one we discuss the effect of key-parameters on the P-T conditions required to trigger Episodic Tremor and Slip. In this chapter, all of our results will be discussed as a function of strain localisation in order to provide a reference variable. We define strain localisation as the ratio between the maximum and the minimum strain rate reached during a numerical experiment (Fig. 1). A strain localisation of 1 corresponds to an overall creep of the whole material without localized structure whereas a strain localisation of 10 describes a localising structure (i.e. a shear zone) creeping one order of magnitude faster than the whole material. In our numerical experiments, macrofracturing (i.e. tremors signature) are triggered at strain localisation higher than 10.

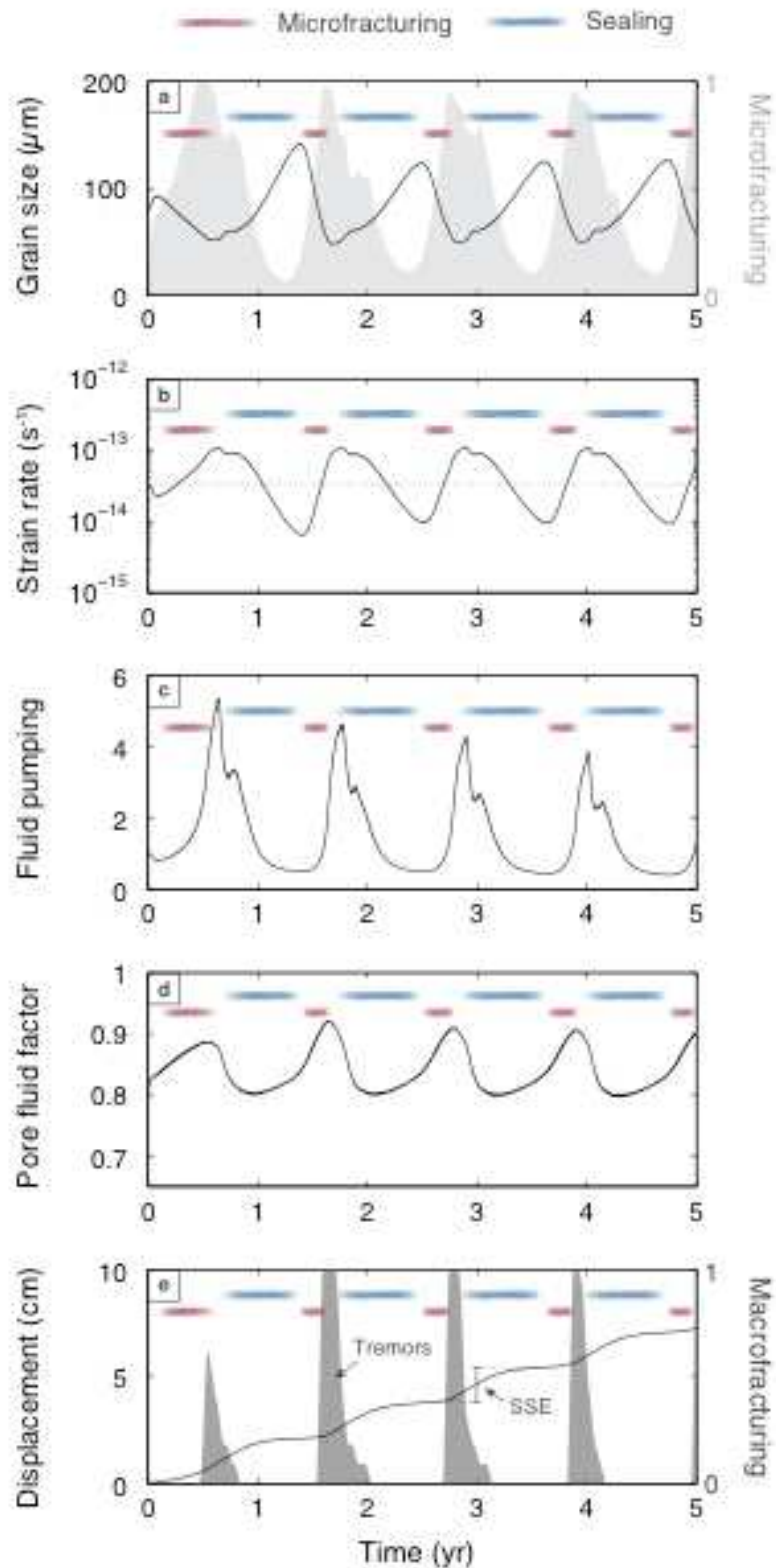


Figure 1 - 1D numerical results of transient strain localisation driven by microfracturing and sealing (at 40 km depth and 500°C and initial pore fluid factor of $\lambda=0.8$). Time evolution of (a) feldspar grain size (with microfracturing as light shaded area), (b) strain rate (overall strain rate as dashed line), (c) fluid pumping efficiency, (d) pore fluid factor and (e) displacement (time integral of strain rate) with macrofracturing as dark shaded area. In (b), the imposed simple shear velocity at the boundaries yields an overall strain rate of $\sim 3 \cdot 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ (dashed line). Red and blue areas highlight microfracturing and sealing stages respectively.

5.2 Strain localisation variability at a given P-T condition

The methodology of the following parametric study consists in reproducing our reference experiment changing only one parameter among the percentage of strong phase, the viscosity contrast between the strong and the weak phases, the surrounding pore fluid pressure and the efficiency of the fluid pumping. For each couple of parameters to test, we ran 15 x 15 numerical experiments and extrapolate the 225 strain localisation values to create the maps in Figures 2 and 3. In both figures, we also represent the evolution of grain size (Fig. 2b and Fig. 3b) and strain rate (Fig. 2c and Fig. 3c) for three couple of parameters: the reference case, a steady-state case and an intermediate case.

5.2.1 Model sensitivity to mineralogy and viscosity contrast

We first investigate the sensitivity of our model to mineralogy by exploring various bi-phasic compositions from 0% to 100% of feldspar (i.e. from 100% to 0% of quartz, Fig. 2). Few rheological flow laws available for quartz (Kirby & Kronenberg, 1987; Luan & Paterson, 1992; Hirth et al., 2001) and feldspar (Dimanov et al., 2000; Rybacki & Dresen, 2000; Offerhaus et al., 2001) denote a non-negligible variability in the measured strength of these minerals. By studying the effect of the viscosity contrast between the strong and the weak phases on our model, we can synthesize such variability in rheological flow laws and constrain the strength of the whole material. Numerically, we artificially change the material constant A of the strong phase (see *Eq. 2* in *Chapter 4*) to adjust the strength of this phase and therefore the viscosity contrast (Fig. 2).

Figure 2 represents the strain localisation map extrapolated from 225 numerical experiments. Two domains can be delimited: a brittle domain with no strain localisation and a ductile domain with varying strain localisation from 1 to more than 20. Note that viscosity contrast lower than 1 is unphysical and delimits the non-reachable domain (white hatched area in Fig. 2). When a numerical experiment involves at least 60% of feldspar, the strength of the whole material is too high to produce transient strain localisation or ductile creep. Instead, purely brittle behaviour by macrofracturing reduces the grain size of the whole aggregate (i.e. both quartz and feldspar) and prevents transient deformation. The required amount of feldspar to

develop such fully brittle behaviour decreases with the increase of the viscosity contrast, confirming the fact that the strength of feldspar controls the occurrence of strain localisation. Unfortunately, we cannot deeply discuss the brittle domain since our model does not involve elastic deformation and fault rupture.

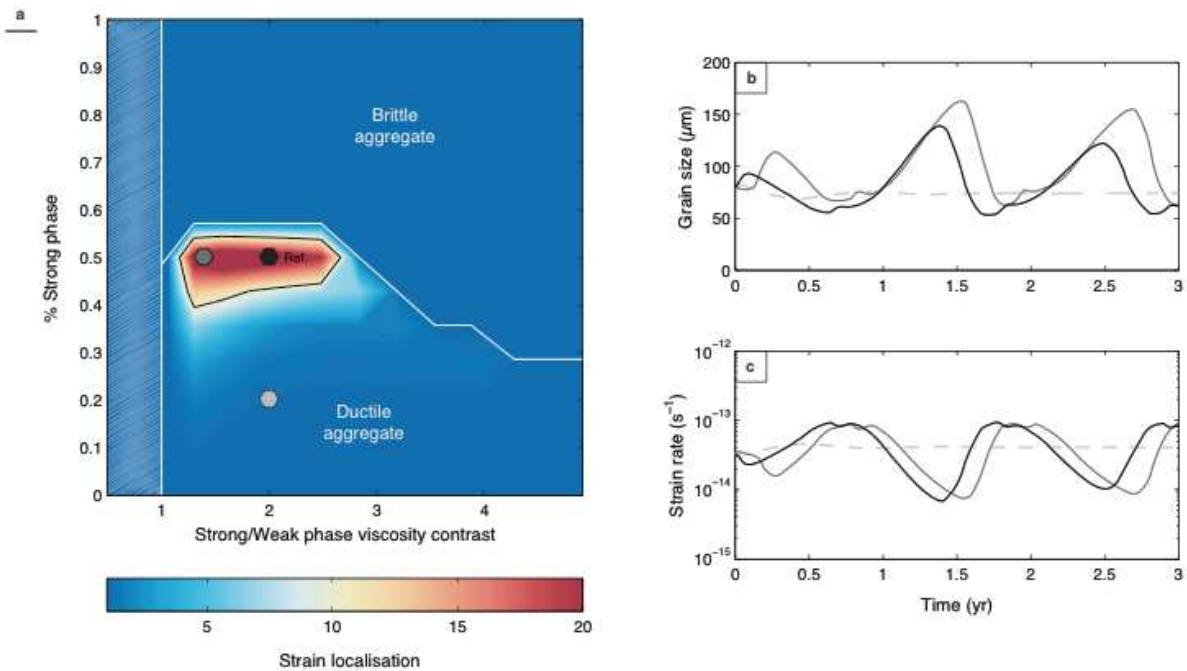


Figure 2 – (a) Strain localisation map extrapolated from 225 numerical experiments as a function of the percentage of strong phase and the viscosity contrast between strong and weak phases. Black, dark grey and light grey hexagons represent reference, intermediate and stable cases respectively. White lines delimit the brittle, ductile and non-reachable domains. The dark grey contour corresponds to a strain localisation of 10. Time evolution of (b) feldspar grain size and (c) strain rate. Black, grey and dashed curves refer to reference, intermediate and steady-state cases respectively.

We thus focus on the ductile domain where strain localisation shows variations (Fig. 2a). High strain localisations (> 10) are only modelled at a combination of low to moderate viscosity contrast (1-2.5) and 40 to 60% of feldspar (Fig. 2b-c), with maximal values obtained at 50% of feldspar. Lower amount of feldspar ($< 30\%$), even at high viscosity contrast (2.5-5), predicts a ductile behaviour of the whole aggregate with no strain localisation and steady-state creep (Fig. 2b-c). Such results involves that transient strain localisation required specific conditions where feldspar is sufficiently brittle to trigger microfracturing and quartz is not too weak to inhibit brittle behaviour of the whole aggregate. Geologically, such numerical inferences can be translate as follow:

1. Strong rocks (e.g. granite) or a combination of a too strong mineral with a weaker one (e.g. feldspar and mica) show a brittle behaviour with potential seismic ruptures.
2. Weak rocks (e.g. mylonite or schist) are ductile and present viscous deformation.
3. Between these two end-members, a combination of a brittle mineral and a ductile one (e.g. gneiss, see *Chapter 3*) exhibits a mixed behaviour with microfracturing and ductile creep.

Transient strain localisation and related slow slip events require thus brittle-to-ductile conditions where strong phase microfracturing enhances transient ductile creep events and subsequent macrofracturing (i.e. tremors). Our findings highlight the importance of rheology on the physics of episodic tremor and slip and bring a first explanation of the depth/temperature-dependency of such transient phenomena.

5.2.2 Effect of fluid pumping and surrounding pore fluid pressure

We now investigate the effect of fluid properties such as the fluid pumping efficiency and the surrounding pore fluid pressure on the occurrence of transient strain localisation (Fig. 3). The surrounding pore fluid pressure corresponds to the pore fluid pressure applied at the boundaries of our model during numerical experiments. We explore a wide range of pore fluid pressure from a hydrostatic case ($\lambda = 0.4$) to a lithostatic case ($\lambda = 0.9$). The fluid pumping efficiency represents the kinematic of this parameter. Since the fluid pumping is a highly sensitive strain rate-dependant parameter (see *Eq. 7* in *Chapter 4*), we explore a narrow range from no fluid pumping ($\varphi_F = 0$) to $\varphi_F = 130\%$ of the reference fluid pumping efficiency.

We draw attention on the fact that we predict steady-state conditions with no strain localisation and no high pore fluid pressure beneath a surrounding pore fluid factor of 0.7 (light grey hexagon in Fig. 3a; Fig. 3b-c). In these numerical experiments, the difference between initial and maximal reached pore fluid pressure is only due to the analytic response of the Darcy's law. In fact, applying boundary conditions to this formalism leads to a parabolic response of the pore fluid pressure with maximal value obtained at the centre of the modelled media.

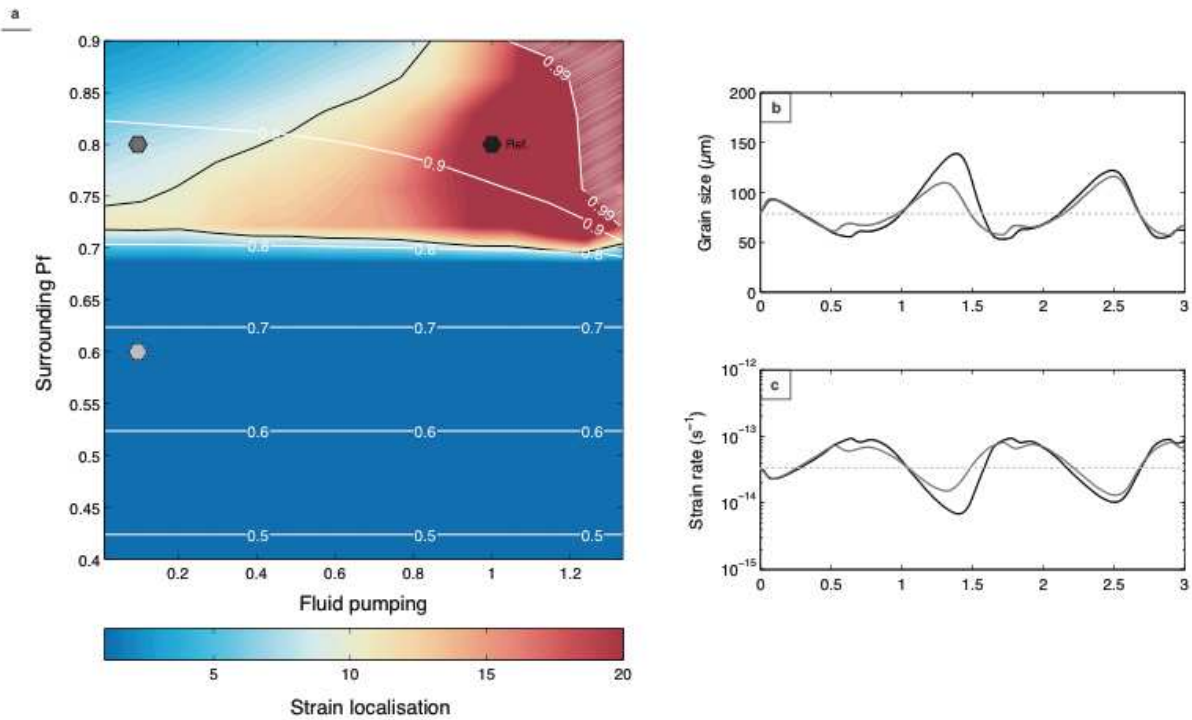


Figure 3 – (a) Strain localisation map extrapolated from 225 numerical experiments as a function of surrounding pore fluid factor and fluid pumping efficiency. Black, dark grey and light grey hexagons represent reference, intermediate and stable cases respectively. The dark grey contour corresponds to a strain localisation of 10. White lines represent the maximum pore fluid pressure obtained during numerical experiments. White hatched area corresponds to lithostatic pore fluid pressure domain. Time evolution of (b) feldspar grain size and (c) strain rate. Black, grey and dashed curves refer to reference, intermediate and steady state-cases respectively.

At high surrounding pore fluid pressure ($\lambda > 0.7$), we predict transient strain localisations dependent on the fluid pumping efficiency. At low fluid pumping efficiency (< 0.7), high pore fluid pressure is not sufficient to trigger consequent strain localisation (dark grey hexagon in Fig. 3a; Fig. 3b-c). The effective normal stress is relatively low but insufficient transient variations, usually induced by fluid pumping, inhibit macrofracturing during transient strain localisation. Conversely, the combination of high fluid pumping efficiency (> 0.7) with high pore fluid enables transient strain localisation, high pore fluid pressure conditions and macrofracturing (see reference case in Fig. 3 and *Chapter 4*). Note that for a fixed surrounding pore fluid pressure, maximal pore fluid pressure reached increase with fluid pumping efficiency. This logical feedback limits our discussion at high pore fluid pressure and high fluid pumping efficiency since we predict λ closed to 1 (white hatched area in Fig. 3a). Such conditions involve hydraulic fracturing and fault rupture that cannot be modelled here without elasticity.

High pore fluid pressure decreases the effective normal stress and enables microfracturing of feldspar and macrofracturing of the whole rock. Such microfracturing contributes to strain localisation by decreasing the feldspar grain size. As a feedback, strain rate follows grain size variations and induces fluid pumping changes. Varying income of fluid participates to the transient character of strain localisation that we interpret as slow slip event. Therefore, the fluid availability modelled here as pore fluid pressure and fluid pumping, appears to be one of the key-parameters controlling the intensity slow slip events. Furthermore, fluid availability determines the occurrence of macrofracturing with the triggering of non-volcanic tremor signature only during high pore fluid pressure conditions ($\lambda > 0.8$).

5.3 Predicted P-T conditions of episodic tremor and slip

We saw in the previous section that both rheology and fluid properties affect the occurrence of episodic tremor and slip. Nonetheless, we describe these relationships at a given P-T conditions (40 km, 500°C) inferred from our field observations. In the second part of this parametric study, we extend our numerical simulations at various depth and temperature in order to constrain the required P-T conditions to trigger episodic tremor and slip. Multiple studies already discuss the role of mineral assemblages and metamorphic reactions in the occurrence of non-volcanic tremor (Yoshioka et al., 2008; Peacock, 2009; Fagereng & Diener 2011). They all suggest that the depth of NVT is consistent with the depth of water releasing due to phase changes.

In the following section, we thus focus on pore fluid pressure and fluid pumping effects in order to assess how the feedback between our rheological model and fluids properties affect the P-T conditions of episodic tremor and slip. For that, we ran 15 x 15 (225) numerical experiments covering a wide range of P-T conditions from 1 to 60 km-depth and from 350 to 650°C (Fig. 4). For each numerical experiment, we discuss the rheological response (brittle, ductile or mixed) and the occurrence of slow slip event (i.e. transient strain localisation) and non-volcanic tremor (i.e. macrofracturing). Note that all these numerical experiments share the same parameterisation as our reference case (described in *Chapter 4*), except for depth and temperature.

5.3.1 Definition of episodic tremor and slip P-T domains

Through our approach we identify three rheological behaviours: a fully brittle aggregate at low temperature ($< 400^{\circ}\text{C}$), a fully ductile aggregate at high temperature ($> 600^{\circ}\text{C}$) and an intermediate behaviour with brittle feldspar and ductile quartz ($400^{\circ}\text{C} < T < 600^{\circ}\text{C}$). Both fully brittle and fully ductile behaviour show no strain localisation (cf. Fig. 2a and *Section 4.5*). Conversely, varying transient strain localisations (from 1 to more than 20) are predicted at intermediate behaviour.

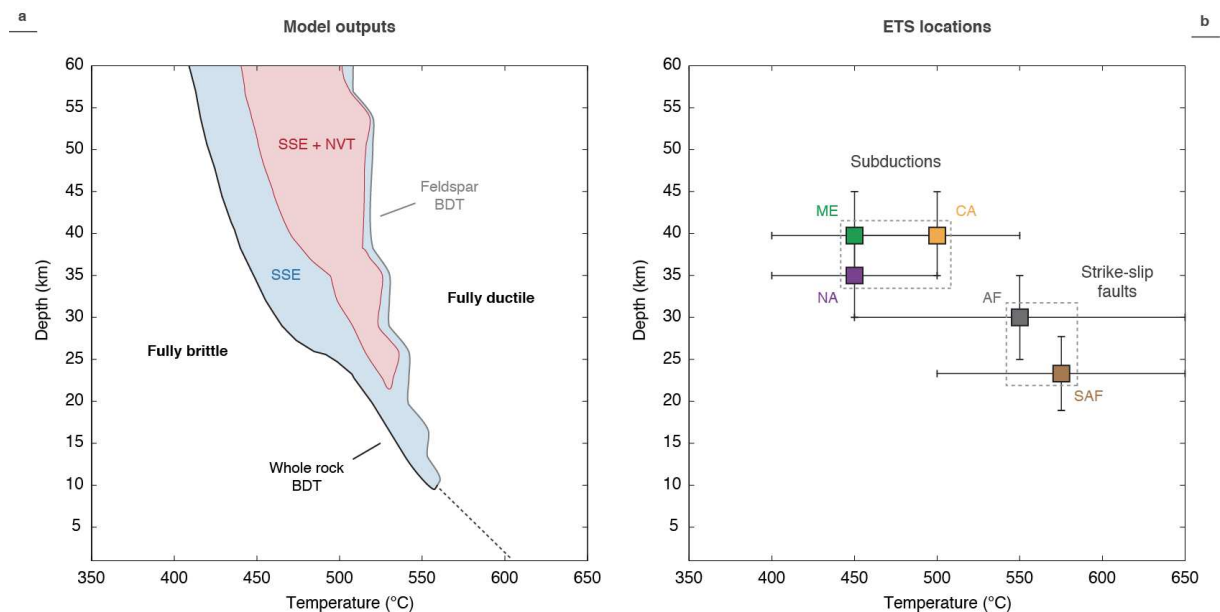


Figure 4 – (a) Slow slip event (blue) and episodic tremor and slip (red) domains inferred from 225 numerical experiments. Black and grey lines correspond to the iso-contour 3 of strain localisation between fully brittle and intermediate domains and between intermediate and fully ductile domains respectively. Red contour corresponds to the iso-contour 10 of strain localisation, delimiting the ETS domain. (b) Depth and temperature conditions of ETS in subduction and NVT in strike-slip fault zones (ME: Mexico, CA: Cascadia, NA: Nankai, AF: Alpine Fault, SAF: San Andreas Fault). Black lines correspond to uncertainties. See Table 1 in *Chapter 4* for references.

Rheologically, the brittle-to-ductile transition of the whole aggregate corresponds to the transition between the fully brittle domain and the intermediate domain. In the same way, the feldspar brittle-to-ductile transition defines the limit between the intermediate and fully ductile domains. Note that P-T conditions of such limits are strongly dependent on the selected rheological flow laws.

Following outcomes of our model, we empirically propose that slow slip event corresponds to a strain localisation of at least 3 (i.e. the displacement within the

shear zone is three times higher than the overall displacement). Within the predicted SSEs domain, we note that NVT (i.e. macrofracturing) are triggered when strain localisation is higher than 10 (i.e. the displacement within the shear zone is one order of magnitude higher than the overall displacement). We thus use the iso-contour 10 of strain localisation to delimit ETS P-T domains (Fig. 4a and 5).

At first order, our predicted ETS domain (Fig. 4a) is remarkably consistent with observed P-T conditions of ETS in subduction zone (Fig. 4b). But what explain the wider temperature range of observed ETS, especially for NVT on strike-slip fault zones? We already invoke the influence of mineralogy on the occurrence of NVT with metamorphic reactions and subsequent fluid release (Yoshioka et al., 2008; Peacock, 2009; Fagereng & Diener 2011). We now investigate the effect of pore fluid pressure and fluid pumping on the prediction of ETS P-T conditions.

5.3.2 The key-role of fluids

Following *Subsection 5.2.2* and Figure 3, we wanted to quantify in what fluid availability can affect the predicted P-T conditions of ETS. We thus reproduce the parametric study from Figure 4 with 9 different couples of surrounding pore fluid pressure ($\lambda = 0.7/0.8/0.9$) and fluid pumping efficiency (75%/100%/125%). Figure 5 represents the 9 experiments (9 x 225 numerical experiments) where reference model (i.e. Fig. 4) stands at the centre.

At a given fluid pumping efficiency, the increase of surrounding pore fluid pressure involves a widening of predicted ETS domains both in pressure and temperature. ETS domains seem also to be shifted toward high temperature, explained by the effect of pore fluid pressure on brittle-ductile competition at depth. In fact at low pore fluid pressure ($\lambda = 0.7$, left panels), high effective normal stress prevents microfracturing and subsequent strain localisation. Fully ductile deformation occurred thus from 500°C. Conversely, at high pore fluid pressure ($\lambda = 0.9$, right panels), low effective normal stress intensifies microfracturing activity and enhances transient strain localisation, fluid over-pressurisation and macrofracturing. The fully ductile limit is here placed at 600-650°C.

At a given surrounding pore fluid pressure, the increase of fluid pumping efficiency extends also the predicted ETS domains but its effects are more sensitive to depth than temperature. High fluid pumping efficiency increases the fluid

availability and bring the media to high pore fluid pressure conditions required to trigger microfracturing, subsequent strain localisation and macrofracturing. However the effects of fluid pumping are perceptible only during high strain rate periods, explaining probably why the temperature range of predicted ETS domains is not affected by fluid pumping efficiency.

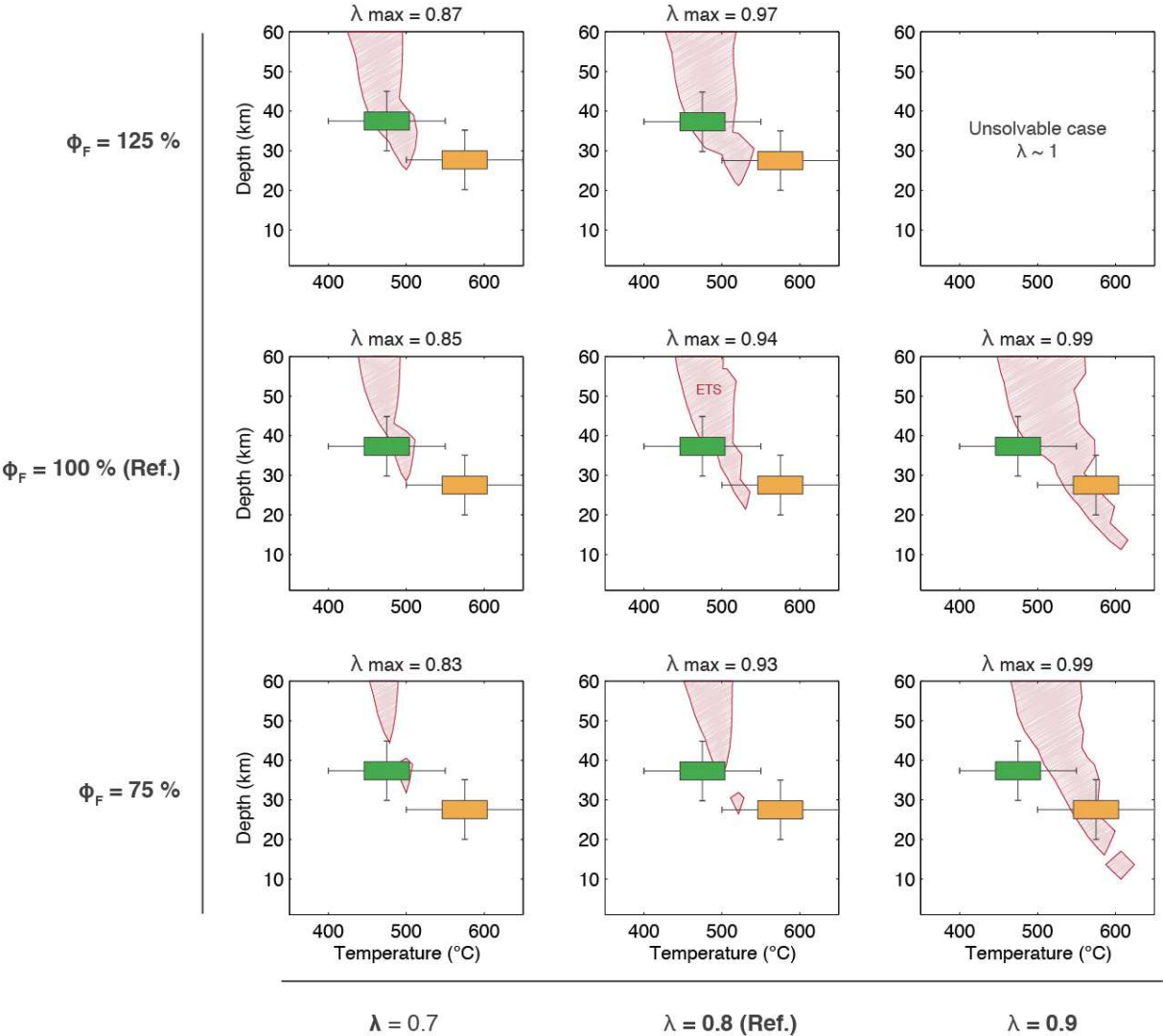


Figure 5 – Episodic Tremor and Slip domains (red) inferred from 225 numerical experiments, depending on fluid pumping efficiency and surrounding pore fluid pressure. Green and orange areas correspond to mean P-T conditions of observed ETS in subduction and strike-slip faults zone respectively. Note that experiments with high pore fluid pressure and highly efficient fluid pumping (upper right) involve hydraulic fracturing and fault rupture that cannot be solved here without elasticity.

Independently to rheological flow laws that we use, both pore fluid pressure and fluid pumping efficiency act as a catalyst on the extension of predicted ETS domains.

The raise of pore fluid pressure reduces the global effective normal stress and weakens the whole rock within a large range of temperature and pressure. Sporadically, fluid pumping increases the pore fluid pressure and accentuates transient strain localisation. By different manners, both fluid properties strengthen transient microfracturing and subsequent strain localisation (i.e. slow slip events) by increasing the fluid availability in such brittle-to-ductile media. Fluid availability is also determining in the occurrence of macrofracturing (i.e. non-volcanic tremor). When the fluid availability becomes too strong (i.e. at near-lithostatic pore fluid pressure conditions, upper-right panel), hydro-fractures and fault rupture can be triggered but our modelling approach with no elasticity prevents us to discuss these behaviours.

5.4 Synthesis

Through this parametric study, we analysed the role of what we estimate as key-parameters of our numerical modelling. We quantified the effects of pore fluid pressure applied as boundary conditions, efficiency of the fluid pumping, strong/weak viscosity contrast and composition of the investigated rock. At a given P-T condition, we infer that transient creep events require a brittle strong phase and a ductile weak phase with no high viscosity contrast between the two phases. We also note that both high pore fluid pressure and efficient fluid pumping intensity the magnitude of slow slip events and trigger non-volcanic tremor. Such fluid properties enhance fluid availability in brittle-to-ductile media and control, with the mineralogy, the P-T conditions of predicted episodic tremor and slip.

In the previous chapter (*Chapter 4*), we proposed that different mineralogical compositions could explain the difference between P-T conditions of episodic tremor and slip in subduction and in strike-slip fault zones. With these new findings we argue that fluid availability could also explain such disparity, with subduction-type ETS requiring highly efficient fluid pumping and relative low pore fluid pressure ($\lambda = 0.7-0.8$) whereas strike-slip fault-type ETS requiring near-lithostatic pore fluid pressure conditions ($\lambda = 0.9$). Such assumptions might be investigated in respect of the selected rheological flow laws.

6 – Discussion, perspectives et conclusions

Discussion, perspectives and conclusions

6.1	Preamble.....	153
6.2	Reworking the seismic-to-aseismic vision of plate interfaces.....	153
6.3	Primary results and further implications.....	154
6.3.1	A brief reminder of our results	154
6.3.2	Fluid-dependency of episodic tremor and slip	157
6.4	Limits of our approach.....	159
6.5	Short-term improvements.....	160
6.6	Perspectives.....	162
6.6.1	From a continental crust rheology to an oceanic crust rheology	162
6.6.2	A quantitative method to identify shear bands on outcrops.....	163
6.6.3	Toward a realistic fit of geophysical data.....	165
6.7	Conclusions.....	166

6.1 Preamble

Nearly 20 years of seismological, geodetic and geological observations bring to the scientific community a large amount of data that we have now to integrate in order to understand the physics of slow earthquakes (Obara & Kato, 2016; Shelly, 2017). Throughout this 3-years study, we wanted to adopt a multidisciplinary approach to improve our comprehension of such transient events. In the following sections we first remind our main results from this study and our initial problematic. We then integrate our results to suggest in what we can answer to this problematic and which noteworthy implications emerge from this study. Thereafter, we will discuss the limitations of our approach and the short-term improvement that they imply. To finish, we explore several perspectives of this thesis always with a view to better understand the physics of these mysterious but no less exciting behaviours that are slow earthquakes.

6.2 Reworking the seismic-to-aseismic vision of plate interfaces

We saw in the introduction and on the state-of-the-art of this study that the discovery of slow earthquakes imposes us to rework the seismic-to-aseismic dichotomy of plate interfaces (Fig. 1). The physics of transient events opens thus new perspectives on the seismic-to-aseismic transition and involved a better comprehension of the brittle-to-ductile transition zone. In this thesis we rested on this assessment and proposed to answer at three questions:

1. What is the rheology of the transition zone?
2. Which mechanical behaviours could explain slow earthquakes?
3. And what are the field signatures of such phenomena?

Through our multidisciplinary approach combining field study and numerical modelling, we are now able to brought some reply to these questions.

6.3 Primary results and further implications

6.3.1 A brief reminder of our results

6.3.1.1 From our field study

We focus on the Tenda massif in Alpine Corsica (France), which recorded intermediate P-T conditions and strong strain localisation along the East Tenda Shear Zone during subduction burial (Fig. 1). This kilometre-wide shear zone exhibits multiple centimetre-scale shear bands localised in quartz-rich domains. Such shear bands are defined by small recrystallized grains ($\sim 15 \mu\text{m}$) with no clear orientation pattern. Strain rate inferred from grain size statistics in the shear band and the distribution of such shear bands are coherent with annual millimetre-scale ductile creep along the plate interface during the burial path (Fig. 1). We also characterised the rheology of the whole rock by describing a microfracturing-sealing cycle of feldspar grains enhanced by fluid circulation and high pore fluid pressure (Fig. 1). Such cycles have a double impact in terms of rheology since they involve: 1/ a grain size increase and decrease competition and 2/ a dynamic evolution of porosity that maintains fluid pumping in the system. We integrated all of these observations in a rheological model describing brittle-ductile deformation and fluid circulation, where ductile creep on shear bands represents slow slip events and fluid-assisted fracturing is the signature of tremor.

6.3.1.2 From our numerical approach

We proposed a new mechanical approach that provides a mechanical and field-based explanation of the observed association between non-volcanic tremor and slow slip events. In contrast with previous models, our numerical modelling uses a ductile grain size-sensitive rheology with microfracturing and sealing acting as a mechanism of grain size evolution (Fig. 1). We also can predict pore fluid pressure variations as a function of changes in porosity/permeability and strain rate-dependent fluid pumping. The fluid-enhanced dynamic evolution of microstructure defines cycles of ductile strain localisation related to increase in pore fluid pressure (Fig. 1). We propose that slow slip events are ductile processes related to transient strain

localisation, while non-volcanic tremor corresponds to fracturing of the whole rock at peak of pore fluid pressure. Our model shows that the availability of fluids and the efficiency of fluid pumping control the occurrence of episodic tremor and slip. We also predict the temperature and depth ranges of episodic tremor and slip: 400-500°C/30-50 km in subduction zones and ~ 500°C/15-30 km in strike-slip settings, well consistent with observed ETS (Fig. 1). Such results demonstrate the potential of our approach. A parametric study is nonetheless required to define which parameters constrain the occurrence of ETS and the P-T conditions of such occurrence.

6.3.1.3 From our parametric study

Following our numerical modelling, we provided a parametric study analysing the role of key-parameters involved in our model. We quantified the effects of strong vs. weak viscosity contrast, mineralogical setting of the investigated rock, surrounding pore fluid pressure and efficiency of the fluid pumping. At given depth and temperature, we infer that transient strain localisation requires a brittle strong phase that can microfracture and a ductile creeping weak phase with no high viscosity contrast between the two phases. We also note that both high pore fluid pressure and efficient fluid pumping promote microfracturing, subsequent transient strain localisation and macrofracturing, by enhancing fluid availability in brittle-to-ductile media.

Pore fluid pressure and fluid pumping control also, with the mineralogy, the P-T conditions of predicted episodic tremor and slip with wider occurrence domains at high pore fluid pressure conditions. As a conclusion, we propose that fluid availability could explain the P-T conditions disparity of ETS in subduction and in strike-slip fault zones, where strike-slip fault-type ETS require higher pore fluid pressure conditions ($\lambda = 0.9$) than subduction-type ETS. Such assumptions might be investigated in respect of the selected rheological flow laws.

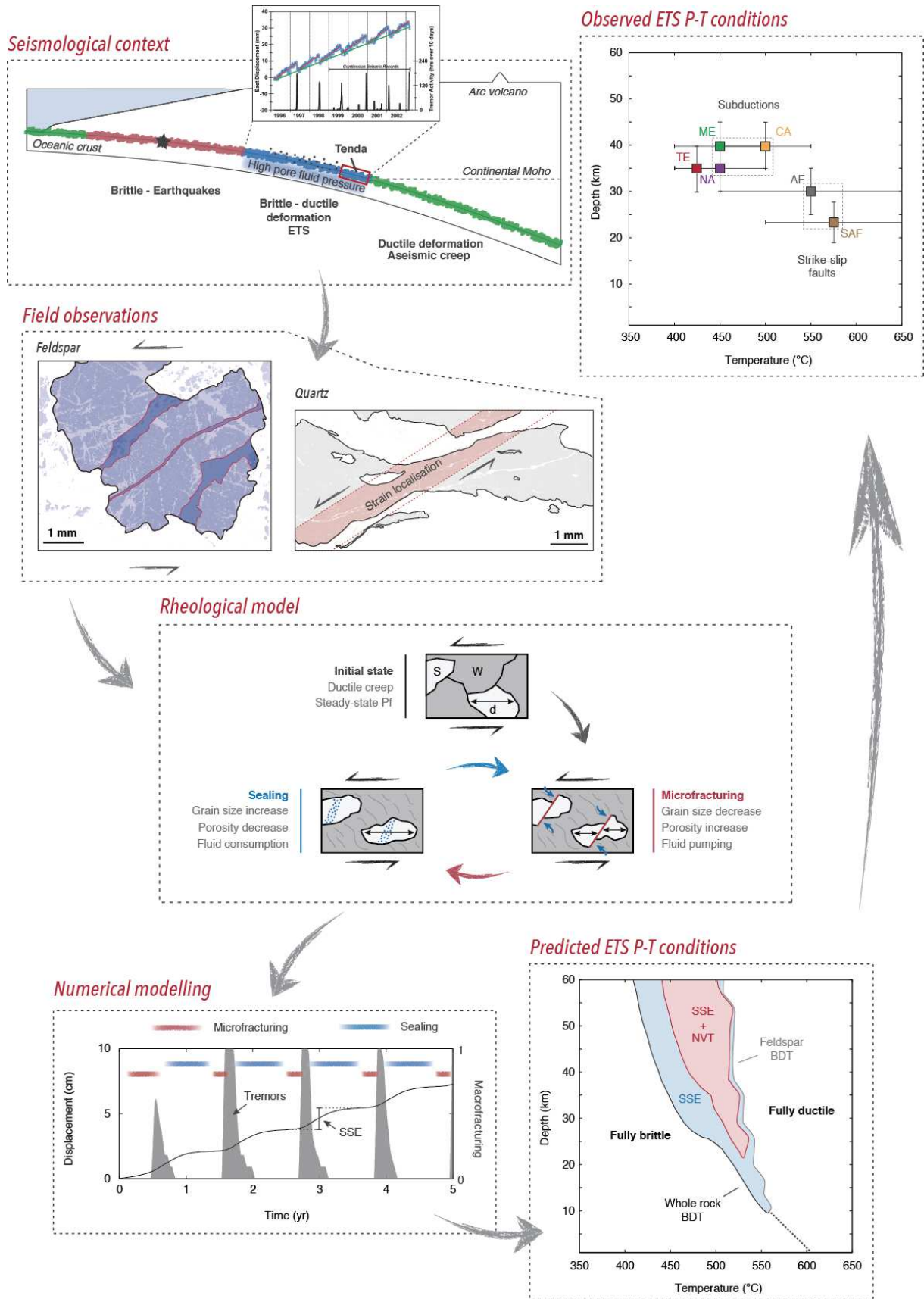


Figure 1 – Illustrated methodology of our approach summarising every steps of this thesis: the seismicological context, the key field observations, the construction of a rheological model, the major numerical modelling outcomes, the predicted ETS P-T conditions and to finish the return to observed data. See previous chapters for specific figure legends.

6.3.2 Fluid-dependency of episodic tremor and slip

We propose that both fluid properties (pore fluid pressure and efficiency of fluid pumping) and rheology may control the episodic tremor and slip P-T conditions. Rheologically, our model argues that subducting slab or continental lower crust have to be modelled at least as bi-phasic materials with a substantial viscosity contrast between strong and weak phases (cf. *Chapter 5* and Hayman & Lavier, 2014). The strongest phase stands for brittle microfracturation whereas the weaker phase accommodates tectonic loading by ductile creep. Our model provides thus a physical meaning of episodic tremor and slip occurrence by strain localisation, microfracturing, sealing and high pore fluid pressure. We also show that fluid pumping enhanced by microfracturing can contribute to the increase of pore fluid pressure and much more to its sustainability at near-lithostatic value.

In strike-slip fault zones, fluids can arise from deep reservoir and migrate upward within a shear zone network. In the case of the San Andreas Fault, it has been suggested that migrating fluids are released from ongoing dehydration of serpentinitised mantle wedge material, a relic of former subduction along California (Fulton & Saffer, 2009, Fig. 2b). In subduction zone, required fluids can arise from slab dehydration and serpentinitised forearc mantle (Peacock & Wang, 1999; Yoshioka et al., 2008; Peacock, 2009; Fagereng & Diener, 2011; Saffer & Tobin, 2011; Saffer and Wallace, 2015; Audet & Kim, 2016; Fig. 2a). Fluids migration may lead to over-pressurisation of fluid at plate interface and thus both SSEs and NVT triggering (Audet & Bürgmann, 2014; Petrini et al., 2016; Gao & Wang, 2017). Upward fluid migration may also result in relative increase of pore fluid pressure in forearc crust, contributing to the spanning of the NVT domain by shear zones and strain localisation propagation (Peterson & Christensen, 2009).

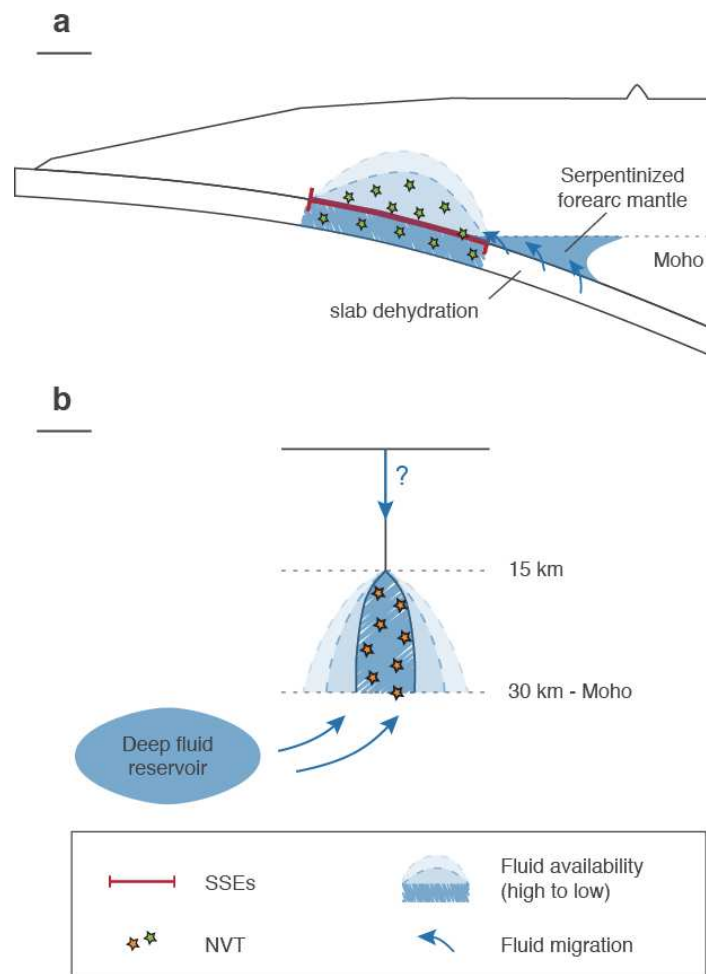


Figure 2 – Conceptual model of ETS occurrence related to fluid income in subduction zone (a) and strike-slip fault zone (b). Green and orange stars represent non-volcanic tremor distribution in subduction and strike-slip fault setting respectively. Dark to light blue represents the fluid availability (i.e. the pore fluid pressure) from high to low.

Based on seismic velocities study, Audet and Bürgmann (2014) provide a conceptual model of such assumptions relating fluid migration and permeability changes by silica deposition to the recurrence time of slow slip events. Skarbek and Rempel (2013, 2016) also propose that porosity waves along subduction plate interfaces can lead to the migration of high pore fluid pressure. Omitting the mechanism of porosity/permeability changes, which could be silica deposition (Audet & Bürgmann, 2014), grain boundary sliding (Fusseis et al., 2009), or microfracturing and sealing (*Chapter 4*), we note that dynamic permeability appears to be one of the key-parameters controlling high pore fluid pressure conditions and thus the triggering of episodic tremor slip (cf. *Chapter 4*; Kato et al., 2010; Saffer & Tobin, 2011).

Unfortunately, permeability and porosity are currently poorly constrained at such P-T conditions and cannot be accurately modelled.

Consequently, we think that the complementarity between rheology, fluid properties and slow earthquakes behaviours supports the fact that future multidisciplinary models are necessary to understand the whole behaviour of seismic-to-aseismic transition on plate interfaces.

6.4 Limits of our approach

The concept of this thesis was to propose for the first time a hydro-rheological model explaining the behaviour of ETS. We do not complicate this model in order to understand, at first order, which type of parameters (related to fluid, rheology, grain size, etc.) controls such and such characteristics of ETS (occurrence, recurrence, duration, etc.). By doing that, we introduce numerical assumptions that limit our model.

We thus develop a simple formalism (compared to Alevizos et al., 2014; Poulet et al., 2014 and Veveakis et al., 2014 for example) using a visco-plastic rheology without elasticity. Such assumption prevents us to model seismic rupture. Hence, we always discuss non-volcanic tremor as macrofracturing triggered by high pore fluid pressure and not as a true dislocation/rupture. We also implement multiple ad-hoc and unconstrained parameters such as the sealing rate, the fluid pumping efficiency or the fracturation rate. Without constraints from literature, we only discuss these parameters qualitatively and not quantitatively.

Concerning fluid properties, we model fluid circulation and subsequent pore fluid pressure changes using the Darcy's law (as Alevizos et al., 2014 and associated companion papers; Audet et al., 2009; Peacock et al., 2011; Skarbek & Rempel, 2016; Bruhat & Segall, 2016). This formalism, based on Henry Darcy's experiments on public fountains (Darcy, 1856), is well adapted to describe the flow of a fluid through a porous medium. At high depth and high temperature as in transition zone, metamorphic rocks can be associated to a porous medium where grain boundaries represent porosity (Fusseis et al., 2009; Menegon et al., 2015). However the effects of temperature, strain rate and deformation mechanisms on permeability are still unconstrained since we find only one study estimating permeability at temperature and confining pressure coherent with ETS occurrence (Xiao et al., 2006). In this

study, Xiao et al. measured the permeability of calcite-quartz aggregates under triaxial and isostatic loading conditions at effective pressures of 10–250 MPa and temperatures of 400–600°C. They found permeabilities in the range 10^{-20} to 10^{-17} m² for porosities of 4-10%, consistent with our parameterisation. The validity of Darcy's law at such P-T conditions is also still under debate, and especially the mechanism of dynamic permeability (Ingebritsen & Gleeson, 2015). It is likely that the Darcy's law is irrelevant to model fluid circulation in the brittle-ductile transition zone, but in the absence of a clear validation, or invalidation, of this formalism and without any other alternative, we still have to use it.

To finish, the 1-Dimension of our model is the third strong limitation of our approach. Working at 1-D is fundamental in the creation and the comprehension of a new numerical approach. It permits to easily clarify the relationship between parameters and results and thus to validate our approach. On the other hand, the lack of complexity prevents us to model more realistic patterns. For example, we know that fluid availability, fluid circulation and permeability are heterogeneous parameters (cf. *Chapter 5*; Fousseis et al., 2009; Saffer & Tobin, 2011; Ingebritsen & Gleeson, 2015). But without 2D, our model does not take into account this heterogeneity and prevents us to discuss such fundamental properties.

6.5 Short-term improvements

As any numerical modelling, our formalism is based on strong assumptions accompanied by their limitations. We now propose some short-term improvements to go over them. We sort these improvements according to their necessity, their feasibility and their order or priority.

The quantification of the sealing and microfracturing rates is a priority since these parameters could control the recurrence time of slow slip events. Following the example of the work of J.P. Gratier in microfracturing and sealing by pore pressure solution kinematics (Renard et al., 2000; Gratier & Gueydan, 2007; Gratier et al., 2014; Aben et al., 2017), we think that laboratory experiments could be a solution to study the porosity/permeability of a metamorphic rock. Recently, laboratory experiments have started to reproduce slow slip and oscillatory stable sliding (e.g. Kaproth & Marone, 2013; Ikari et al., 2013, 2015; Leeman et al., 2016; Scuderi et al., 2016; Tinti et al., 2016). All of these experiments describe slow slip events as

frictional behaviours using rate-and-state friction laws and are out of scope of our approach. Yet we think that laboratory approach linking sealing and microfracturing analysis on oceanic-type rocks (e.g. serpentinites) at 400-600°C with recent frictional laboratory experiments should be a fruitful association.

The work of Christensen (1996) relating porosity and P-waves velocity at high pore fluid pressure could also be important in the characterisation of metamorphic rocks at P-T conditions where ETS occurred. Peacock et al. (2011) already use this relation to infer porosity values in the ETS domain of the Cascadia subduction zone. Their results are consistent with our parameterisation with porosities oscillating around 2.7-4%. This approach could be also validated by the increase of studies similar to Xiao et al. (2006), where authors estimate permeability and porosity during triaxial loading experiments at realistic ETS P-T conditions.

The fluid pumping efficiency is another ad-hoc and unconstrained parameter defining the vigour of the pore fluid pressure increase or the fluid circulation. In fact, this mechanism is much more complex than how we model it. We based our formalism on the creep cavitation model proposed by Fosseis et al. (2009). In localised shear bands, creep cavitation can drive dynamic granular fluid pumping and thus controls porosity and fluid flow (Menegon et al., 2015). The reproduction of such mechanism during laboratory experiments could be a solution to construct an empirical relation describing the strain rate-dependent fluid pumping that we model.

Finally, we think that a transition from a 1-D model to a 2-D model is worth considering, but only when our 1-D approach will be completely validated by laboratory experiments cited previously. The 2-D model will always be a horizontal plane (i.e. at the same depth) to avoid temperature dependency and it will allow us to study the response of our model to a heterogeneous fluid incoming. We will also be able to model the spatial and temporal distribution of strain localisation in order to discuss if ETS are triggered either by a long-term localised shear zone or by multiple distributed shear zones. These implications will be crucial to determine if the transition zone can be modelled as a plane like in rate-and-state formalism (e.g. Liu & Rice, 2005, 2007, 2009) or if we have to consider distributed deformation as in visco-plastic models (cf. *Chapter 4*; Lavier et al., 2013; Alevizos et al., 2014 and associated companion papers).

6.6 Perspectives

6.6.1 From a continental crust rheology to an oceanic crust rheology

Through this thesis, we describe the brittle-ductile behaviour of bi-phasic continental rocks with ductile creep of the weakest phase and microfracturing of the strongest phase. We then interpreted such deformation as the geological signature of slow slip events and non-volcanic tremor respectively. Yet as we mention in the *chapter 2*, most of slow earthquakes observed in the world occurred on oceanic plate interfaces (cf. *Subsection 2.2.2*; Beroza & Ide, 2011; Obara & Kato, 2016). Considering a continental crust is not an issue since most of forearc crusts involving slow earthquakes are continental (Beroza & Ide, 2011; Obara & Kato, 2016). Nonetheless, from the perspective of better understand the physics of slow earthquakes on subduction (or below the San Andreas Fault), we have to integrate an oceanic mineralogical setting to our model.

Before that, we need to confirm if the microstructures (e.g. microfracturing, sealing, shear bands) involved in our model are consistent with the brittle-to-ductile deformation of an oceanic crust. First of all, we can note that Hayman and Lavier (2014) relate their episodic tremor and slip model (firstly proposed in Lavier et al., 2013) to a field outcrop showing a stretched and fractured amphibolite mafic lens in surrounding gneiss. This outcrop gathers all the microstructures that we describe in a continental crust: a fractured strong phase (i.e. the mafic lens), a ductile weak phase (i.e. the gneiss) and fluid circulation since the fracture is sealed by quartz. Our model seems thus to be valid in the case of an oceanic rheology.

During our field trip in Corsica, we also study an oceanic plurimetre-scale shear zone from the Schistes Lustrés unit (Giottani marina, Corse cape, cf. Figure 2 in *Chapter 3*). This shear zone is composed of massive gabbroic and ultramafic lenses surrounding by actinolite-chlorite schists (Fig. 3a-b). In this shear zone, schists present a strong ductile deformation whereas mafic lenses are macrofractured (Fig. 3a-b). At microscale, porphyroclasts of pyroxene from the mafic lenses are microfractured and the surrounding albite seals these fractures (Fig. 3c-d). As in Hayman and Lavier (2014), such outcrop gather all the microstructures involved in our modelling approach. We thus propose to characterise this outcrop as we did it in the East Tenda Shear Zone. Future work will have especially to determine the

geological context of this deformation and the recorded P-T conditions. After that, we propose to apply our numerical approach using now an oceanic rheology, where pyroxene will be the strong phase and feldspar will be the weak phase. The viscosity contrast between the two phases will now be consistent with the one of Hayman and Lavier (2014), permitting us to compare the two models.

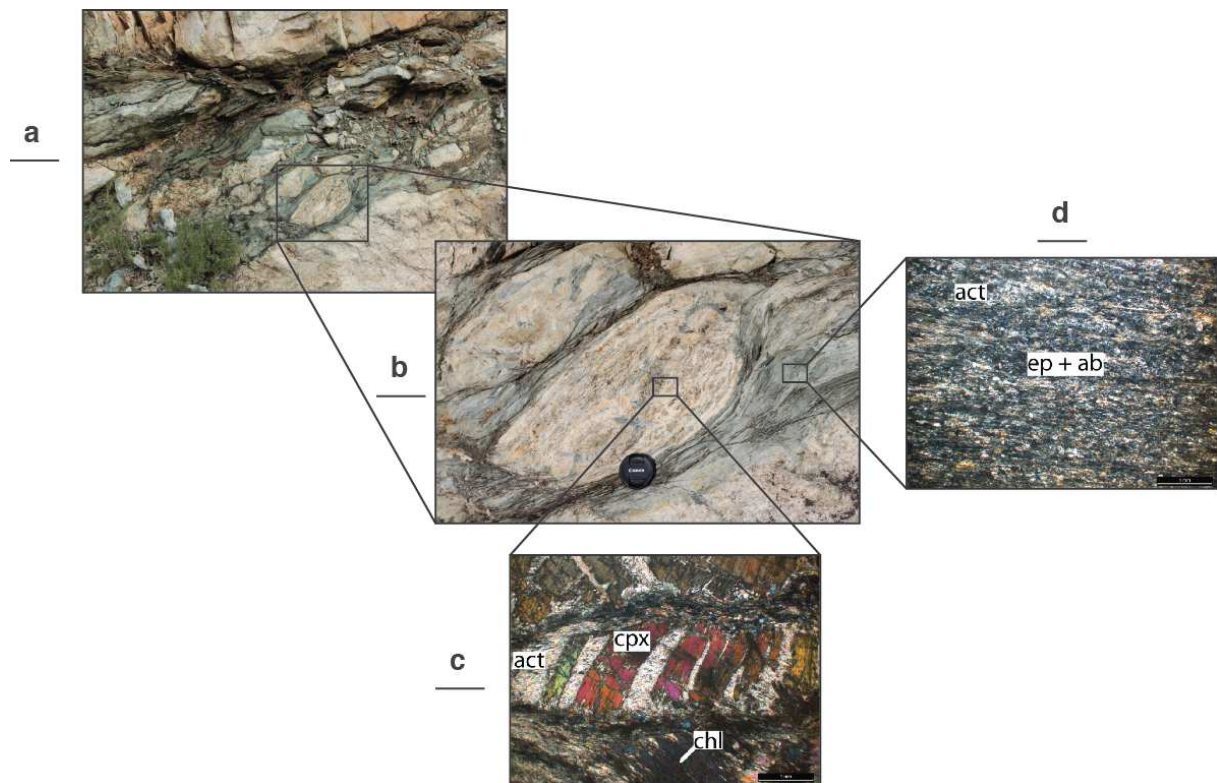


Figure 3 – (a) Oceanic shear zone outcrop from Giottani marina (Corsica, France). (b) Large fractured mafic lenses are embedded in strongly deformed actinolite-chlorite schists. At microscale, (c) pyroxene in mafic lenses is fractured and sealed by albite, and surround by (d) very low grain size schists.

6.6.2 A quantitative method to identify shear bands on outcrops

In the *Chapter 3*, we propose to quantify the paleopiezometric strain rate required to accommodate the observed displacement of a unique shear bands. We then extend this calculation to the whole East Tenda Shear Zone in order to define the area required to accommodate the characteristic displacement of Cascadia slow slip events in 10 days. Even with a handmade method, we estimate that 500 to 2500 m² can accommodated a Cascadia-type slow slip event, which is coherent with inversion models that invoke 3 mm of displacement on 500 m² patches along a 300 x

50 km area (Dragert et al., 2004). To go further in this reflection, we propose to use the ground-based photogrammetry in order to develop a quantitative method of shear bands identification along plurimetre-scale outcrops.

The fundamental principle of photogrammetry consists in overlapping multiple photographs and calculate the unique 3D location of a set of given points shared between photographs. Using photo-based 3-D reconstruction software (here Agisoft PhotoScan), we can follow a processing chain to obtain georeferenced photo-realistic model and ortho-rectified photomosaic (Bemis et al., 2014). With its easy and fast familiarisation and the high-resolution acquisition, photogrammetry is perfectly adapted to paleoseismology, neotectonics and structural geology (Bemis et al., 2014).



Figure 4 – Ortho-rectified photomosaic created with photo-based 3D reconstruction techniques utilizing Agisoft Photoscan. This image reproduces a 30m-long outcrop in the East Tenda Shear Zone along the D81 road (see Figure 2 in *Chapter 3* for exact location).

From 155 photographs, we construct a high-resolution ortho-rectified photomosaic of our 30m-long outcrop (Fig. 4) in the East Tenda Shear Zone (see Figure 2 in *Chapter 3* for location). The next step of this work will be to identify each centimetre-scale shear bands of the outcrop. Since the photomosaic is georeferenced, we will have access to multiple statistics of shear bands such as their number, their mean length, their mean accommodated displacement or their space distribution. These statistics will help us to well describe the relation that we suggest between creeping shear bands and slow slip events. Note that we have the intention to reproduce this method along the mafic outcrop describe in the previous subsection (Fig. 3). We already have more than 600 photographs to that end.

6.6.3 Toward a realistic fit of geophysical data

For any numerical modeller, to be able to reproduce natural data such as geodetic signal with his model represent the final purpose of his modelling. For the moment, our model remains a theoretical model with multiple ad-hoc parameters. Yet we intend, in the future, to compare our results to GPS data such as the Cascadia slow slip events described by Dragert et al. (2001). This comparison will permit us to estimate and validate the best fitting parameters.

In order to fit GPS time series with our model outputs, we can employ two types of data fitting. The first one corresponds to a simple inverse analysis where we look for the best fit using fixed parameters and free parameters varying within a predetermined range (e.g. Alevizos et al., 2014 and associated companion papers). Such formalism can be optimized using a grid search algorithm that inverses an exhaustive range of model through a manually specified subset of parameters space. The advantage of a grid search algorithm lies in producing a range of parameters for which we obtain the best fit (Bergstra & Bengio, 2012). It also highlights potential and sometimes unexpected coupling between parameters.

Another optimisation consists in using Bayesian formalism where the result of an inversion is no longer the difference between data and fit but a posterior probability density function of the fit (Bayes, 1763; Tarantola, 2005). Such formalism required high performance computing resources (e.g. supercomputer or parallel graphic card units computing) but appears to be cost-efficient compare to a grid search algorithm when parameters are poorly constrained. This type of inversion is already used to infer the slip distribution of multiple earthquakes along plate interfaces (Minson et al., 2013; Duputel et al., 2014) and its integration in our model could be an efficient approach to fit geodetic data.

6.7 Conclusions

Throughout this thesis work, we adopt a multidisciplinary approach to enhance our comprehension of slow earthquakes. Based on field observations and microstructural analysis, we develop a novel rheological model describing the brittle-to-ductile transition zone. Our model depicts a bi-phasic domain where the strong phase can develop brittle microfractures whereas the surrounding weak phase accommodates the long-term tectonic loading by ductile creep. Cyclical microfracturing and sealing assisted by fluid circulation produce transient strain localisation and local over-pressurisation of fluids. We propose that slow slip events are ductile processes related to transient strain localisation, while non-volcanic tremor correspond to fracturing of the whole rock at peak of pore fluid pressure. Our model well predicts both the geophysical characteristics and the P-T conditions of episodic tremor and slip. Following a parametric study, we infer that the viscosity contrast between the two phases and the fluid availability controls the occurrence and the P-T conditions of slow earthquakes.

As theoretical as it is, our approach opens new perspectives on the comprehension of the physics of slow earthquakes where fault slip is no longer the unique mechanism explaining such phenomena. With the recent discovery suggesting that slow earthquakes may function as stress meters and provide new information on the likelihood of impending huge earthquakes (Mazzotti & Adams, 2004; Obara & Kato, 2016; Socquet et al. 2017), we argue for a reconsideration of viscous deformation in the whole seismic model. Novel modelling approach considering both localised slip on faults and distributed strain in finite volumes confirms the contribution of distributed deformation on the variability of earthquake cycles (Lambert & Barbot, 2016; Barbot et al., 2017; Moore et al., 2017). Such fresh vision strengthens our stance that visco-elasto-plastic models will bring greater insights on the comprehension of earthquake dynamics, from the brittle/seismic subsurface to the ductile/aseismic stable zone.

Bibliographie

Bibliography

A

- Aben, F. M., Doan, M. L., Gratier, J. P., & Renard, F. (2017). Experimental postseismic recovery of fractured rocks assisted by calcite sealing. *Geophysical Research Letters*, 44(14), 7228-7238.
- Alevizos, S., Poulet, T., & Veveakis, E. (2014). Thermo-poro-mechanics of chemically active creeping faults. 1: Theory and steady state considerations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6), 4558-4582.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., & Fisher, D. M. (2011). *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge University Press.
- Ando, R., Nakata, R., & Hori, T. (2010). A slip pulse model with fault heterogeneity for low-frequency earthquakes and tremor along plate interfaces. *Geophysical Research Letters*, 37(10).
- Angiboust, S., Glodny, J., Oncken, O., & Chopin, C. (2014). In search of transient subduction interfaces in the Dent Blanche–Sesia Tectonic System (W. Alps). *Lithos*, 205, 298-321.
- Audet, P., & Bürgmann, R. (2014). Possible control of subduction zone slow-earthquake periodicity by silica enrichment. *Nature*, 510(7505), 389.
- Audet, P., & Kim, Y. (2016). Teleseismic constraints on the geological environment of deep episodic slow earthquakes in subduction zone forearcs: A review. *Tectonophysics*, 670, 1-15.
- Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I., & Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225), 76.
- Austrheim, H. (1987). Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(2-3), 221-232.
- Austrheim, H. (1994). Eclogitization of the deep crust in continent collision zones. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 319(7), 761-774.
- Avouac, J. P. (2015). From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 233-271.

B

- Barbot, S., Lapusta, N., & Avouac, J. P. (2012). Under the hood of the earthquake machine: Toward predictive modeling of the seismic cycle. *Science*, 336(6082), 707-710.
- Barbot, S., Moore, J. D., & Lambert, V. (2017). Displacement and Stress Associated with Distributed Anelastic Deformation in a Half-Space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(2), 821-855.
- Barnes, S. J., & Sawyer, E. W. (1980). An alternative model for the Damara mobile belt: ocean crust subduction and continental convergence. *Precambrian Research*, 13(4), 297-336.
- Bayes, T. (1763). An essay towards solving a problem in the doctrine of chances.
- Beaudoin, A., Augier, R., Jolivet, L., Jourdon, A., Raimbourg, H., Scaillet, S., & Cardello, G. L. (2017). Deformation behavior of continental crust during subduction and exhumation: Strain distribution over the Tenda massif (Alpine Corsica, France). *Tectonophysics*, 705, 12-32.
- Becken, M., Ritter, O., Bedrosian, P. A., & Weckmann, U. (2011). Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault. *Nature*, 480(7375), 87.

- Bemis, S. P., Micklethwaite, S., Turner, D., James, M. R., Akciz, S., Thiele, S. T., & Bangash, H. A. (2014). Ground-based and UAV-based photogrammetry: A multi-scale, high-resolution mapping tool for structural geology and paleoseismology. *Journal of Structural Geology*, *69*, 163-178.
- Bergstra, J., & Bengio, Y. (2012). Random search for hyper-parameter optimization. *Journal of Machine Learning Research*, *13*(Feb), 281-305.
- Beroza, G. C., & Ide, S. (2011). Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annual review of Earth and planetary sciences*, *39*, 271-296.
- Blanpied, M. L., Lockner, D. A., & Byerlee, J. D. (1995). Frictional slip of granite at hydrothermal conditions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B7), 13045-13064.
- Bletery, Q., Thomas, A. M., Hawthorne, J. C., Skarbak, R. M., Rempel, A. W., & Krogstad, R. D. (2017). Characteristics of secondary slip fronts associated with slow earthquakes in Cascadia. *Earth and Planetary Science Letters*, *463*, 212-220.
- Boundy, T. M., Fountain, D. M., & Austrheim, H. (1992). Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, western Norway: implications for deep crustal deformational processes. *Journal of Metamorphic Geology*, *10*(2), 127-146.
- Brenguier, F., Campillo, M., Hadziioannou, C., Shapiro, N. M., Nadeau, R. M., & Larose, E. (2008). Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations. *science*, *321*(5895), 1478-1481.
- Brovarone, A. V., Beltrando, M., Malavieille, J., Giuntoli, F., Tondella, E., Groppo, C., ... & Compagnoni, R. (2011a). Inherited ocean–continent transition zones in deeply subducted terranes: insights from Alpine Corsica. *Lithos*, *124*(3), 273-290.
- Brovarone, A. V., Beyssac, O., Malavieille, J., Molli, G., Beltrando, M., & Compagnoni, R. (2013). Stacking and metamorphism of continuous segments of subducted lithosphere in a high-pressure wedge: the example of Alpine Corsica (France). *Earth-Science Reviews*, *116*, 35-56.
- Brovarone, A. V., Groppo, C., Hetényi, G., Compagnoni, R., & Malavieille, J. (2011b). Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. *Journal of Metamorphic Geology*, *29*(5), 583-600.
- Brown, J. R., Beroza, G. C., Ide, S., Ohta, K., Shelly, D. R., Schwartz, S. Y., ... & Kao, H. (2009). Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones. *Geophysical Research Letters*, *36*(19).
- Bruhat, L., & Segall, P. (2016). Coupling on the northern Cascadia subduction zone from geodetic measurements and physics-based models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(11), 8297-8314.
- Bruhat, L., Barbot, S., & Avouac, J. P. (2011). Evidence for postseismic deformation of the lower crust following the 2004 Mw6. 0 Parkfield earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *116*(B8).
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and applied Geophysics*, *116*(4), 615-626.

C

- Cardozo, N., & Allmendinger, R. W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, *51*, 193-205.

- Caron, J. M., Kienast, J. R., & Triboulet, C. (1981). High-pressure-low-temperature metamorphism and polyphase Alpine deformation at Sant'Andrea di Cotone (eastern Corsica, France). *Tectonophysics*, 78(1-4), 419-451.
- Chamot-Rooke, N., Gaulier, J. M., & Jestin, F. (1999). Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: Geodynamic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 37-61.
- Chen, W. P., & Molnar, P. (1983). Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B5), 4183-4214.
- Chouet, B. (1985). Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B2), 1881-1893.
- Christensen, N. I. (1984). Pore pressure and oceanic crustal seismic structure. *Geophysical Journal International*, 79(2), 411-423.
- Christensen, N. I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3139-3156.
- Cohen, C. R., Schweickert, R. A., & Odom, A. L. (1981). Age of emplacement of the Schistes Lustrés nappe, Alpine Corsica. *Tectonophysics*, 73(4), 267-283.
- Cosgrove, J. W. (1997). The influence of mechanical anisotropy on the behaviour of the lower crust. *Tectonophysics*, 280(1), 1-14.

D

- Daniel, J. M., Jolivet, L., Goffe, B., & Poinssot, C. (1996). Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica. *Journal of Structural Geology*, 18(1), 41-59.
- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application...* Victor Dalmont.
- Daub, E. G., Shelly, D. R., Guyer, R. A., & Johnson, P. A. (2011). Brittle and ductile friction and the physics of tectonic tremor. *Geophysical Research Letters*, 38(10).
- Di Rosa, M., De Giorgi, A., Marroni, M., & Vidal, O. (2016). Syn-convergence exhumation of continental crust: evidence from structural and metamorphic analysis of the Monte Cecu area, Alpine Corsica (Northern Corsica, France). *Geological Journal*.
- Dieterich, J. H. (1979). Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2161-2168.
- Dieterich, J. H. (2007). Applications of Rate-and State-Dependent Friction to Models of Fault Slip and Earthquake Occurrence-4.04.
- Dimanov, A., Wirth, R., & Dresen, G. (2000). The effect of melt distribution on the rheology of plagioclase rocks. *Tectonophysics*, 328(3), 307-327.
- Dixon, J., & Williams, G. (1983). Reaction softening in mylonites from the Arnaboll thrust, Sutherland. *Scottish Journal of Geology*, 19(2), 157-168.
- Dragert, H., Wang, K., & James, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521), 1525-1528.

Dragert, H., Wang, K., & Rogers, G. (2004). Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth, planets and space*, 56(12), 1143-1150.

Duputel, Z., Agram, P. S., Simons, M., Minson, S. E., & Beck, J. L. (2014). Accounting for prediction uncertainty when inferring subsurface fault slip. *Geophysical Journal International*, 197(1), 464-482.

Durand Delga, M. (1986). Principaux traits de la Corse Alpine et correlations avec les Alpes Ligures. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 28, 285-329.

E

Edel, J. B., Dubois, D., Marchant, R., Hernandez, J., & Cosca, M. (2001). La rotation miocene inferieur du bloc corso-sarde; nouvelles contraintes paleomagnetiques sur la fin du mouvement. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172(3), 275-283.

F

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1).

Fagereng, Å., & Diener, J. F. (2011a). Non-volcanic tremor and discontinuous slab dehydration. *Geophysical Research Letters*, 38(15).

Fagereng, Å., & Diener, J. F. (2011b). San Andreas Fault tremor and retrograde metamorphism. *Geophysical Research Letters*, 38(23).

Fagereng, Å., & Sibson, R. H. (2010). Melange rheology and seismic style. *Geology*, 38(8), 751-754.

Faure, M., & Malavieille, J. (1981). Etude structurale d'un cisaillement ductile; le charriage ophiolitique Corse dans la region de Bastia. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23(4), 335-343.

Fisher, D. M., & Brantley, S. L. (2014). The role of silica redistribution in the evolution of slip instabilities along subduction interfaces: Constraints from the Kodiak accretionary complex, Alaska. *Journal of Structural Geology*, 69, 395-414.

Frohlich, C. (2006). *Deep earthquakes*. Cambridge university press.

Fukuda, M., Sagiya, T., & Asai, Y. (2008, December). A causal relationship between the slow slip event and deep low frequency tremor indicated by strain data recorded at Shingu borehole station. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.

Fulton, P. M., & Saffer, D. M. (2009). Potential role of mantle-derived fluids in weakening the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B7).

Fusseis, F., & Handy, M. R. (2008). Micromechanisms of shear zone propagation at the brittle-viscous transition. *Journal of Structural Geology*, 30(10), 1242-1253.

Fusseis, F., Handy, M. R., & Schrank, C. (2006). Networking of shear zones at the brittle-to-viscous transition (Cap de Creus, NE Spain). *Journal of Structural Geology*, 28(7), 1228-1243.

Fusseis, F., Regenauer-Lieb, K., Liu, J., Hough, R. M., & De Carlo, F. (2009). Creep cavitation can establish a dynamic granular fluid pump in ductile shear zones. *Nature*, 459(7249), 974.

G

- Gao, H., Schmidt, D. A., & Weldon, R. J. (2012). Scaling relationships of source parameters for slow slip events. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), 352-360.
- Gao, X., & Wang, K. (2017). Rheological separation of the megathrust seismogenic zone and episodic tremor and slip. *Nature*, 543(7645), 416-419.
- Gapais, D. (1989). Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17(12), 1144-1147.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D. S., Henry, B., Beaudoin, B., & Vadeboin, F. (2007). Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3), 359-377.
- Ghosh, A., Vidale, J. E., Sweet, J. R., Creager, K. C., & Wech, A. G. (2009). Tremor patches in Cascadia revealed by seismic array analysis. *Geophysical Research Letters*, 36(17).
- Ghosh, A., Vidale, J. E., Sweet, J. R., Creager, K. C., Wech, A. G., Houston, H., & Brodsky, E. E. (2010). Rapid, continuous streaking of tremor in Cascadia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(12).
- Giardini, D., Grünthal, G., Shedlock, K. M., & Zhang, P. (1999). The GSHAP global seismic hazard map. *Annals of Geophysics*, 42(6).
- Giger, S. B., Tenthorey, E., Cox, S. F., Gerald, F., & John, D. (2007). Permeability evolution in quartz fault gouges under hydrothermal conditions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B7).
- Gomberg, J. (2010). Slow-slip phenomena in Cascadia from 2007 and beyond: A review. *GSA Bulletin*, 122(7-8), 963-978.
- Gomberg, J., Rubinstein, J. L., Peng, Z., Creager, K. C., Vidale, J. E., & Bodin, P. (2008). Widespread triggering of nonvolcanic tremor in California. *Science*, 319(5860), 173-173.
- Gomberg, J., Wech, A., Creager, K., Obara, K., & Agnew, D. (2016). Reconsidering earthquake scaling. *Geophysical Research Letters*, 43(12), 6243-6251.
- Gratier, J. P. (2011). Fault permeability and strength evolution related to fracturing and healing episodic processes (years to millennia): the role of pressure solution. *Oil & Gas Science and Technology—Revue d'IFP Energies nouvelles*, 66(3), 491-506.
- Gratier, J. P., & Gueydan, F. (2007). Effect of Fracturing and Fluid–Rock Interaction on Seismic Cycles. *Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth*, 95, 319e356.
- Gratier, J. P., Dysthe, D. K., & Renard, F. (2013). The role of pressure solution creep in the ductility of the Earth's upper crust. *Advances in Geophysics*, 54, 47-179.
- Gratier, J. P., Favreau, P., & Renard, F. (2003). Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Gratier, J. P., Renard, F., & Vial, B. (2014). Postseismic pressure solution creep: Evidence and time-dependent change from dynamic indenting experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 2764-2779.
- Gratier, J. P., Richard, J., Renard, F., Mittempergher, S., Doan, M. L., Di Toro, G., ... & Boullier, A. M. (2011). Aseismic sliding of active faults by pressure solution creep: Evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth. *Geology*, 39(12), 1131-1134.

- Griggs, D., & Handin, J. (1960). Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes. *Geological Society of America Memoirs*, 79, 347-364.
- Gueguen, E., Doglioni, C., & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1), 259-269.
- Gueydan, F., Brun, J. P., Phillippon, M., & Noury, M. (2017). Sequential extension as a record of Corsica Rotation during Apennines slab roll-back. *Tectonophysics*.
- Gueydan, F., Leroy, Y. M., & Jolivet, L. (2004). Mechanics of low-angle extensional shear zones at the brittle-ductile transition. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B12).
- Gueydan, F., Leroy, Y. M., Jolivet, L., & Agard, P. (2003). Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Gueydan, F., Mehl, C., & Parra, T. (2005). Stress-strain rate history of a midcrustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size. *Geological Society, London, Special Publications*, 243(1), 127-142.
- Gueydan, F., Précigout, J., & Montesi, L. G. (2014). Strain weakening enables continental plate tectonics. *Tectonophysics*, 631, 189-196.
- Gutenberg, B. U., & Richter, C. F. (1954). Seismicity of the earth and related phenomena. *Princeton (NJ)*.

H

- Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of structural geology*, 7(3-4), 437-457.
- Handy, M. R., & Stünitz, H. (2002). Strain localization by fracturing and reaction weakening—a mechanism for initiating exhumation of subcontinental mantle beneath rifted margins. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), 387-407.
- Hawthorne, J. C., Bostock, M. G., Royer, A. A., & Thomas, A. M. (2016). Variations in slow slip moment rate associated with rapid tremor reversals in Cascadia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(12), 4899-4919.
- Hayman, N. W., & Lavier, L. L. (2014). The geologic record of deep episodic tremor and slip. *Geology*, 42(3), 195-198.
- Hemley, J. J., & Jones, W. R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, 59(4), 538-569.
- Hirose, H., & Hirahara, K. (2004). A 3-D quasi-static model for a variety of slip behaviors on a subduction fault. In *Computational Earthquake Science Part II* (pp. 2417-2431). Birkhäuser Basel.
- Hirose, H., Asano, Y., Obara, K., Kimura, T., Matsuzawa, T., Tanaka, S., & Maeda, T. (2010). Slow earthquakes linked along dip in the Nankai subduction zone. *Science*, 330(6010), 1502-1502.
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., & Miyazaki, S. I. (1999). A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 26(21), 3237-3240.
- Hirth, G., & Beeler, N. M. (2015). The role of fluid pressure on frictional behavior at the base of the seismogenic zone. *Geology*, 43(3), 223-226.

- Hirth, G., Teyssier, C., & Dunlap, J. W. (2001). An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. *International Journal of Earth Sciences*, 90(1), 77-87.
- Hobbs, B. E., Ord, A., Spalla, M. I., Gosso, G., & Zucali, M. (2010). The interaction of deformation and metamorphic reactions. *Geological Society, London, Special Publications*, 332(1), 189-223.
- Houston, H., Delbridge, B. G., Wech, A. G., & Creager, K. C. (2011). Rapid tremor reversals in Cascadia generated by a weakened plate interface. *Nature Geoscience*, 4(6), 404.

I

- Ide, S. (2008). A Brownian walk model for slow earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 35(17).
- Ide, S. (2010). Quantifying the time function of nonvolcanic tremor based on a stochastic model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8).
- Ide, S. (2012). Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3).
- Ide, S., & Yabe, S. (2014). Universality of slow earthquakes in the very low frequency band. *Geophysical Research Letters*, 41(8), 2786-2793.
- Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., & Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140), 76.
- Ide, S., Imanishi, K., Yoshida, Y., Beroza, G. C., & Shelly, D. R. (2008). Bridging the gap between seismically and geodetically detected slow earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 35(10).
- Iio, Y., Kobayashi, Y., & Tada, T. (2002). Large earthquakes initiate by the acceleration of slips on the downward extensions of seismogenic faults. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(2), 337-343.
- Ikari, M. J., Ito, Y., Ujiie, K., & Kopf, A. J. (2015). Spectrum of slip behaviour in Tohoku fault zone samples at plate tectonic slip rates. *Nature Geoscience*, 8(11), 870.
- Ikari, M. J., Marone, C., Saffer, D. M., & Kopf, A. J. (2013). Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes. *Nature geoscience*, 6(6), 468.
- Ingebritsen, S. E., & Gleeson, T. (2015). Crustal permeability: Introduction to the special issue. *Geofluids*, 15(1-2), 1-10.
- Ito, Y., & Obara, K. (2006). Very low frequency earthquakes within accretionary prisms are very low stress-drop earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 33(9).
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S., & Hirose, H. (2007). Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, 315(5811), 503-506.

J

- Jamtveit, B., Bucher-Nurminen, K., & Austrheim, H. (1990). Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 184-193.
- Johnson, K. M., Shelly, D. R., & Bradley, A. M. (2013). Simulations of tremor-related creep reveal a weak crustal root of the San Andreas Fault. *Geophysical Research Letters*, 40(7), 1300-1305.

- Johnston, A. C., & Kanter, L. R. (1990). Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American*, 262(3), 68-75.
- Jolivet, L., Daniel, J. M., & Fournier, M. (1991). Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 278-291.
- Jolivet, L., Dubois, R., Fournier, M., Goffé, B., Michard, A., & Jourdan, C. (1990). Ductile extension in alpine Corsica. *Geology*, 18(10), 1007-1010.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., ... & Parra, T. (1998). Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B6), 12123-12160.
- Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H., & Andersen, T. B. (2005). Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3), 532-547.
- Jourdan, C. (1988). *Balagne orientale et massif du Tenda (Corse septentrionale): étude structurale, interprétation des accidents et des déformations, reconstitutions géodynamiques* (Doctoral dissertation, Paris 11).
- Julian, B. (2002). Seismological detection of slab metamorphism. *Science*, 296(5573), 1625-1626.
- Julian, B. R. (1994). Volcanic tremor: nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B6), 11859-11877.

K

- Kanamori, H. (2008). Earthquake physics and real-time seismology. *Nature*, 451(7176), 271.
- Kanamori, H., & Cipar, J. J. (1974). Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9(2), 128-136.
- Kao, H., Shan, S. J., Dragert, H., Rogers, G., Cassidy, J. F., Wang, K., ... & Ramachandran, K. (2006). Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B3).
- Kaproth, B. M., & Marone, C. (2013). Slow earthquakes, preseismic velocity changes, and the origin of slow frictional stick-slip. *Science*, 341(6151), 1229-1232.
- Karato, S. I., Riedel, M. R., & Yuen, D. A. (2001). Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: implications for mantle circulation and deep earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1), 83-108.
- Kasch, K. W. (1983). Continental collision, suture progradation and thermal relaxation: a plate tectonic model for the Damara orogen in central Namibia. *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia: Geological Society of South Africa, Special Publication*, 11, 423-429.
- Kato, A., Iidaka, T., Ikuta, R., Yoshida, Y., Katsumata, K., Iwasaki, T., ... & Watanabe, T. (2010). Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes. *Geophysical research letters*, 37(14).
- Katsumata, A., & Kamaya, N. (2003). Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 30(1).
- Kern, H. (1982). Elastic-wave velocity in crustal and mantle rocks at high pressure and temperature: the role of the high-low quartz transition and of dehydration reactions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 29(1), 12-23.

- Kirby, S. H., & Kronenberg, A. K. (1987). Rheology of the lithosphere: selected topics. *Reviews of Geophysics*, 25(6), 1219-1244.
- Kohn, M. J., Spear, F. S., Harrison, T. M., & Dalziel, I. W. D. (1995). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, 13(2), 251-270.
- Kostoglodov, V., Husker, A., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., Cotte, N., & Clayton, R. (2010). The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 37(24).
- Kuroki, H., Ito, H. M., Takayama, H., & Yoshida, A. (2004). 3-D simulation of the occurrence of slow slip events in the Tokai region with a rate-and state-dependent friction law. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6), 2037-2050.

L

- Lahondere, D. (1988). Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les metabasites ophiolitiques de la région de Farinole (Corse). *Bulletin de la Société géologique de France*, 4(4), 579-585.
- Lambert, A., Kao, H., Rogers, G., & Courtier, N. (2009). Correlation of tremor activity with tidal stress in the northern Cascadia subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B8).
- Lambert, V., & Barbot, S. (2016). Contribution of viscoelastic flow in earthquake cycles within the lithosphere-asthenosphere system. *Geophysical Research Letters*, 43(19).
- Lavier, L. L., Bennett, R. A., & Duddu, R. (2013). Creep events at the brittle ductile transition. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(9), 3334-3351.
- Leeman, J. R., Saffer, D. M., Scuderi, M. M., & Marone, C. (2016). Laboratory observations of slow earthquakes and the spectrum of tectonic fault slip modes. *Nature communications*, 7.
- Linde, A. T., Gladwin, M. T., Johnston, M. J., Gwyther, R. L., & Bilham, R. G. (1996). A slow earthquake sequence on the San Andreas fault. *Nature*, 383(6595), 65.
- Liu, C., Linde, A. T., & Sacks, I. S. (2009). Slow earthquakes triggered by typhoons. *Nature*, 459(7248), 833-836.
- Liu, Y. (2013). Numerical simulations on megathrust rupture stabilized under strong dilatancy strengthening in slow slip region. *Geophysical Research Letters*, 40(7), 1311-1316.
- Liu, Y. (2014). Source scaling relations and along-strike segmentation of slow slip events in a 3-D subduction fault model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(8), 6512-6533.
- Liu, Y., & Rice, J. R. (2005). Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B8).
- Liu, Y., & Rice, J. R. (2007). Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9).
- Liu, Y., & Rice, J. R. (2009). Slow slip predictions based on granite and gabbro friction data compared to GPS measurements in northern Cascadia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B9).
- Lowry, A. R. (2006). Resonant slow fault slip in subduction zones forced by climatic load stress. *Nature*, 442(7104), 802.

Lowry, A. R., & Pérez-Gussinyé, M. (2011). The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation. *Nature*, 471(7338), 353.

Lowry, A. R., Larson, K. M., Kostoglodov, V., & Bilham, R. (2001). Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico. *Geophysical Research Letters*, 28(19), 3753-3756.

Luan, F. C., & Paterson, M. S. (1992). Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B1), 301-320.

M

Maggi, M., Rossetti, F., Corfu, F., Theye, T., Andersen, T. B., & Faccenna, C. (2012). Clinopyroxene–rutile phyllonites from the East Tenda Shear Zone (Alpine Corsica, France): pressure–temperature–time constraints to the Alpine reworking of Variscan Corsica. *Journal of the Geological Society*, 169(6), 723-732.

Maggi, M., Rossetti, F., Ranalli, G., & Theye, T. (2014). Feedback between fluid infiltration and rheology along a regional ductile-to-brittle shear zone: The East Tenda Shear Zone (Alpine Corsica). *Tectonics*, 33(3), 253-280.

Malasoma, A., & Marroni, M. (2007). HP/LT metamorphism in the Volparone Breccia (Northern Corsica, France): evidence for involvement of the Europe/Corsica continental margin in the Alpine subduction zone. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(5), 529-545.

Malasoma, A., Marroni, M., Musumeci, G., & Pandolfi, L. (2006). High-pressure mineral assemblage in granitic rocks from continental units, Alpine Corsica, France. *Geological Journal*, 41(1), 49-59.

Mallet, R., & Mallet, J. W. (1858). *The Earthquake Catalogue of the British Association with the Discussion, Curves, and Maps Etc.* Taylor & Francis.

Maloney, K. T., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., Fanning, C. M., & Wang, W. (2011). Crustal growth during back-arc closure: Cretaceous exhumation history of Cordillera Darwin, southern Patagonia. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(6), 649-672.

Malusà, M. G., Faccenna, C., Baldwin, S. L., Fitzgerald, P. G., Rossetti, F., Balestrieri, M. L., ... & Piromallo, C. (2015). Contrasting styles of (U) HP rock exhumation along the Cenozoic Adria-Europe plate boundary (Western Alps, Calabria, Corsica). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6), 1786-1824.

Mancktelow, N. S. (2006). How ductile are ductile shear zones?. *Geology*, 34(5), 345-348.

Mancktelow, N. S., & Pennacchioni, G. (2004). The influence of grain boundary fluids on the microstructure of quartz-feldspar mylonites. *Journal of Structural Geology*, 26(1), 47-69.

Manea, V. C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C. A., & Sewell, G. (2004). Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophysical Journal International*, 158(2), 775-784.

Manning, C. E. (1994). The solubility of quartz in H₂O in the lower crust and upper mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(22), 4831-4839.

Matsubara, M., Obara, K., & Kasahara, K. (2009). High-V P/V S zone accompanying non-volcanic tremors and slow-slip events beneath southwestern Japan. *Tectonophysics*, 472(1), 6-17.

Mattauer, M., Faure, M., & Malavieille, J. (1981). Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *Journal of Structural Geology*, 3(4), 401-409.

- Mazzotti, S., & Adams, J. (2004). Variability of near-term probability for the next great earthquake on the Cascadia subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5), 1954-1959.
- Menegon, L., Fousseis, F., Stünitz, H., & Xiao, X. (2015). Creep cavitation bands control porosity and fluid flow in lower crustal shear zones. *Geology*, 43(3), 227-230.
- Menegon, L., Pennacchioni, G., Heilbronner, R., & Pittarello, L. (2008). Evolution of quartz microstructure and c-axis crystallographic preferred orientation within ductilely deformed granitoids (Arolla unit, Western Alps). *Journal of Structural Geology*, 30(11), 1332-1347.
- Miller, M. M., Melbourne, T., Johnson, D. J., & Sumner, W. Q. (2002). Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone. *Science*, 295(5564), 2423-2423.
- Miller, R. M. (1983). The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia. In *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*.
- Minson, S. E., Simons, M., & Beck, J. L. (2013). Bayesian inversion for finite fault earthquake source models I—Theory and algorithm. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1701-1726.
- Mitra, G. (1978). Ductile deformation zones and mylonites; the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *American Journal of Science*, 278(8), 1057-1084.
- Miyazawa, M., & Brodsky, E. E. (2008). Deep low-frequency tremor that correlates with passing surface waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B1).
- Molli, G. (2008). Northern Apennine–Corsica orogenic system: an updated overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 298(1), 413-442.
- Molli, G., & Tribuzio, R. (2004). Shear zones and metamorphic signature of subducted continental crust as tracers of the evolution of the Corsica/Northern Apennine orogenic system. *Geological Society, London, Special Publications*, 224(1), 321-335.
- Molli, G., Menegon, L., & Malasoma, A. (2017). Switching deformation mode and mechanisms during subduction of continental crust: a case study from Alpine Corsica. *Solid Earth*, 8(4), 767.
- Molli, G., Tribuzio, R., & Marquer, D. (2006). Deformation and metamorphism at the eastern border of the Tenda Massif (NE Corsica): a record of subduction and exhumation of continental crust. *Journal of Structural Geology*, 28(10), 1748-1766.
- Moore, J. D., Yu, H., Tang, C. H., Wang, T., Barbot, S., Peng, D., ... & Nanjundiah, P. (2017). Imaging the distribution of transient viscosity after the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake. *Science*, 356(6334), 163-167.

N

- Nadeau, R. M., & Dolenc, D. (2005). Nonvolcanic tremors deep beneath the San Andreas Fault. *Science*, 307(5708), 389-389.
- Nadeau, R. M., & Guilhem, A. (2009). Nonvolcanic tremor evolution and the San Simeon and Parkfield, California, earthquakes. *science*, 325(5937), 191-193.
- Nakata, R., Suda, N., & Tsuruoka, H. (2008). Non-volcanic tremor resulting from the combined effect of Earth tides and slow slip events. *Nature Geoscience*, 1(10), 676.
- Newman, A. V., Schwartz, S. Y., Gonzalez, V., DeShon, H. R., Protti, J. M., & Dorman, L. M. (2002). Along-strike variability in the seismogenic zone below Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geophysical Research Letters*, 29(20).

Nishide, N., Hashimoto, T., Funasaki, J., Nakazawa, H., Oka, M., Ueno, H., ... & Takashima, T. (2000). Nationwide activity of low-frequency earthquakes in the lower crust in Japan. In *Abstr. Jpn. Earth and Planet. Sci. Joint Meeting, sk-p002*.

O

- Obara, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, 296(5573), 1679-1681.
- Obara, K. (2010). Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8).
- Obara, K., & Kato, A. (2016). Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, 353(6296), 253-257.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., & Kasahara, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 31(23).
- Obara, K., Matsuzawa, T., Tanaka, S., & Maeda, T. (2012). Depth-dependent mode of tremor migration beneath Kii Peninsula, Nankai subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 39(10).
- Offerhaus, L. J., Wirth, R., & Dresen, G. (2001). High-temperature creep of polycrystalline albite. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, 124, 107-131.
- Oliot, E., Goncalves, P., & Marquer, D. (2010). Role of plagioclase and reaction softening in a metagranite shear zone at mid-crustal conditions (Gotthard Massif, Swiss Central Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 28(8), 849-871.
- Oliot, E., Goncalves, P., Schulmann, K., Marquer, D., & Lexa, O. (2014). Mid-crustal shear zone formation in granitic rocks: constraints from quantitative textural and crystallographic preferred orientations analyses. *Tectonophysics*, 612, 63-80.
- Omori, S., Komabayashi, T., & Maruyama, S. (2004). Dehydration and earthquakes in the subducting slab: empirical link in intermediate and deep seismic zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1), 297-311.
- Ozacar, A. A., & Zandt, G. (2009). Crustal structure and seismic anisotropy near the San Andreas Fault at Parkfield, California. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1098-1104.

P

- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (1996). *Microtectonics* (Vol. 2, p. 82). Berlin: Springer.
- Paterson, M. S., & Wong, T. F. (2005). *Experimental rock deformation-the brittle field*. Springer Science & Business Media.
- Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., & Clayton, R. W. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35(7).
- Peacock, S. M. (2009). Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic tremor and slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B8).
- Peacock, S. M., & Wang, K. (1999). Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286(5441), 937-939.

- Peacock, S. M., Christensen, N. I., Bostock, M. G., & Audet, P. (2011). High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology*, 39(5), 471-474.
- Peacock, S. M., Wang, K., & McMahon, A. M. (2002). Thermal structure and metamorphism of subducting oceanic crust: Insight into Cascadia intraslab earthquakes. *The Cascadia Subduction Zone and Related Subduction Systems: Seismic Structure, Intraslab Earthquakes and Processes, and Earthquake Hazards*, 123-126.
- Peng, Y., & Rubin, A. M. (2017). Intermittent tremor migrations beneath Guerrero, Mexico, and implications for fault healing within the slow slip zone. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 760-770.
- Peng, Z., & Chao, K. (2008). Non-volcanic tremor beneath the Central Range in Taiwan triggered by the 2001 M w 7.8 Kunlun earthquake. *Geophysical Journal International*, 175(2), 825-829.
- Peng, Z., & Gomberg, J. (2010). An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geoscience*, 3(9), 599.
- Peng, Z., Shelly, D. R., & Ellsworth, W. L. (2015). Delayed dynamic triggering of deep tremor along the Parkfield-Cholame section of the San Andreas Fault following the 2014 M6.0 South Napa earthquake. *Geophysical Research Letters*, 42(19), 7916-7922.
- Peterson, C. L., & Christensen, D. H. (2009). Possible relationship between nonvolcanic tremor and the 1998–2001 slow slip event, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B6).
- Petrini, C., Gerya, T., Madonna, C., & van Dinther, Y. (2016, April). Hydro-mechanical modelling of slow slip phenomena in subduction channels. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 18, p. 8060).
- Piccinini, D., & Saccorotti, G. (2008). First observations of non-volcanic, long-period seismicity in the central Apennines, Italy. *Geophysical Research Letters*, 35(12).
- Platt, J. P. (2015). Rheology of two-phase systems: A microphysical and observational approach. *Journal of Structural Geology*, 77, 213-227.
- Plourde, A. P., Bostock, M. G., Audet, P., & Thomas, A. M. (2015). Low-frequency earthquakes at the southern Cascadia margin. *Geophysical Research Letters*, 42(12), 4849-4855.
- Poulet, T., Veveakis, E., Regenauer-Lieb, K., & Yuen, D. A. (2014). Thermo-poro-mechanics of chemically active creeping faults: 3. The role of serpentinite in episodic tremor and slip sequences, and transition to chaos. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6), 4606-4625.

R

- Ramachandran, K., & Hyndman, R. D. (2012). The fate of fluids released from subducting slab in northern Cascadia. *Solid Earth*, 3(1), 121.
- Rehault, J. P. (1981). *Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale)* (Doctoral dissertation).
- Renard, F., Gratier, J. P., & Jamtveit, B. (2000). Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults. *Journal of Structural Geology*, 22(10), 1395-1407.
- Rice, J. R. (2006). Heating and weakening of faults during earthquake slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).

- Ring, U. (1995). Horizontal contraction or horizontal extension? Heterogeneous Late Eocene and Early Oligocene general shearing during blueschist and greenschist facies metamorphism at the Pennine-Austroalpine boundary zone in the Western Alps. *Geologische Rundschau*, 84(4), 843-859.
- Rogers, G., & Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627), 1942-1943.
- Rosenbaum, G., & Lister, G. S. (2004). Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23(1).
- Rossetti, F., Glodny, J., Theye, T., & Maggi, M. (2015). Pressure–temperature–deformation–time of the ductile Alpine shearing in Corsica: From orogenic construction to collapse. *Lithos*, 218, 99-116.
- Rubin, A. M. (2008). Episodic slow slip events and rate-and-state friction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B11).
- Rubinstein, J. L., La Rocca, M., Vidale, J. E., Creager, K. C., & Wech, A. G. (2008). Tidal modulation of nonvolcanic tremor. *Science*, 319(5860), 186-189.
- Rubinstein, J. L., Shelly, D. R., & Ellsworth, W. L. (2009). Non-volcanic tremor: A window into the roots of fault zones. *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences*, 287-314.
- Rubinstein, J. L., Vidale, J. E., Gomberg, J., Bodin, P., Creager, K. C., & Malone, S. D. (2007). Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses. *Nature*, 448(7153), 579.
- Rudnick, R. L., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659.
- Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10359-10370.
- Rybacki, E., & Dresen, G. (2000). Dislocation and diffusion creep of synthetic anorthite aggregates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B11), 26017-26036.

S

- Saffer, D. M., & Tobin, H. J. (2011). Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 157-186.
- Saffer, D. M., & Wallace, L. M. (2015). The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes. *Nature Geoscience*, 8(8), 594.
- Sass, J. H., Williams, C. F., Lachenbruch, A. H., Galanis, S. P., & Grubb, F. V. (1997). Thermal regime of the San Andreas fault near Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B12), 27575-27585.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37.
- Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press.
- Schwartz, S. Y., & Rokosky, J. M. (2007). Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 45(3).
- Scuderi, M. M., Marone, C., Tinti, E., Di Stefano, G., & Collettini, C. (2016). Precursory changes in seismic velocity for the spectrum of earthquake failure modes. *Nature geoscience*, 9(9), 695.
- Secor, D. T. (1965). Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, 263(8), 633-646.

- Segall, P., Rubin, A. M., Bradley, A. M., & Rice, J. R. (2010). Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12).
- Shelly, D. R. (2010). Periodic, chaotic, and doubled earthquake recurrence intervals on the deep San Andreas Fault. *Science*, 328(5984), 1385-1388.
- Shelly, D. R. (2015). Complexity of the deep San Andreas Fault zone defined by cascading tremor. *Nature Geoscience*, 8(2), 145.
- Shelly, D. R. (2017). A 15 year catalog of more than 1 million low-frequency earthquakes: Tracking tremor and slip along the deep San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5), 3739-3753.
- Shelly, D. R., & Hardebeck, J. L. (2010). Precise tremor source locations and amplitude variations along the lower-crustal central San Andreas fault. *Geophysical Research Letters*, 37(14).
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., & Ide, S. (2007a). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(7133), 305.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., & Ide, S. (2007b). Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western Shikoku, Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S., & Nakamura, S. (2006). Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442(7099), 188.
- Shelly, D. R., Ellsworth, W. L., Ryberg, T., Haberland, C., Fuis, G. S., Murphy, J., ... & Bürgmann, R. (2009). Precise location of San Andreas fault tremors near Cholame, California using seismometer clusters: Slip on the deep extension of the fault?. *Geophysical research letters*, 36(1).
- Shen, Z. K., Wang, Q., Bürgmann, R., Wan, Y., & Ning, J. (2005). Pole-tide modulation of slow slip events at circum-Pacific subduction zones. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5), 2009-2015.
- Shibazaki, B., & Iio, Y. (2003). On the physical mechanism of silent slip events along the deeper part of the seismogenic zone. *Geophysical Research Letters*, 30(9).
- Shibazaki, B., & Shimamoto, T. (2007). Modelling of short-interval silent slip events in deeper subduction interfaces considering the frictional properties at the unstable—stable transition regime. *Geophysical Journal International*, 171(1), 191-205.
- Shibazaki, B., Bu, S., Matsuzawa, T., & Hirose, H. (2010). Modeling the activity of short-term slow slip events along deep subduction interfaces beneath Shikoku, southwest Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B4).
- Sibson, R. H. (1984). Roughness at the base of the seismogenic zone: contributing factors. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5791-5799.
- Simpson, C. (1985). Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7(5), 503-511.
- Skarbek, R. M., & Rempel, A. W. (2013). Thermal consolidation with chemical dehydration reactions: Pore pressure generation in the slow slip region of subduction zones. In *Poromechanics V: Proceedings of the Fifth Biot Conference on Poromechanics* (pp. 499-506).
- Skarbek, R. M., & Rempel, A. W. (2016). Dehydration-induced porosity waves and episodic tremor and slip. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(2), 442-469.

- Smith, S. W., & Wyss, M. (1968). Displacement on the San Andreas fault subsequent to the 1966 Parkfield earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(6), 1955-1973.
- Socquet, A., Valdes, J. P., Jara, J., Cotton, F., Walpersdorf, A., Cotte, N., ... & Norabuena, E. (2017). An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust. *Geophysical Research Letters*, 44(9), 4046-4053.
- Stipp, M., & Tullis, J. (2003). The recrystallized grain size piezometer for quartz. *Geophysical Research Letters*, 30(21).
- Stünitz, H., & Gerald, J. F. (1993). Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics*, 221(3-4), 299-324.
- Sulem, J., Stefanou, I., & Veveakis, E. (2011). Stability analysis of undrained adiabatic shearing of a rock layer with Cosserat microstructure. *Granular Matter*, 13(3), 261-268.

T

- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Thatcher, W. (1975). Strain accumulation and release mechanism of the 1906 San Francisco earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 80(35), 4862-4872.
- Thomas, A. M., Nadeau, R. M., & Bürgmann, R. (2009). Tremor-tide correlations and near-lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault. *Nature*, 462(7276), 1048.
- Thomas, M. Y., Avouac, J. P., Champenois, J., Lee, J. C., & Kuo, L. C. (2014). Spatiotemporal evolution of seismic and aseismic slip on the Longitudinal Valley Fault, Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6), 5114-5139.
- Tietze, K., & Ritter, O. (2013). Three-dimensional magnetotelluric inversion in practice—the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California. *Geophysical Journal International*, 195(1), 130-147.
- Tinti, E., Scuderi, M. M., Scognamiglio, L., Di Stefano, G., Marone, C., & Collettini, C. (2016). On the evolution of elastic properties during laboratory stick-slip experiments spanning the transition from slow slip to dynamic rupture. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(12), 8569-8594.
- Toy, V. G., Craw, D., Cooper, A. F., & Norris, R. J. (2010). Thermal regime in the central Alpine Fault zone, New Zealand: Constraints from microstructures, biotite chemistry and fluid inclusion data. *Tectonophysics*, 485(1), 178-192.
- Twiss, R. J. (1977). Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. In *Stress in the Earth* (pp. 227-244). Birkhäuser Basel.

V

- Veedu, D. M., & Barbot, S. (2016). The Parkfield tremors reveal slow and fast ruptures on the same asperity. *Nature*, 532(7599), 361-373.
- Veveakis, E., Poulet, T., & Alevizos, S. (2014). Thermo-poro-mechanics of chemically active creeping faults: 2. Transient considerations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6), 4583-4605.

W

- Wada, I., Wang, K., He, J., & Hyndman, R. D. (2008). Weakening of the subduction interface and its effects on surface heat flow, slab dehydration, and mantle wedge serpentinization. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B4).
- Wech, A. G., & Bartlow, N. M. (2014). Slip rate and tremor genesis in Cascadia. *Geophysical Research Letters*, 41(2), 392-398.
- Wech, A. G., & Creager, K. C. (2011). A continuum of stress, strength and slip in the Cascadia subduction zone. *Nature Geoscience*, 4(9), 624.
- Wech, A. G., Boese, C. M., Stern, T. A., & Townend, J. (2012). Tectonic tremor and deep slow slip on the Alpine fault. *Geophysical Research Letters*, 39(10).
- Wegener, A. (1912). Die entstehung der kontinente. *Geologische Rundschau*, 3(4), 276-292.
- Wegener, A. (1920). *Die entstehung der kontinente und ozeane*. Рипол Классик.
- Wegener, A. (1966). *The origin of continents and oceans*. Courier Corporation.
- Wehrens, P., Berger, A., Peters, M., Spillmann, T., & Herwegh, M. (2016). Deformation at the frictional-viscous transition: Evidence for cycles of fluid-assisted embrittlement and ductile deformation in the granitoid crust. *Tectonophysics*, 693, 66-84.
- White, S. T., & Knipe, R. J. (1978). Transformation-and reaction-enhanced ductility in rocks. *Journal of the Geological Society*, 135(5), 513-516.
- Wibberley, C. (1999). Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones?. *Journal of Structural Geology*, 21(8), 1219-1227.
- Wilson, J. T. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207(4995), 343-347.
- Wintsch, R. P., Christoffersen, R., & Kronenberg, A. K. (1995). Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 13021-13032.
- Wortel, M. J. R., & Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290(5498), 1910-1917.

X

- Xiao, X., Evans, B., & Bernabé, Y. (2006). Permeability evolution during non-linear viscous creep of calcite rocks. In *Rock Damage and Fluid Transport, Part II* (pp. 2071-2102). Birkhäuser Basel.

Y

- Yamashita, Y., Yakiwara, H., Asano, Y., Shimizu, H., Uchida, K., Hirano, S., ... & Kamizono, M. (2015). Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface. *Science*, 348(6235), 676-679.
- Yoshida, S., & Kato, N. (2003). Episodic aseismic slip in a two-degree-of-freedom block-spring model. *Geophysical Research Letters*, 30(13).
- Yoshioka, S., Toda, M., & Nakajima, J. (2008). Regionality of deep low-frequency earthquakes associated with subduction of the Philippine Sea plate along the Nankai Trough, southwest Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1), 189-198.

Z

- Zeng, X., Thurber, C. H., Shelly, D. R., Harrington, R. M., Cochran, E. S., Bennington, N. L., ... & McClement, K. (2016). 3-DP-and S-wave velocity structure and low-frequency earthquake locations in the Parkfield, California region. *Geophysical Journal International*, 206(3), 1574-1585.
- Zhu, W., David, C., & Wong, T. F. (1995). Network modeling of permeability evolution during cementation and hot isostatic pressing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15451-15464.

Résumé

Ces vingt dernières années, le développement de réseaux haute résolution sismologiques et géodésiques denses a permis la découverte de nouveaux signaux géophysiques parmi lesquels on trouve les trémors non-volcaniques (*Non-Volcanic Tremor*, NVT, Obara, 2002) et les glissements lents épisodiques (*Slow Slip Event*, SSE, Dragert et al., 2001). La combinaison de NVT et de SSE est communément observée le long des frontières de plaques, entre la zone sismogénique bloquée à faible profondeur et la zone en fluage ductile à plus grande profondeur (Dragert et al., 2004). Cette association définit des glissements et trémors épisodiques (*Episodic Tremor and Slip*, ETS), systématiquement associés à des surpressions de fluide et à des conditions proches de la rupture. Dans cette thèse, nous proposons de combiner une étude microstructurale de roches exhumées avec une approche par modélisation numérique afin de reproduire et de mieux comprendre la mécanique des glissements et trémors épisodiques. Nous nous sommes concentrés sur des roches continentales provenant de la Zone de Cisaillement Est du Tende (Corse, France), correspondant à une zone de cisaillement Alpine kilométrique ayant enregistré une déformation HP-BT lors de son enfouissement (10 kb / 400-450°C, Gueydan et al., 2003). Ces conditions pression-température sont cohérentes avec la localisation des ETS dans les zones de subduction. Les analyses microstructurales et EBSD de ces roches mettent en évidence des localisations de la déformation le long de zones de cisaillement centimétriques contrôlées par une rhéologie dépendante de la taille des grains. La microfracturation de la phase dure (ici du feldspath) et le colmatage de ces microfractures correspondent, respectivement, à des processus de réduction et d'augmentation de la taille des grains. La plupart des récentes modélisations des ETS sont basées sur une loi frictionnelle dite *rate-and-state*, associant les SSE et les NVT à un cisaillement sur un plan. Contrairement à ces modèles, nous souhaitons modéliser l'ensemble de la roche (et non pas uniquement un plan) avec une rhéologie ductile dépendante de la taille des grains directement guidée par nos observations microstructurales (avec microfracturation et colmatage). Nous faisons l'hypothèse que les SSE résultent d'une localisation ductile de la déformation et non d'un glissement sur des fractures. Durant la localisation de la déformation, le pompage des fluides peut déclencher une fracturation de la roche par surpression de fluide, ce qui pourrait être la signature des NVT. Le modèle numérique 1D présenté ici nous permettra de valider ces hypothèses. En utilisant la loi de Darcy, notre approche nous permet également de prédire les variations de la pression de pore en fonction des variations de la porosité/perméabilité et du pompage des fluides. Nos résultats numériques montrent que l'évolution dynamique des microstructures, dépendante des fluides, définit des cycles de localisation ductile de la déformation liés aux augmentations de la pression de fluide. Notre modèle démontre que la disponibilité des fluides et l'efficacité du pompage des fluides contrôlent l'occurrence des ETS. Nous prédisons également les conditions pression-température nécessaires au déclenchement des ETS : 400-500°C et 30-50 km de profondeur en subduction, et ~500°C et 15-30 km de profondeur le long des zones en décrochement. Ces conditions PT sont cohérentes avec les exemples naturels. Aussi théorique soit-il, notre modèle mécanique s'appuyant sur des observations de terrain décrit correctement la relation entre surpressions de fluide, rhéologie dépendant de la taille des grains et le déclenchement des ETS. Des travaux restent à entreprendre avec notamment la comparaison directe de nos résultats avec des données géophysiques (GPS) ou bien l'introduction d'un nouvel assemblage minéralogique mafique pour prendre en compte des minéralogies océaniques.

Abstract

These last twenty years, the development of dense and highly sensitive seismologic and geodetic networks permits the discovery of new geophysical signals named non-volcanic tremor (Obara, 2002) and slow slip events (Dragert et al., 2001). The combination of non-volcanic tremor and transient slow slip is commonly observed at plate interface, between locked/seismogenic zone at low depths and stable/ductile creep zone at greater depths (Dragert et al., 2004). This association defines episodic tremor and slip, systematically highlighted by over-pressurised fluids and near failure shear stress conditions. In this thesis we propose to combine a microstructural analysis of exhumed rocks with a modeling approach in order to accurately reproduce and understand the physics of episodic tremor and slip. We focus on continental rocks from the East Tenda Shear Zone (Corsica, France), a kilometer-wide localized Alpine shear zone that record HP/LT deformation (10kb / 400-450°C, Gueydan et al., 2003). Such pressure-temperature conditions are consistent with the location of episodic tremor and slip in subduction zone. Microstructural and EBSD analyses on these rocks describe a pattern of strain localisation in centimetre-scale shear zones guiding by a grain size-sensitive creep. Microfracturing of the strong phase (feldspar here) and the sealing of these microfractures act, respectively, as grain size decrease and grain size increase processes. Most of recent modeling approaches of episodic tremor and slip are based on the rate-and-state variable friction law, describing slow slip event and non-volcanic tremor as slow shear slip on a plane. In contrast with such models, we propose to model the entire rock volume, with a ductile grain size-sensitive rheology guided by our microstructural observations (e.g. microfracturing and sealing as grain size variation processes). We hypothesise that slow slip events may result from ductile strain localisation and not transient slip on fractures. Fluid pumping during strain localisation may trigger whole rock fracturing at near lithostatic conditions that can be the signature of non-volcanic tremor. The 1D numerical model presented here will allow us to validate these assumptions. We also can predict pore fluid pressure variation as a function of changes in porosity/permeability and strain rate-dependent fluid pumping following the Darcy's law. The fluid-enhanced dynamic evolution of microstructure defines cycles of ductile strain localisation related to the increase in pore fluid pressure. We show that slow slip events can be ductile processes related to transient strain localisation, while non-volcanic tremor can correspond to fracturing of the whole rock at peak of pore fluid pressure. Our model shows that the availability of fluids and the efficiency of fluid pumping control the occurrence of episodic tremor and slip. We also well predict the temperature and depth ranges of episodic tremor and slip: 400-500°C and 30-50 km in subduction zones and ~500°C and 15-30 km in strike-slip settings, consistent with natural examples. As theoretical as it is, our field-guided mechanical model well describe, at first order, the relation between high pore fluid pressure, grain size-sensitive rheology and episodic tremor and slip. Some efforts remain to be done like a real fit of geophysical data (GPS) or the introduction of a new mineralogical assemblage such as mafic rocks to reproduce oceanic environment.