



HAL
open science

Etude des propriétés mécaniques et de la déformation transitoire dans les zones de subduction à partir de l'analyse de l'activité sismique, le cas du Chili

Florent Aden-Antoniów

► **To cite this version:**

Florent Aden-Antoniów. Etude des propriétés mécaniques et de la déformation transitoire dans les zones de subduction à partir de l'analyse de l'activité sismique, le cas du Chili. Sciences de la Terre. Université Sorbonne Paris Cité, 2019. Français. NNT : 2019USPCC011 . tel-02533627

HAL Id: tel-02533627

<https://theses.hal.science/tel-02533627>

Submitted on 6 Apr 2020

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

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



Thèse préparée à l'Institut de Physique du Globe de Paris
et à l'Université Paris Diderot
École Doctorale STEP'UP – ED 560
IPGP – Équipe de Sismologie

**Étude des propriétés mécaniques et de la
déformation transitoire dans les zones de
subduction à partir de l'analyse de l'activité
sismique, le cas du Chili.**

par

Florent Aden-Antoniów

Thèse de doctorat de Sciences de la Terre et de l'Environnement
Dirigée par Pascal Bernard et Claudio Satriano

présentée et soutenue publiquement le
11 Janvier 2019

devant un jury composé de

Monika Sobiesiak	Maîtresse de Conférence (IGPAN, Cracovie, Pologne)	Rapporteuse
Michel Bouchon	Directeur de Recherche (ISTerre, Grenoble, France)	Rapporteur
Agnès Helmstetter	Chargée de Recherche (ISTerre, Grenoble, France)	Examinatrice
Hélène Lyon-Caen	Directrice de Recherche (ENS, Paris, France)	Présidente du jury
Pascal Bernard	Physicien CNAP (IPGP, Paris, France)	Directeur de thèse
Claudio Satriano	Physicien adjoint CNAP (IPGP, Paris, France)	Directeur de thèse



Thèse préparée à l'Institut de Physique du Globe de Paris
et à l'Université Paris Diderot
École Doctorale STEP'UP – ED 560
IPGP – Équipe de Sismologie

**Étude des propriétés mécaniques et de la
déformation transitoire dans les zones de
subduction à partir de l'analyse de l'activité
sismique, le cas du Chili.**

par

Florent Aden-Antoniów

Thèse de doctorat de Sciences de la Terre et de l'Environnement
Dirigée par Pascal Bernard et Claudio Satriano

présentée et soutenue publiquement le

11 Janvier 2019

devant un jury composé de

Monika Sobiesiak	Maîtresse de Conférence (IGPAN, Cracovie, Pologne)	Rapporteuse
Michel Bouchon	Directeur de Recherche (ISTerre, Grenoble, France)	Rapporteur
Agnès Helmstetter	Chargée de Recherche (ISTerre, Grenoble, France)	Examinatrice
Hélène Lyon-Caen	Directrice de Recherche (ENS, Paris, France)	Présidente du jury
Pascal Bernard	Physicien CNAP (IPGP, Paris, France)	Directeur de thèse
Claudio Satriano	Physicien adjoint CNAP (IPGP, Paris, France)	Directeur de thèse

Résumé

Les zones de subduction sont les endroits les plus sismiquement actifs du monde et sont également le siège de méga-tremblement de Terre comme celui qui frappa le Chili en 1960 d'une magnitude estimée à 9.5. Les dernières grandes ruptures ayant frappées le Chili ont permis de mettre en évidence des interactions sismiques-asismiques complexes. Afin d'étudier ces interactions nous nous sommes penchés sur deux crises sismiques : l'essaim sismique d'Avril 2017 ; la phase préparatoire du séisme d'Iquique (M_w 8.1) du 1^{er} Avril 2014. L'essaim sismique prit place près de la ville de Valparaiso dans une région connue pour avoir eu l'expérience de très grands séismes par le passé en 1730 et en 1906 notamment. Dans le but d'étudier la dynamique de cet essaim nous avons construit un catalogue riche de plus de 2000 séismes composant la séquence. Une activité sismique intense commença deux jours avec le séisme principal de la séquence M_w 6.9 et fut accompagné par un glissement progressif le long de l'interface que nous avons observé à la fois dans les données GPS mais également à l'aide de repeaters. Enfin, un séisme de magnitude 8.1 survenu le 1er avril 2014 près de la ville de Iquique, a rompu un tiers de la lacune sismique au nord du Chili. Ce séisme a été précédé d'une séquence d'essaims sismiques précurseurs qui semblent avoir été également accompagnés par des glissements stables de l'interface de subduction. À l'aide d'un catalogue de séisme plus complet, nous avons pu analyser finement la préparation du séisme d'Iquique. Nous mettons en évidence, à travers une approche statistique, l'apparition d'une quiescence sismique dans la région du choc principal avant la nucléation de celui-ci. Nous liions cette quiescence à un glissement asismique profond potentiellement relié à la circulation de fluide sous pression le long de l'interface de subduction.

mots-clés : zone de subduction, méga-séisme, glissement transitoire, sismicité, statistiques

Summary

Subduction zones are the most seismically active regions in the world. They are also the seat of megathrust-earthquakes such as the one that stroke Chile in 1960 with a 9.5 magnitude. The last major ruptures in Chile have revealed complex seismic-aseismic interactions. In order to study these interactions, we investigated two seismic crises: the seismic swarm of April 2017 and the preparatory phase of the Iquique earthquake (M_w 8.1) from April 1st, 2014. The seismic swarm took place near the city of Valparaiso in an area which is known to have experienced mega-earthquakes in the past (in 1730 and in 1906). In order to study the dynamics of this swarm, we built a rich catalog of more than 2000 earthquakes composing the sequence. An intense seismic activity began on April 22nd, two days before the main earthquake of the sequence M_w 6.9. This seismic activity was accompanied by a gradual slip along the interface that we observed both in the GPS data and by detecting repeating-earthquakes. Our analysis suggests that the swarm was driven by aseismic slip. The second study concerns an earthquake of magnitude 8.2 which occurred on April 1st 2014 near the city of Iquique. This event broke one-third of the seismic gap in northern Chile. It was preceded by a sequence of precursor seismic swarms that appeared to have been accompanied by stable slip in the subduction interface as well. By building a more complete earthquake catalog (>30000 events), we were able to thoroughly analyse the preparatory phase of the Iquique earthquake. Following a statistical approach, we observe the occurrence of a large-scale seismic quiescence in the region of the mainshock before its nucleation. We link this quiescence to a downdip transient-slip potentially related to fluid channeling along the subduction interface.

key-words : subduction zones, megathrust earthquake, aseismic slip, seismicity, statistics

Ozymandias of Egypt

I met a traveller from an antique land
Who said : "Two vast and trunkless legs of stone
Stand in the desert. Near them, on the sand,
Half sunk, a shattered visage lies, whose frown,
And wrinkled lip, and sneer of cold command,
Tell that its sculptor well those passions read,
Which yet survive, stamped on these lifeless things,
The hand that mocked them and the heart that fed,
And on the pedestal these words appear :
'My name is Ozymandias, king of kings :
Look on my works, Ye Mighty, and despair!'
Nothing beside remains. Round the decay
Of that colossal wreck, boundless and bare,
The lone and level sands stretch far away."

Percy Shelley,
January 1818.

Table des matières

Résumé	3
Summary.....	5
Table des matières.....	11
Liste des figures	15
I Introduction	17
Introduction générale	19
1 Bestiaire sismologique en zone de subduction	23
1.1 La tectonique des plaques	25
1.2 Les zones de subduction.....	27
1.3 À l'interface entre deux plaques.....	29
1.3.1 Quel modèle mécanique?	29
1.3.2 Les manifestations d'un glissement transitoire.....	33
1.3.3 Une interface segmentée	37
1.4 L'activité sismique de la plaque plongeante.....	39
1.4.1 Des séismes <i>outer-rise</i> et le couplage de l'interface	39
1.4.2 Les séismes de profondeurs intermédiaires.....	40
1.4.3 Les séismes <i>slab-pull</i> , <i>slab-puch</i> et le couplage de l'interface	42
1.5 L'interaction entre séismes	42
1.5.1 Déclenchement statique	43
1.5.2 Déclenchement dynamique	44
1.6 Problématiques actuelles liées aux zones de subduction.....	45
2 Le Chili : un terrain de jeu pour sismologue	47
2.1 Morphotectonique de la marge chilienne.....	48
2.2 De <i>temblores</i> en <i>terremotos</i>	51
2.3 Les lacunes sismiques chiliennes.....	56
2.4 Le couplage intersismique de l'interface	57
2.5 Les cas d'étude	62
II De la détection à la localisation d'un séisme	65
3 Bases méthodologiques	67
3.1 Introduction aux méthodes automatiques de détection et localisation.....	68
3.2 La méthode <i>BackTrackBB</i>	70

3.2.1	Du signal à sa fonction caractéristique	72
3.2.2	Corrélation et temps de retard	74
3.2.3	Retropropagation des fonctions temps-de-retard	75
3.2.4	La détection et le pointé	77
3.2.5	Conclusion	78
4	Nouveaux développements et construction de catalogue	81
4.1	Les réseaux sismologiques utilisés	82
4.1.1	Les réseaux IPOC et ILN	82
4.1.2	Les réseaux nationaux chiliens	84
4.2	Stockage des données	85
4.3	Détection et localisation préliminaire	86
4.3.1	Durée de la fenêtre glissante pour la corrélation entre les ondes P	86
4.3.2	Optimiser la détection de séismes à faible rapport signal/bruit	87
4.4	Apport de l'utilisation des ondes S	91
4.4.1	Étude de la polarisation	91
4.4.2	Combinaison des informations des ondes P et S	93
4.4.3	Durée de la fenêtre glissante pour la corrélation entre les ondes S et P ..	95
4.5	Localisation définitive et sélection d'événements	96
4.5.1	Correction des pointés obtenus avec BackTrackBB	98
4.5.2	NonLinLoc	99
4.5.3	Sélection des événements	99
4.6	Calcul de Magnitude locale	102
4.7	Détection de séisme à l'aide d'un algorithme type <i>matched-filter</i>	103
III	Cas d'étude	107
5	La crise de Valparaiso, Avril 2017	109
	Préambule : Le mecanisme au foyer d'une rupture sismique	111
	Le double-couple	111
	Tenseur de moments sismiques général	111
	Le tenseur des moments <i>DC</i>	113
	Nucleation Phase and Dynamic Inversion of the 2017 Valparaíso Earthquake ..	115
	Résumé	115
	Abstract	115
5.1	Introduction	116
5.2	Data, Methodology, and Results	117
5.2.1	Valparaiso Seismicity	118
5.2.2	Slow and Fast Movements Recorded by the GPS Instruments	121
5.2.3	Mainshock Seismic Rupture	121
5.3	Discussion	123
5.4	Conclusions	124
6	La sismicité du Nord chilien avant le séisme d'Iquique	125
	Préambule: Le caractère poissonien de la sismicité	126

La Loi de Poisson.....	126
La loi d’Omori et la Loi γ	126
A year of microseismicity before the M_w 8.1 Iquique earthquake, 2014	129
Résumé	129
Abstract	129
6.1 Introduction.....	130
6.2 Building the catalog: detection, location and event selection	132
6.3 Declustering of the catalog: Nearest-neighbor distance	134
6.4 Analysis of the background seismicity.....	136
6.4.1 Reference Poisson-law	136
6.4.2 Kolmogorov-Smirnov one-sample test	138
6.4.3 2D-diagram of Kolmogorov-Smirnov one-sample test	139
6.4.4 Evolution of the Kolmogorov-Smirnov one-sample test through time	141
6.4.5 Mapping the Kolmogorov-Smirnov one-sample test	143
6.5 Constraining aseismic slip along the interface with repeating-earthquakes.....	145
6.5.1 Detection of seismic event based on waveform similarity	145
6.5.2 Extraction of repeaters through a hierachical clustering approach.....	147
6.5.3 Inferred aseismic slip	149
6.6 Interpretation and Discussion	150
6.7 Conclusion	154
Conclusions et Perspectives	155
A Annexes	159
A.1 Chapter 5: supplementary materials.....	160
A.2 Chapter 6: supplementary materials.....	165
B Kolmogorov-Smirnov one-sample test on synthetic catalogs	175
B.1 Building synthetic catalogs.....	176
B.2 Kolmogorov-Smirnov test on synthetic catalogs	179
B.3 Effect of the completeness magnitude on the detection of transient.....	179
Références	184
Remerciements	213

Table des figures

1.1	Exemple de cycle sismique simple.....	25
1.2	Les différents types de failles.....	26
1.3	Sismicité mondiale Octobre 2015 - Octobre 2018.....	27
1.4	Schéma d'une zone de subduction.....	28
1.5	Coefficient de friction et domaines de stabilité du modèle rate-and-state.....	30
1.6	Schéma des différents domaines de stabilité de l'interface de subduction.....	32
1.7	Observations de glissements lents à proximité de la lacune de Guerrero (MEX)..	33
1.8	Relation entre glissements lents et tremors tectoniques aux Cascades (USA)....	34
1.9	Caractéristique temporelle d'un essaim sismique.....	35
1.10	Exemple de multiplet et de repeater.....	37
1.11	Schéma du contact à l'interface d'une zone de subduction.....	38
1.12	Schéma du couplage sismique et son lien avec les séismes outer-rise.....	40
1.13	Schéma du couplage sismique et son lien avec les séismes slab-pull.....	42
1.14	Exemple de transfert de contraintes statiques.....	43
1.15	Exemple de déclenchement dynamique par le séisme de Landers.....	45
1.16	Évolution de la libération du moment sismique avant un séisme d'interface.....	46
2.1	Carte du Chili.....	49
2.2	Morphologie des Andes chiliennes.....	50
2.3	Les séismes historiques au Chili.....	52
2.4	Sismicité du Chili 2000-2018.....	55
2.5	Potentiel sismique au Chili.....	57
2.6	Carte de couplage du Chili.....	58
2.7	Structure de la zone de subduction à Tocopilla, Nord du Chili.....	60
2.8	Essaims sismiques, anomalies gravimétriques et couplage intersismique.....	61
3.1	Exemple d'observation d'ondes sismiques et de localisation d'une source sismique	69
3.2	Exemple de localisation d'une source sismique.....	71
3.3	Fonction caractéristique d'un signal sismique obtenue avec BackTrackBB.....	73
3.4	Application de la locale cross-corrélation entre deux signaux.....	74
3.5	Schéma d'une surface de temps de retard équivalent.....	76
3.6	Exemple de sommation de fonction de localisation de source.....	77
3.7	Détection et localisation automatique avec BackTrackBB.....	79
4.1	Schéma fonctionnel de création d'un catalogue de sismicité.....	83
4.2	Réseaux sismiques utilisés au cours de cette thèse.....	84

4.3	Exemple de couverture spatiale avec BackTrackBB pour les ondes P	87
4.4	Exemple de détection et localisation avec BackTrackBB	89
4.5	Tentative de détection et localisation dans une fenêtre de bruit	90
4.6	Application du filtre de polarisation de Rosenberger	92
4.7	Couverture spatiale pour les corrélations P et S-P	94
4.8	Détection et localisation d'un événement en combinant les ondes P et les ondes S	97
4.9	Principe de correction des pointés issus de BackTrackBB avec les ondes P	98
4.10	Relocalisation d'un événement détecté par BackTrackBB avec NonLinLoc	100
4.11	Tentative de relocalisation dans une fenêtre de bruit	101
4.12	Matched-Filter appliqué à un template dans les Alpes occidentales	104
4.13	Matrice de similarité et dendrogramme	105
5.1	Tenseur de moments sismiques général	112
5.2	Détermination du mécanisme au foyer	114
5.3	Detected seismicity from 1 January 2017 to 12 May 2017	116
5.4	Seismic map of the Valparaiso crisis	118
5.5	Time–latitude evolution of the seismicity detected from 22 April to 12 May	119
5.6	Valparaiso GPS time series and slip distribution of nucleation phase.	120
5.7	Best model of dynamic inversion of Valparaiso mainshock.	122
5.8	Nucleation phase and mainshock slip distributions, and foreshock repeaters	123
6.1	Earthquake catalog for Northern Chile	132
6.2	Observation of microseismicity on a day-long waveform	133
6.3	Nearest-Neighbor-Distance distribution for the intermediate-depths catalog	135
6.4	Nearest-Neighbor-Distance distribution for the interface catalog	136
6.5	Earthquake count against reference Poisson law	137
6.6	Kolmogorov-Smirnov one-sample test	138
6.7	2D-diagram of the Kolmogorov-Smirnov one-sample test	140
6.8	Time-integrated KS1	141
6.9	Determination of the rate variation during non-stationary period	142
6.10	KS1 estimated in space	144
6.11	Matched-Filter used with interface-seismicity templates from northern Chile	145
6.12	Single channel cross-correlation-based phase picking correction	147
6.13	Extracting repeating-earthquakes with dendograms	148
6.14	Example of an identified repeating-earthquake	149
6.15	Map of cumulative aseismic slip before the Iquique earthquake	152
6.16	Long- and short-term slip events preceding the Iquique earthquake	154
A.1	Gutenberg-Richter law for the 2017 Valparaiso sequence	160
A.2	Example of repeater for the Valparaiso 2017 sequence	161
A.3	Slip distribution of Mw 6.9 considering only the GPS data	161
A.4	Detailed catalog of 88 determined focal mechanisms	162
A.5	6-hours GPS time series of 3 stations from Valparaiso 2017 sequence.	163
A.6	Comparison between real and synthetic data for the best dynamic model.	164
A.7	Time-latitude evolution of the seismicity from January 1 st to May 12 th	164
A.8	3D-68% error ellipsoid for magnitude 3.0 ⁺ earthquakes	165

A.9	3D-68% error ellipsoid for magnitude 3.0 ⁺ earthquakes.....	165
A.10	Cumulative number of event and seismic moment	166
A.11	Nearest-Neighbor-Distance distribution for the intermediate-depths catalog	167
A.12	Nearest-Neighbor-Distance distribution for the interface catalog	167
A.13	Kolmogorov-Smirnov one-sample test between P_{ref} and F_{ref}	168
A.14	KS1 estimated through a sliding time-window.....	168
A.15	KS1(x,y,t): December 13 th 2012 - December 5 th 2013.....	169
A.16	KS1(x,y,t): December 13 th 2012 - March 16 th 2014	170
A.17	Number of event used for the mapping of the KS1 test: interface.....	171
A.18	Number of event used for the mapping of the KS1 test: intermediate-depths	172
A.19	Map of cumulative aseismic slip before the Iquique earthquake.....	173
A.20	Example of a detected multiplet	174
B.1	Declustering of the Iquique interface catalog	176
B.2	Generation of 2D-synthetic catalog	177
B.3	Declustering of a synthetic catalog with a constant background seismic-rate	178
B.4	Proportion of aftershocks for a mainshock with a given magnitude	179
B.5	Comparison between the Iquique interface catalog and three synthetic catalogs .	180
B.6	Earthquake count against reference Poisson law for synthetic catalogs	181
B.7	Kolmogorov-Smirnov one-sample test for synthetic catalogs.....	181
B.8	2D-diagram of the KS1 for synthetic catalogs.....	182
B.9	Improving detection of transients	183

Première partie

Introduction

Introduction générale

« *Una wea es una
wea y otra wea es
otra wea, son dos
weas distintas.* »

Proverbe chilien

Depuis toujours, les séismes suscitent interrogation, stupeur et effroi. Parfois traumatisé, l'Homme a besoin de comprendre ces événements qu'il ne contrôle pas et ainsi invoque des explications variées. Souvent reliés au divin comme ce fut le cas en Asie ou en Europe par exemple : des secousses d'une telle force ne pouvaient être que l'action d'un dieu, une sorte de punition divine. Qui d'autres que les dieux et leur toute puissance pour faire trébucher le colosse de Rhodes ? Au Japon, la croyance voulait qu'un poisson-chat (géant) nommé *Namazu*, qui échappant à la vigilance du Dieu *Kashima*, prenait un malin plaisir à faire trembler la Terre et terroriser les habitants. Certains proposèrent une origine plus "naturelle" aux tremblements de Terre, comme Aristote et sa théorie du *pneuma*, sinon Kant pour qui la croûte terrestre était, tel un gruyère, emplie d'un gaz prêt à s'enflammer et à créer de violentes explosions. La vérité émergea en 1760, 5 ans après le terrible séisme de Lisbonne, grâce aux observations de John Michell. Ce philosophe anglais suggéra, dans ce qu'on pourrait appeler un article fondateur, cette idée que les séismes sont en réalité un mouvement des strates de la croûte terrestre qui génère des ondes se propageant dans la Terre.

La sismologie, ou l'étude des séismes prenait alors forme petit à petit : Robert Mallet estima la profondeur du Grand tremblement de Terre du Royaume de Naples (aujourd'hui localisé dans la région de la Basilicata) en 1857 autour de 12km ; Bunjiro Koto, géologue japonais, est le premier à faire le lien entre un séisme et l'observation d'une faille en surface suite au séisme de Nobi en 1891. Séisme qui rendra célèbre la loi d'Omori du sismologue japonais Fusakichi Ōmori qui prédit le nombre de répliques d'un séisme en fonction du temps ; Ernst von Rebeur-Paschwitz observe pour la première fois à Potsdam, en Allemagne, le passage d'une onde à distance dite **télésismique** (la distance source sismique - récepteur est $> 1000\text{km}$) après un séisme dans la région de Tokyo, au Japon, en 1889.

Cette science permet également d'osculer l'intérieur de notre planète : au tout début du XX^{ème} siècle, le géologue britannique, Richard Oldham, découvre en 1906 l'existence d'un noyau liquide ; Andrija Mohorovičić, sismologue mais également météorologue croate, découvre en 1909 la discontinuité à la base de la croûte qui portera son nom ; Inge Lehman,

sismologue danoise, en 1936 démontra l'existence d'une graine solide dans le noyau de la Terre.

Toutefois, on remarque dès les années 1930 que certains tremblements de terre se produisent jusqu'à environ 600 km de profondeur. Les séismes ne sont pas restreints à la partie superficielle du globe, c'est à dire à une profondeur supérieure à 30 ou 60 km selon les endroits, correspondant à ce que l'on appelle la lithosphère. Ces séismes profonds ne peuvent être expliqués que par l'existence d'un matériau rigide enfoncé dans le manteau terrestre. Kiyoo Wadachi, un sismologue japonais à l'Observatoire central de météorologie (futur JMA en 1956), a remarqué que les foyers de ces tremblements de terre se localisent en suivant un plan incliné. Ce plan, qui portera son nom, sera interprété plus tard comme la trace de la lithosphère océanique plongeant dans le manteau formant ainsi une zone de subduction.

La sismologie et plus généralement notre connaissance du comportement de la Terre ont, depuis lors, grandement évolué notamment grâce à des instruments toujours plus sophistiqués, à des réseaux de sismomètres toujours plus grands, toujours plus dense et à l'apport de la géodésie notamment. Tout l'enjeu aujourd'hui est d'exploiter la mine d'or que représentent les bases de données sismologiques, des centaines de GigaBytes regorgeant d'indices, de séismes qui peuvent nous permettre de comprendre l'état d'une faille, si elle se déstabilise, si elle est active, etc.. Cependant, beaucoup reste à faire pour approfondir notre compréhension de ce que l'on appelle le cycle sismique : la période de chargement d'une faille, lorsqu'elle rompt puis lorsqu'elle se charge à nouveau. On décompose aujourd'hui une faille comme des zones pouvant glisser « librement », d'autres épisodiquement et d'autres qui résistent pour un temps, des mois, des années voir des centaines d'années. On les appelle aspérités et ne semblent attendre qu'une petite pichenette pour se libérer et déclencher un tremblement de Terre.

Si prédire les séismes semble encore un doux rêve, il nous est aujourd'hui possible d'identifier les régions d'une zone de subduction qu'il faut craindre, de par son histoire sismique et à sa géodynamique (vitesse de convergence des plaques, déformation de la région, etc..). Cependant on ne saurait dire quand et comment se produira le séisme qui soulagera l'interface de subduction. Une interface que l'on apprend peu à peu à connaître : les différences qui existent entre chaque subduction, leurs propriétés frictionnelles en fonction de la profondeur, etc... On sait aujourd'hui que les contraintes liées au chargement tectonique ne sont pas uniquement relâchées par des séismes mais également par des glissements transitoires suffisamment lents pour être asismiques (qui ne produisent pas d'onde) sur l'interface entre les deux plaques. Ces événements semblent être intimement liés aux séismes et les dernières années ont montré qu'ils semblent être beaucoup plus nombreux à l'approche d'un grand séisme.

Dans cette thèse, il s'agira d'étendre notre compréhension de ces phénomènes transitoires : extraire un maximum d'informations d'imposantes bases de données sismologiques dans le but d'obtenir des catalogues de sismicité plus complets ; analyser et caractériser cette sismicité, différencier les interactions entre séismes à différentes échelles spatiales et temporelles ; quantifier de potentielles interactions sismiques-asismiques avant et pendant un séisme de subduction. Le Chili est en ce sens un formidable terrain de jeu pour une thèse,

offrant ainsi un accès direct à zone sismogène, de par la proximité des côtes et de la fosse ($< 200\text{km}$). Avec une moyenne d'un séisme de magnitude $M \geq 8.0$ tous les 10 ans, il s'agit d'une des zones de subduction les plus actives et dangereuses du globe. Mais l'histoire sismique du pays de Violetta Parra ne se résume pas seulement à ses grands séismes, elle est aussi caractérisée par une activité profonde intense et une activité crustale non sans risque pour la population. Enfin l'interface entre les plaques Nazca et Sud-américaine ne semble pas complètement couplée contrairement à ce qui était imaginé il y a encore quelques années et semble glisser de façon transitoire.

Ce manuscrit est divisé en trois grandes parties dont la première introduira plus en détails les problématiques soulevées ici à l'échelle des zones de subduction puis à celle du Chili. La seconde partie de cette thèse concernera les méthodes de construction de catalogues de sismicité, en passant en revue des quelques algorithmes de détection et de localisation de séisme utilisés au cours de ce doctorat. Enfin la troisième et dernière partie s'articulera autour de deux cas d'étude : (1) l'essaim sismique de Valparaiso, dans la région centrale du Chili, survenu quelques jours en Avril 2017 ; (2) La phase préparatoire du séisme d'Iquique du 1^{er} Avril 2014, située au nord du pays et caractérisée par l'occurrence de plusieurs essaims sismiques et de glissements lents. Enfin, je synthétiserai mes observations et mes interprétations afin de tenter de conclure un travail qui est toutefois loin d'être terminé.

Chapitre 1

Bestiaire sismologique en zone de subduction

1.1	La tectonique des plaques	25
1.2	Les zones de subduction.....	27
1.3	À l'interface entre deux plaques.....	29
1.3.1	Quel modèle mécanique?	29
1.3.2	Les manifestations d'un glissement transitoire.....	33
1.3.3	Une interface segmentée	37
1.4	L'activité sismique de la plaque plongeante.....	39
1.4.1	Des séismes <i>outer-rise</i> et le couplage de l'interface	39
1.4.2	Les séismes de profondeurs intermédiaires	40
1.4.3	Les séismes <i>slab-pull</i> , <i>slab-puch</i> et le couplage de l'interface	42
1.5	L'interaction entre séismes	42
1.5.1	Déclenchement statique	43
1.5.2	Déclenchement dynamique	44
1.6	Problématiques actuelles liées aux zones de subduction	45

L'initiation d'un séisme est un phénomène complexe, toutefois cela nécessite trois ingrédients de base : deux blocs en contact, de la friction et un forçage (Figure 1.1). On peut résumer la vie d'une **faille**, c'est à dire la zone de contact entre les blocs, en trois parties : la phase intersismique, la phase co-sismique et la phase post-sismique. C'est ce qu'on appelle communément le **cycle sismique** (Figure 1.1). Au cours de la première phase, les contraintes sont accommodées et la faille reste bloquée mais le forçage appliqué aux blocs les déforme. Cette déformation, élastique, peut être mesurable à la surface grâce à une multitude d'instruments géodésiques (GPS, InSAR¹, inclinométrie, etc..). Cette première phase peut durer plusieurs années voir quelques centaines d'années. Cela dépend notamment des contraintes imposées ou par exemple de la résistance des roches du système. Lorsque les contraintes ne peuvent plus être supportées, le plan de faille se déstabilise : c'est la nucléation du séisme. C'est le début de la phase co-sismique qui ne durera que quelques secondes voir quelques minutes pour les plus grand séismes. La rupture se propage très rapidement ($> 3km.s^{-1}$) et permet le relâchement des contraintes et ainsi de rattraper le glissement accumulé lors de la phase intersismique. La phase post-sismique, qui commence une fois la rupture terminée, va durer quelques jours, voir quelques années, après le séisme principal. C'est une période où la relaxation des contraintes continuent à travers ce que l'on appelle l'afterslip : un glissement de l'interface de la faille après le séisme. Cette phase prend fin lorsque les contraintes, imposées par le forçage tectonique, s'accumulent de nouveau : c'est une nouvelle phase intersismique qui commence.

Un modèle simple que l'on appelle **stick-slip** (Brace and Byerlee 1966), stick pour la période *intersismique* de chargement élastique et *slip* pour le séisme (Figure 1.1) peut décrire simplement ce type de rupture. Or, si l'on considère ce modèle très simple d'un chargement tectonique constant et d'un couplage parfait entre les deux blocs le long de la faille, il serait possible de prévoir le prochain séisme. Malheureusement, cela n'est jamais aussi simple mais heureusement pour nous, sismologues. En effet, si l'on peut supposer que le chargement tectonique est bel et bien constant à l'échelle d'une ou plusieurs générations de sismologues, le couplage des deux blocs est rarement parfait, en particulier le long de l'interface d'une zone de subduction. En plus de pouvoir évoluer avec le temps, certaines zones peuvent glisser plus que d'autres, de façon stable ou épisodique. Ainsi, pour obtenir une image proche de la réalité, il faut tenir compte des contraintes tectoniques et de la nature des blocs (la réponse à la déformation, etc..) mais aussi ce qui peut avoir un impact sur les propriétés frictionnelles de la faille : la topographie de la plaque subductée (monts sous-marins, ridges, crevasse, failles, etc..), la présence de fluides, les réactions pétrologiques des roches avec l'eau, la température, l'histoire du glissement de la faille, etc.. S'il est difficile, encore à l'heure actuelle, de connaître avec exactitude tous les paramètres qui contrôlent le couplage de l'interface, les manifestations d'un relâchement de contrainte sont bien connues et forment en plus des séismes *classiques* un réel bestiaire sismologique.

1. **InSAR** : Interferometric synthetic aperture radar, une technique radar utile pour comparer les déplacements du sol avant et après un séisme notamment.

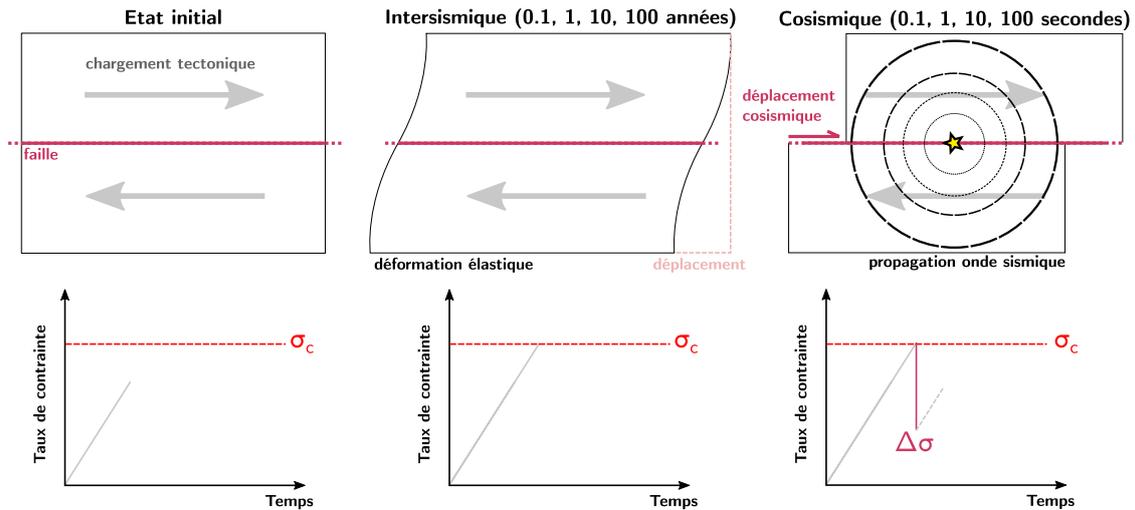


Figure 1.1 – Exemple de cycle sismique simple. Ce schéma permet d'appréhender la vie d'une faille, de la phase intersismique où le chargement tectonique impose une déformation élastique des blocs de part et d'autre de la faille qui résiste au glissement. Cette période peut durer de quelques jours à quelques centaines d'années. La phase cosismique correspond à un glissement brutal des deux blocs l'un par rapport à l'autre en l'espace de quelques secondes, voir quelques minutes, ce qui occasionne l'émission d'ondes sismiques. Le chargement tectonique imposé sur la faille induit une accumulation des contraintes et une déformation élastique de part et d'autre de l'interface. Dans un cas simple comme celui-ci, lorsque que les contraintes sont trop importantes et atteint une contrainte seuil σ_c , le séisme se produit permettant une chute des contraintes emmagasinées $\Delta\sigma$.

1.1 La tectonique des plaques

Si la théorie de la tectonique des plaques est aujourd'hui admise par toute la communauté scientifique, elle est encore relativement jeune car datant des années 1960. Cette théorie décrit la segmentation de la lithosphère - c'est à dire de la croûte terrestre et de la partie rigide du manteau supérieur - sous forme de plaques de plusieurs centaines, milliers de kilomètres de large reposant sur l'asthénosphère, partie ductile du manteau supérieur car plus chaud. On peut aujourd'hui identifier quinze plaques principales, auxquelles se rajoutent quelques cinquantes plaques de plus petite taille. Elles sont en mouvement car entraînées par les mouvements de convection qui animent le manteau terrestre et qui permettent à la Terre de dissiper sa chaleur interne vers la surface. Leurs déplacements, de l'ordre de plusieurs centimètres par an et par endroit, s'effectuent le long d'un type de faille appelé logiquement frontières de plaques. À l'instar de toutes autres failles, les frontières de plaques témoignent d'un mouvement des blocs de part et d'autre de celles-ci : si ils convergent, la faille est dite inverse ; s'ils divergent, la faille est dite normale ; enfin les blocs peuvent coulisser l'un par rapport à l'autre dans le plan horizontal, la faille est dite transformante (Figure 1.2).

La découverte de la tectonique des plaques ainsi que de leurs frontières furent une vraie révolution dans le monde des géosciences puisque pendant des siècles, la théorie fixiste était alors indiscutée. La Terre devait être rigide, stable et immuable. Il fallait bien admettre cependant quelques mouvements verticaux pour expliquer la formation des montagnes ou celle des volcans : la Terre se contracte... En 1596, Abraham Ortelius fait pourtant remar-

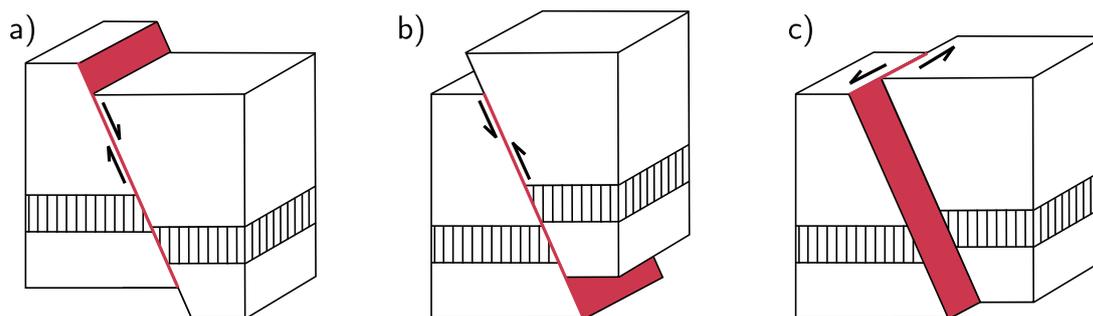


Figure 1.2 – Les différents types de failles. Il existe trois différents types de faille selon le sens du déplacement des blocs (flèches noires) : a) normale ; b) inverse ; c) décrochante (ou transformante). Les deux premiers types de faille induisent un mouvement vertical tandis que le dernier induit un mouvement horizontal. Dans la nature, il est possible de rencontrer une faille qui au moment d'un séisme présente à la fois un mouvement vertical et horizontal. Footwall et Hangingwall sont les termes anglais désignant les deux blocs de part et d'autre de la faille.

quer dans son ouvrage *Thesaurus geographicus* l'étrange similitude entre les côtes ouest africaines et est sud-américaines. Il fallut attendre 1908 et 1912 pour que Frank Taylor, géologue américain et Alfred Wegener, astronome allemand, proposent l'idée de la dérive des continents. Ce dernier proposa qu'un supercontinent se serait disloqué, dont les fragments dérivent encore aujourd'hui. Pour corroborer son hypothèse, il s'appuyait sur la morphologie des continents, des données paléoclimatiques (évidence de glaciation aux mêmes époques) et paléontologiques (mêmes fossiles de faune et de flore). Si les scientifiques, à l'époque, semblent accorder du crédit à l'hypothèse de la dérive des continents, ils débattent encore sur son moteur. Qu'elle est cette force si puissante qu'elle mettrait en mouvement l'écorce terrestre ? Est-ce l'effet de marée causé par la Lune ? La force centrifuge ? La force d'Eötvös ? Rien ne semble pourtant suffisant...

En 1945 Arthur Holmes, un géologue britannique, propose un modèle plausible de convection mantelique. Puis une étape décisive est franchie lorsqu'en 1962 un géologue américain du nom de Harry Hess expose sa théorie de l'expansion du fond océanique. Pour cela, il se base sur des données de flux de chaleurs et de datation du plancher océanique. La croûte océanique créée au niveau des dorsales par des courants ascendants de matériel chaud venant des entrailles de la Terre. Elle serait ensuite engloutie au niveau des fosses océaniques par des courants descendants, tandis que la croûte continentale, à cause de sa légèreté, est condamnée à dériver à la surface de la Terre. Finalement, ce fut à la fin des années 1960 que la notion de plaques fut complètement admise par la communauté scientifique grâce aux travaux du géodynamicien français Xavier Le Pichon. Celui-ci proposa un modèle à 6 plaques ainsi qu'une description de leurs mouvements depuis 120 millions d'années. On put alors associer la présence de séismes aux frontières de plaques notamment aux zones de subduction où la croûte océanique plonge sous la croûte continental (Figure 1.3).

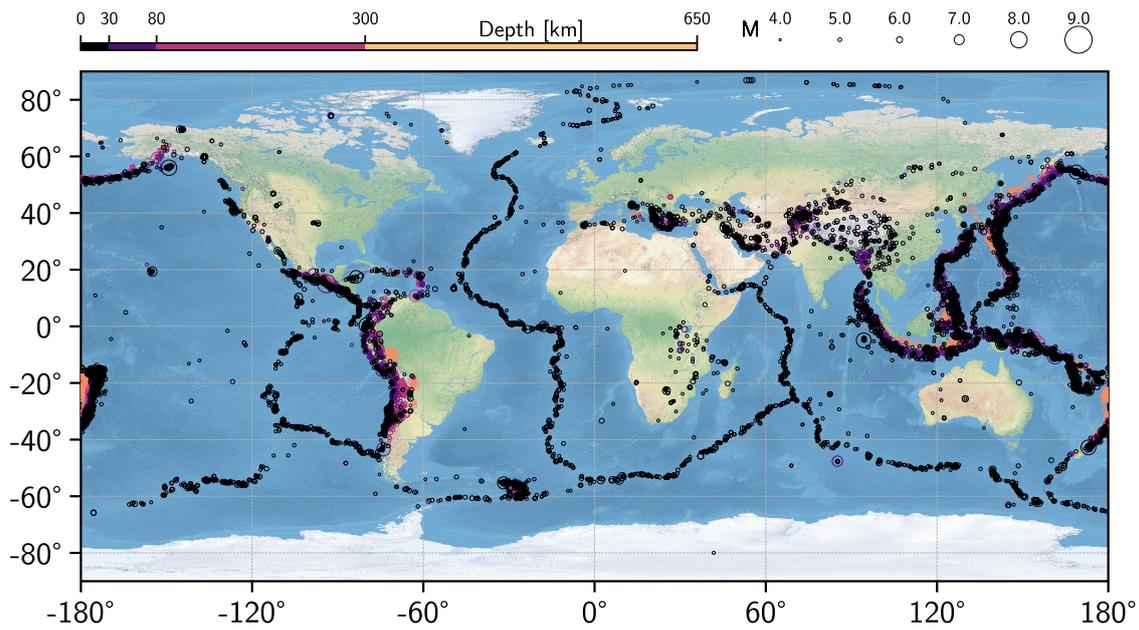


Figure 1.3 – Sismicité mondiale Octobre 2015 - Octobre 2018. Les séismes mondiaux ayant eu lieu au cours de ma thèse et répertoriés par l'USGS dont la magnitude est $M \geq 4.0$. La couleur des cercle indique la profondeur du séisme tandis que sa taille indique sa magnitude. La délimitation des plaques tectoniques est mise en évidence notamment aux zones de subduction (Chili, Japon, Indonésie, etc.) ainsi qu'aux dorsales océaniques.

1.2 Les zones de subduction

Une zone de subduction est un endroit où deux plaques tectoniques convergent et l'une d'entre elles plonge sous l'autre et pénètre le manteau terrestre. On peut distinguer trois grandes forces motrices de la tectonique des plaques : (1) la force de poussée exercée au niveau des dorsales océaniques, là où le plancher océanique est nouvellement formé (**ridge-push**) ; (2) les forces de traction associées au poids de la plaque plongeante elle-même (**slab-pull**) ; (3) la force de succion que peuvent imposer les flux manteliques sur la plaque plongeante. [Conrad and Lithgow-Bertelloni \(2004\)](#) ont par ailleurs estimé que la poussée exercée par les dorsales ne représentait qu'environ 5 à 10% du bilan de force total. La lithosphère océanique fraîchement formée au niveau des dorsales est peu épaisse et peu dense, ce qui s'explique par la faible profondeur de l'isotherme 1300°C , la température séparant la lithosphère de l'asthénosphère. A mesure que l'on s'éloigne de l'axe de la dorsale, la plaque se refroidit, la profondeur de l'isotherme 1300°C augmente et des sédiments se déposent sur le plancher océanique. Ainsi la plaque s'épaissit et se densifie. Arrivée aux abords d'une zone de subduction, la plaque océanique (qui peut également être continentale : la convergence Inde-Eurasie formant la chaîne de montagne himalayenne) plonge sous une croûte continentale ou océanique. Elle plonge car elle est plus dense que la plaque chevauchante ou que le manteau sous-jacent.

Une fosse océanique étroite et profonde existe tout le long de la bordure où une plaque commence à s'enfoncer sous l'autre. C'est d'ailleurs à ces endroits que le fond des océans atteint des profondeurs records : la profondeur de la fosse des Mariannes, délimitant la subduction de la plaque Pacifique et Philippine, a été estimée en 1960 à quelques 10 916m.

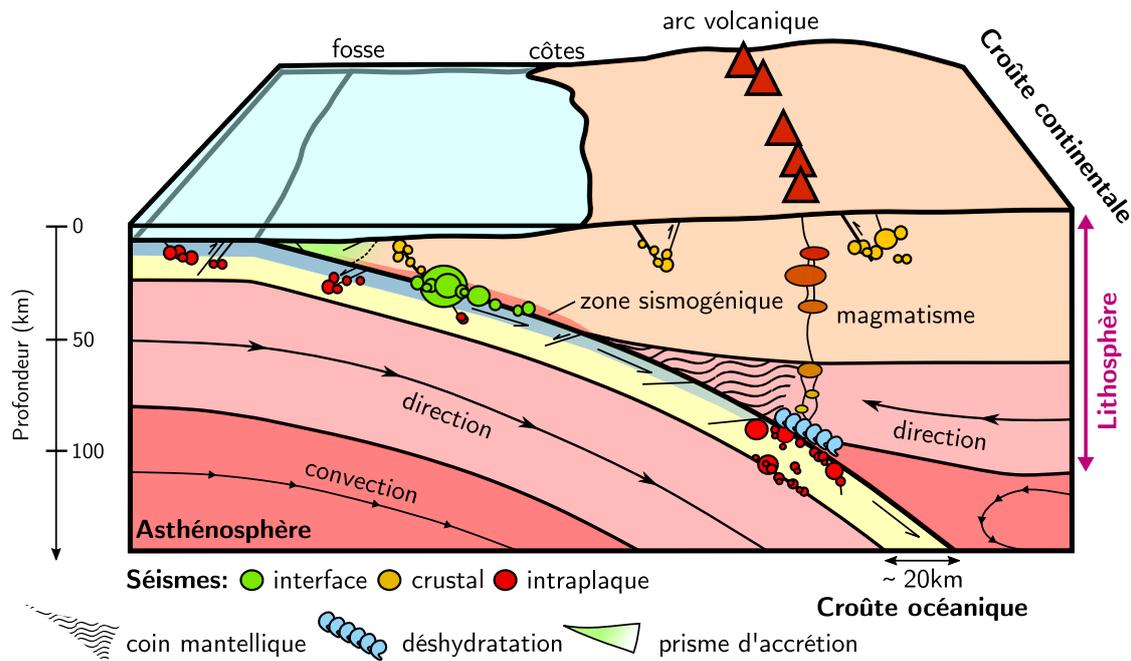


Figure 1.4 – Schéma d'une zone de subduction.

Les zones de subduction à travers le monde partagent certaines des caractéristiques présentées sur ce schéma mais pas toutes.

Un exploit réalisé par Jacques Piccard et Don Walsh à bord du Trieste, un bathyscaphe construit spécialement pour supporter les pressions monstrueuses de ces profondeurs : plus de 1000 fois supérieure qu'en surface. Lorsque la plaque plongeante entre en subduction, la couche de sédiments la surplombant va être en grande partie "rabotée" par la plaque supérieure et s'accumuler devant la fosse, c'est ce qu'on appelle le prisme d'accrétion. Celui-ci est considérablement plissé et consiste en une superposition en écaillés de couches sédimentaires. La déformation imposée aux prismes crée des failles en son sein de type inverse, témoignant du raccourcissement important subi.

Les plaques subductées sont principalement constituées de minéraux hydratés par métamorphisme hydrothermal. En raison du long séjour qu'elles ont passé au fond des océans, l'eau pénètre profondément dans la lithosphère océanique par le biais de failles. Lorsqu'elles plongent dans le manteau et atteignent des profondeurs et des températures importantes, les minéraux hydratés deviennent instables et subissent un métamorphisme important et finissent par se déhydrater (Figure 1.4). Cette eau percole alors vers la surface et abaisse le point de fusion des péridotites du manteau environnant. La fusion partielle de ces roches forme du magma qui se fraie un chemin à travers la lithosphère, celui-ci est moins dense. Au cours de son ascension, il s'enrichit en divers éléments non-métaux et particulièrement en silice. Le magma formé est visqueux et il sera à l'origine de roches magmatiques plutoniques en formant des plutons s'il n'atteint pas la surface. En revanche, s'il l'atteint, il sera à l'origine d'un volcanisme de type explosif. Ce volcanisme sera d'autant plus violent que le magma sera visqueux. Les volcans de subduction s'alignent, en général, parallèlement à la zone de subduction, à une distance d'environ 200 km de la frontière entre les deux

plaques, c'est ce que l'on appelle l'arc volcanique. Les volcans de la cordillère des Andes ou des Antilles en sont un parfait exemple.

Les frontières de plaque et en particulier les zones de subduction sont les failles aux plus grandes dimensions : elles peuvent être longues de plusieurs milliers de kilomètres, tandis que la largeur du contact entre les deux plaques convergentes peut mesurer jusqu'à 200-300km. Cette interface de part sa taille est un lieu propice aux très grands tremblements de Terre (Figure 1.4) et d'où environ 90% de l'énergie sismique libérée sur Terre est issue (Pacheco and Sykes 1992). Les plus grands séismes documentés ont eu lieu sur l'interface d'une zone de subduction : au Chili en 1960, dont la magnitude est aujourd'hui estimée à 9.5 soit une libération d'énergie presque 30 fois plus importante que le plus grand essaim nucléaire russe, la Tsar Bomba ; en Alaska en 1964 d'une magnitude 9.2, à Sumatra le 24 décembre 2004, magnitude 9.0 ou plus récemment dans la province de Tohoku dans l'Est du Japon le 11 Mars 2011, magnitude 9.1. Ces très grands séismes, qui rompent complètement l'interface engendrent généralement un **tsunami**. Cette vague est créée lorsque que la rupture se propage jusqu'à la fausse et génère un déplacement verticale de la colonne d'eau. La sismicité d'une zone de subduction ne se résume toutefois pas à ce genre de mega-séismes mais peut être classifiée en trois groupes selon sa localisation : **la sismicité d'interface**, produite sur la faille séparant les deux plaques, **la sismicité intraplaque**, située au sein de la plaque plongeante et enfin **la sismicité crustale** de la plaque supérieure. Les lignes qui suivent sont l'occasion de détailler deux types de sismicité sur lesquels nous nous sommes particulièrement penchés : la sismicité d'interface et celle de la plaque plongeante.

1.3 À l'interface entre deux plaques

Tous les ingrédients nécessaires à la génération d'un séisme sont réunis à l'interface des deux plaques d'une zone de subduction. Parce que la friction qui s'oppose aux mouvements des plaques n'est pas homogène le long de l'interface et dépend de multiples paramètres (température, fluides, etc.), le relâchement des contraintes accumulées au cours du cycle sismique peut être relativement différent selon où l'on se situe sur l'interface. Comment une région pourrait-elle glisser librement tandis qu'à quelques kilomètres de là le glissement ne s'effectue que par à coup ?

1.3.1 Quel modèle mécanique ?

Pour décrire la mécanique qui régit le cycle sismique d'une zone de subduction et plus particulièrement son interface, on utilise aujourd'hui les lois de frictions issues du modèle appelé **rate-and-state**. Il est nommé ainsi puisqu'il décrit les variations du frottement à l'interface entre deux blocs en fonction de la vitesse de glissement (slip-rate) et de l'état de la faille (state) ou son histoire de glissement. On peut représenter le contact entre deux plaques par le modèle simple d'un patin rigide (Figure 1.5a), tenu et tiré par un ressort (le forçage), et posé sur une surface immobile (le contact et la friction), puisque les forces exercées sur le système sont équivalentes en réalité à la convergence entre les plaques.

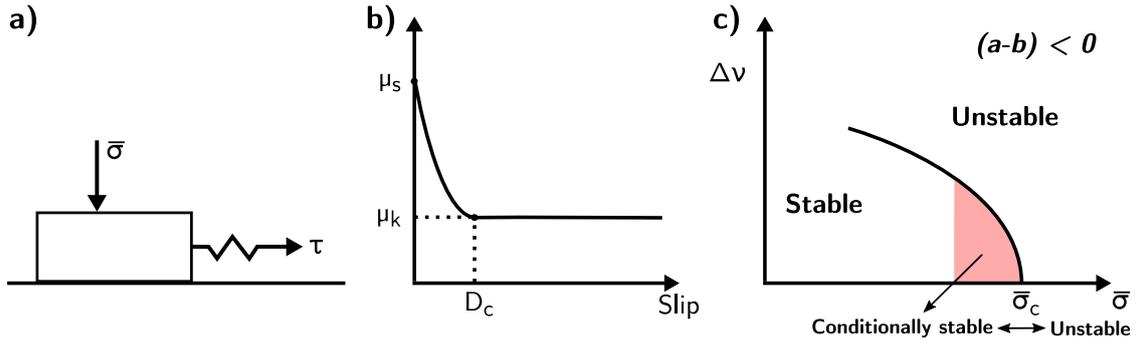


Figure 1.5 – Coefficient de friction et domaines de stabilité d'un système décrit par le modèle rate-and-state. a) Modèle du patin reposant sur une surface fixe et tiré par un ressort. b) Coefficient de friction en fonction du glissement. Dans un modèle simple, μ chute instantanément de μ_s à μ_d , mais en générale, cela arrive après un glissement de D_c . c) Les domaines de stabilité du système, lorsque $(a-b) < 0$, en fonction du saut de vitesse et de la contrainte normale effective. Lorsque $\bar{\sigma}$ s'approche de $\bar{\sigma}_c$, un léger saut de vitesse permet de destabiliser le système. Figures modifiées d'après [Scholz \(1998\)](#) et [Kanamori and Brodsky \(2004\)](#).

En considérant un tel modèle, lorsque la contrainte cisailante, appelée τ , est suffisante, c.à.d. $\tau \geq \mu_s \bar{\sigma}$ où $\bar{\sigma}$ et μ_s sont respectivement la contrainte normale effective (contrainte normale appliquée moins la pression de pore) et le coefficient de friction statique, le patin peut glisser sur l'interface. Cependant le coefficient de friction statique μ_s ne chute pas instantanément au coefficient de friction dynamique μ_d , il est nécessaire d'introduire une distance D_c permettant cette transition ([Kanamori and Brodsky 2004](#)) (Figure 1.5b). De plus, la dynamique du glissement dépend grandement des propriétés frictionnelles de l'interface. Basé sur les expériences en laboratoire de [Dieterich \(1979\)](#) et [Ruina \(1983\)](#) notamment, le modèle de rate-and-state décrit le coefficient de friction μ comme :

$$\mu = \mu_0 + a \ln(\nu) + b \ln(\theta) \quad (1.1)$$

ici ν est la vitesse de glissement tandis que a et b sont des constantes dépendantes des matériaux constituant le système (la rugosité de l'interface ou l'élasticité et la température des blocs par exemple), θ est la variable d'état qui témoigne de l'histoire du glissement de la faille. Si l'équation 1.1 fut déterminée de façon empirique, il est possible de relier ses termes à des processus physiques réels : $a \ln(\nu)$ représente la résistance au glissement et la dépendance du coefficient de friction à la vitesse ν , il s'agit en réalité d'un effet visqueux dont l'origine vient des aspérités et irrégularités microscopiques de la surface de glissement ; $b \ln(\theta)$ décrit plutôt un processus d'adhésion et de reconsolidation (*healing*) qui croît logiquement avec le temps. La variable d'état θ est gouvernée par l'équation différentielle suivante :

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{\theta\nu}{D_c} \quad (1.2)$$

Ainsi, si aucun glissement ne se produit sur l'interface, $\nu = 0$ ainsi $\frac{d\theta}{dt} = 1$ d'après l'équation 1.2 alors $\theta \propto t$, la variable d'état est proportionnel au temps de contact depuis le dernier

glissement. En revanche, si on considère une vitesse de glissement stationnaire (*steady-state*), $\frac{d\nu}{dt} = 0$, alors l'équation 1.2 peut s'intégrer comme :

$$\theta = \frac{D_c}{\nu} + \left(\theta_0 - \frac{D_c}{\nu} \right) \exp \left(-\frac{\nu(t-t_0)}{D_c} \right) \quad (1.3)$$

Ici θ_0 est la valeur de θ à $t = t_0$. Considérons le système à l'état initial où $\nu = \nu_0$ et un saut de vitesse permettant de passer de ν_0 à ν_1 à $t = t_1$. Pour $t < t_1$ on a une vitesse constante ce qui implique d'après l'équation 1.2 que $\theta_{t < t_1} = \frac{D_c}{\nu_0}$. D'après l'équation 1.1, le coefficient de friction quand $t < t_1$ est :

$$\mu_{t < t_1} = \mu_0 + a \ln(\nu_0) + b \ln \left(\frac{D_c}{\nu_0} \right) \quad (1.4)$$

Puis lorsque $t \geq t_1$:

$$\begin{aligned} \theta_{t \geq t_1} &= \frac{D_c}{\nu_1} + \left(\theta_{t < t_1} - \frac{D_c}{\nu_1} \right) \exp \left(-\frac{\nu_1(t-t_1)}{D_c} \right) \\ &= \frac{D_c}{\nu_0} \left[\frac{\nu_0}{\nu_1} + \left(1 - \frac{\nu_0}{\nu_1} \right) \exp \left(-\frac{\nu(t-t_1)}{D_c} \right) \right] \end{aligned} \quad (1.5)$$

$$\mu_{t \geq t_1} = \mu_0 + a \ln(\nu_1) + b \ln(\theta_{t \geq t_1}) \quad (1.6)$$

Et en introduisant les équations 1.4 et 1.5 dans l'équation ci-dessus, on obtient alors :

$$\begin{aligned} \mu_{t \geq t_1} &= \mu_{t < t_1} - a \ln(\nu_0) - b \ln \left(\frac{D_c}{\nu_0} \right) + a \ln(\nu_1) + b \ln(\theta_{t \geq t_1}) \\ &= \mu_{t < t_1} + a \ln \left(\frac{\nu_1}{\nu_0} \right) + \ln \left[\frac{\nu_0}{\nu_1} + \left(1 - \frac{\nu_0}{\nu_1} \right) \exp \left(-\frac{\nu(t-t_1)}{D_c} \right) \right] \end{aligned} \quad (1.7)$$

Finalement pour $t \rightarrow \infty$, le coefficient de friction devient :

$$\begin{aligned} \mu_{t \geq t_1} &= \mu_{t < t_1} + a \ln \left(\frac{\nu_1}{\nu_0} \right) + b \ln \left(\frac{\nu_0}{\nu_1} \right) \\ &= \mu_{t < t_1} + (a - b) \ln \left(\frac{\nu_1}{\nu_0} \right) \end{aligned} \quad (1.8)$$

Ainsi la différence $(a - b)$ définit les domaines de stabilité du système :

- (1) $(a - b) > 0$ la friction augmente avec le glissement, la résistance à celui-ci sera plus importante, on appelle ce comportement **velocity-strengthening**. Le glissement du patin sera stable et continu, ne générant pas d'onde sismique, ce qui pourrait permettre d'expliquer les glissements asismiques. Notons qu'aucun séisme ne peut ainsi naître dans ce domaine. Quant à la propagation d'une rupture, elle y serait interrompue rapidement ;
- (2) $(a - b) < 0$ la résistance au glissement est de plus en plus faible ce qui permet une accélération de celui-ci. On appelle ce comportement instable **velocity-weakening** et ce domaine permet d'expliquer les ruptures sismiques. Dans ce cas de figure, le patin peut glisser de façon stable si la contrainte normale effective, $\bar{\sigma}$, est inférieure à une valeur

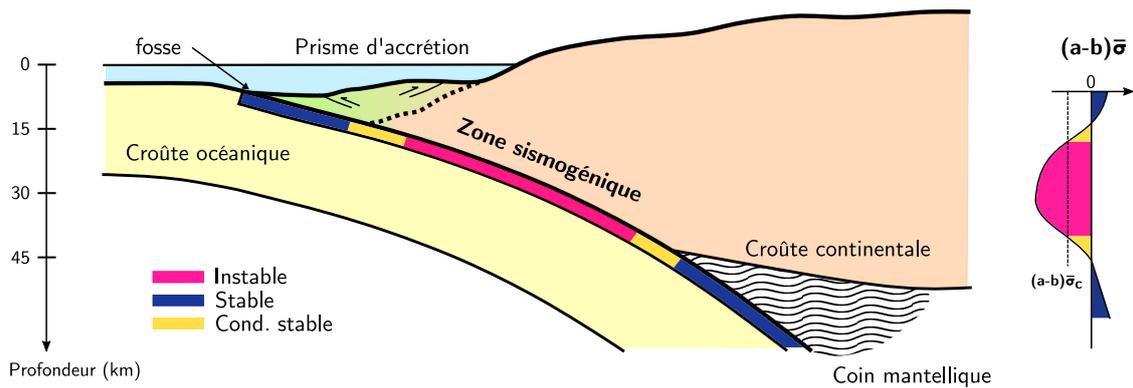


Figure 1.6 – Schéma des différents domaines de stabilité de l'interface de subduction.

Représentation des domaines de stabilité selon le modèle de rate-and-state de l'interface de subduction. Ces domaines sont sensibles du paramètre $(a-b)$ mais également de la contrainte normale effective, $\bar{\sigma}$ qui augmente avec la profondeur. Figures modifiées d'après Scholz (1998).

critique $\bar{\sigma}_c$ délimitant les domaines de stabilités (Figure 1.5c). En se rapprochant de σ_c , le glissement reste stable tant que n'est pas appliqué au système un saut de glissement trop important (*velocity-kick*), auquel cas le glissement deviendrait instable, on dit que ce sous-domaine est **conditionnellement stable**. Enfin, diverses expériences de laboratoire ont montré qu'un glissement stable peut avoir lieu dans une région de *velocity-weakening* si le patch de glissement ne dépasse pas une certaine dimension critique ($\propto \mu m$ en laboratoire et $> m$ dans la nature) auquel cas un séisme aurait lieu (Scholz 1998).

Ainsi, à l'aide du modèle de rate-and-state, Scholz (1998) (Figure 1.6) propose une première segmentation de l'interface de subduction en fonction de la profondeur avec une zone sismogénique importante entourée de deux zones de glissement stable. Le front de l'interface de subduction, c.à.d. la zone de contact entre le prisme d'accrétion et la croûte océanique, est caractérisé par une pression de confinement faible et une pression de pore élevée. Grâce à la présence de fluide en abondance ($\bar{\sigma}$ petit) et de sédiment peu consolidé, des glissements stables peuvent se produire dans cette région ($a-b > 0$) (Byrne et al. 1988, Wang and Hu 2006, Hu and Wang 2008). On retrouve ce caractère stable en profondeur, autour de 45km environ, que l'on appelle **zone de transition** car ici la température plus élevée change les propriétés frictionnelles du contact : par exemple, $(a-b)$ est négatif (instable) à température ambiante pour le granite tandis qu'il devient positif (stable) au-delà de 300°C (Stesky et al. 1974). Concernant le basalte qui constitue la croûte océanique, l'élément le plus ductile le constituant est le feldspath qui se déforme de façon plastique dès 450°C (Scholz 1988).

L'observation des différentes manifestations d'un glissement peut alors nous renseigner sur les conditions à l'interface.

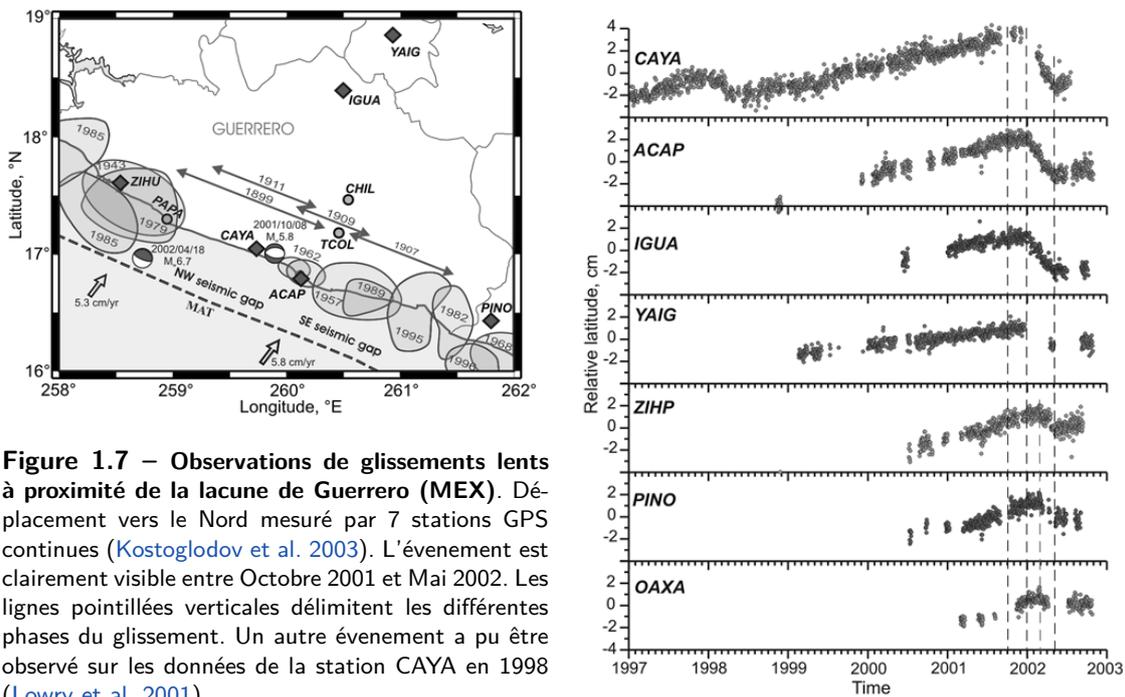


Figure 1.7 – Observations de glissements lents à proximité de la lacune de Guerrero (MEX). Déplacement vers le Nord mesuré par 7 stations GPS continues (Kostoglodov et al. 2003). L'événement est clairement visible entre Octobre 2001 et Mai 2002. Les lignes pointillées verticales délimitent les différentes phases du glissement. Un autre événement a pu être observé sur les données de la station CAYA en 1998 (Lowry et al. 2001).

1.3.2 Les manifestations d'un glissement transitoire

On définit un glissement *asismique* comme un glissement sur la faille ne produisant pas d'onde sismique. Celui-ci permet de relâcher des contraintes équivalentes à un séisme classique sur une échelle de temps beaucoup plus longue (quelques secondes contre plusieurs jours/mois). Si ce genre de glissement est suffisamment important, celui-ci occasionnera une déformation potentiellement détectable par des instruments géodésiques s'ils sont suffisamment proches (GPS, inclinomètre, ect..). Toutefois, si le saut de vitesse est suffisamment important, ces glissements lents peuvent être accompagnés par des glissements plus rapide générant des ondes basse-fréquences (LFEs) détectables à l'aide des sismomètres larges-bandes (Beroza and Jordan 1990). À la suite d'un grand séisme de subduction, il n'est pas rare de mesurer par GPS des déformations plus importantes que celles qui devraient être expliquées par le glissement occasionné par le séisme principal et ses répliques. Cela implique que le glissement a est plus important le long de la faille, c'est l'afterslip.

Ce glissement prend place principalement dans la partie basse de l'interface d'une zone de subduction, mais pas seulement car il peut également avoir lieu sur l'interface et est souvent complémentaire au glissement co-sismique. Une des premières observations de glissement asismique a été documenté par (Linde et al. 1996) grâce à des capteurs de déformations installés dans des puits de forage à proximité de la faille de San Andreas en 1992. Les auteurs ont pu observer une déformation équivalente à un séisme de magnitude 4.8 sur une durée d'une semaine et ont pu déterminer que la sismicité à proximité était cependant trop faible pour expliquer cette déformation.

On pourrait à priori penser qu'un glissement, suffisamment lent pour ne pas émettre d'onde sismique potentiellement dangereuse, permet de relâcher les contraintes accumulées lors du chargement tectonique toutefois, un tel glissement a été observé avant de nombreux séismes

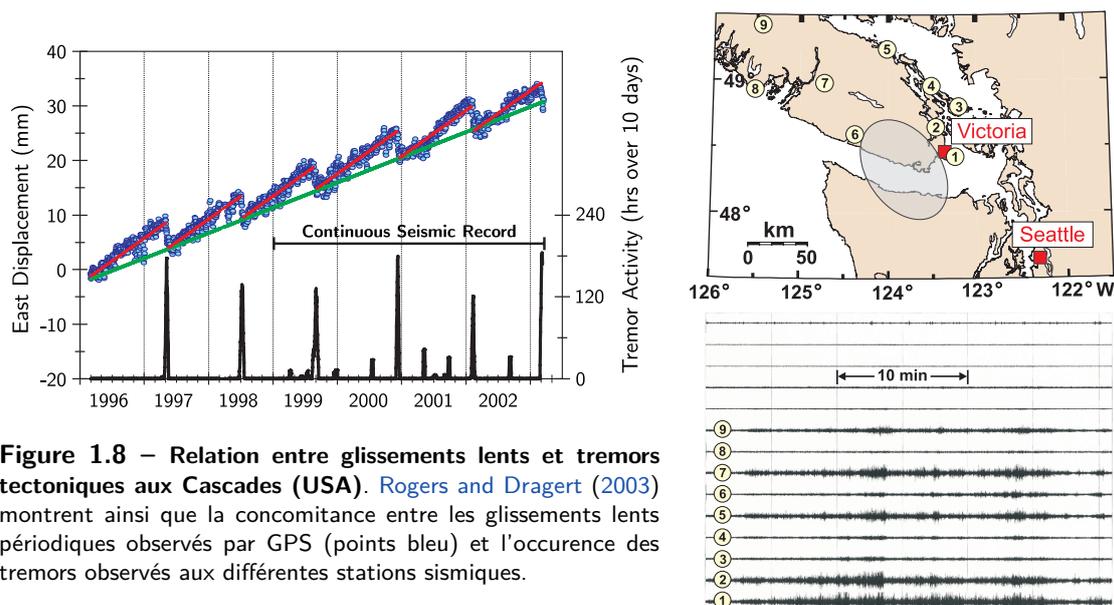


Figure 1.8 – Relation entre glissements lents et tremors tectoniques aux Cascades (USA). Rogers and Dragert (2003) montrent ainsi que la concomitance entre les glissements lents périodiques observés par GPS (points bleu) et l'occurrence des tremors observés aux différentes stations sismiques.

d'interface (e.g. Kato et al. 2012, Kato and Nakagawa 2014, Kato et al. 2016, Marsan et al. 2013b, Mavrommatis et al. 2014, Ruiz et al. 2014, Radiguet et al. 2016, Socquet et al. 2017), il n'est donc pas à exclure qu'un glissement asismique puisse "aider" au déclenchement de séisme sur l'interface et cela même si le transfert de contrainte occasionné peut sembler minime (Obara and Kato 2016).

De nouvelles observations de la sorte ont pu être faites par la suite pour plusieurs régions du monde grâce au développement de réseaux denses de GPS, notamment au Japon (Hirose et al. 1999), au Mexique (Figure 1.7) (Lowry et al. 2001, Kostoglodov et al. 2003, 2010, Brudzinski et al. 2007a) ou encore au nord-est des Etats-Unis dans la région des Cascades (Figure 1.8) (e.g. Dragert et al. 2001, 2004, Rogers and Dragert 2003). Des observations par satellite, par interférométrie InSAR, ont permis de mettre en évidence un glissement stable sur des portions de failles (e.g. Jolivet et al. 2012, 2015, Rousset et al. 2016). Les glissements lents peuvent être cependant "illuminés" à l'aide de certains signaux sismiques qui les accompagnent comme les séismes basse-fréquence, les tremors tectoniques, les essais sismiques.

Quant à la nature des roches qui permettent un glissement stable, les expériences de laboratoires semblent montrer que certains matériaux riches en argile, serpentine ou talque ont un comportement de type velocity-strengthening dans une large gamme de composition ou de température, suggérant ainsi que la composition seule peut promouvoir l'apparition de glissements asismiques (Bürgmann 2018; et références associées). Sur le terrain, Harbord et al. (2017) suggèrent que la rugosité du plan de faille peut également influencer sur la manière d'accommoder un glissement de façon stable ou instable. Il semblerait que plus la rugosité est importante, plus la faille serait amenée à glisser de façon stable.

Finalement, Bürgmann (2018) résume les quatre principaux ingrédients pour générer un glissement lent : (1) une zone de glissement stable en velocity-strengthening ; et/ou (2) un glissement stable de taille réduite dans une zone de velocity-weakening afin de ne pas destabiliser l'ensemble du système ; et/ou (3) la présence de fluide à haute pression ; et/ou

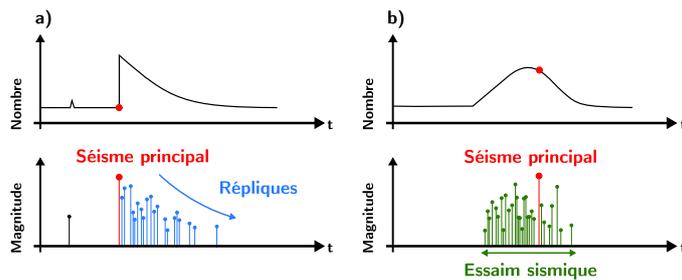


Figure 1.9 – Caractéristique temporelle d'un essaim sismique. L'activité sismique d'une région peut se résumer à une interaction séisme principal - répliques dont le nombre et la magnitude décroissent au cours du temps (modèle a). Ce n'est pas toujours le cas, les séismes peuvent sembler *désorganisés* en magnitude et en temps (modèle b).

(4) un plan de faille de rugosité importante. Sinon l'augmentation de la température et de la pression jusqu'à rendre le comportement des matériaux constituant la faille ductile suffirait à faire glisser stablement une faille.

Les tremors tectoniques

Ces événements de faible amplitude et de longue durée présentent peu de phases impulsives comme les séismes et sont plutôt caractérisés par des phases émergentes qui sont toutefois cohérentes au travers d'un réseau de stations sismiques (Figure 1.8). Leur première observation par Obara (2002) au Japon et leur localisation laissent à penser qu'ils se situent dans la zone de transition sismique/asismique et pourraient être due à la libération de fluide provenant de la plaque plongeante. Rogers and Dragert (2003) firent le lien entre glissement asismiques et tremors tectonique en comparant les catalogues de tremors et les séries temporelles GPS de la zone de subduction des Cascades au Nord-Est des Etats-Unis (Figure 1.8). Obara et al. (2004) et Obara and Hirose (2006) observèrent pour le sud-ouest Japonais, notamment sous l'île de Shikoku, une migration simultanée des sources de tremors basse-fréquences (0.5-5Hz) et de glissement lents. Ces tremors basse fréquence peuvent être assimilés à un essaim de séismes de basse fréquence causé par un cisaillement au niveau de l'interface de subduction (Shelly et al. 2007). Ainsi les tremors et les glissements lents seraient en réalité la manifestation d'un seul et unique phénomène. Audet and Bürgmann (2014) suggèrent, en étudiant la vitesse de propagation des ondes sismiques et notamment du rapport $\frac{V_p}{V_s}$ au sein de la plaque chevauchante, que l'occurrence des tremors et LFEs dans la partie profonde de la zone sismogénique et leur récurrence est contrôlée par la température, la perméabilité du milieu et la pression de fluide.

On trouve également des tremors tectoniques et des LFEs dans quelques régions du monde comme au Costa-Rica, en Nouvelle-Zélande ou au Japon et ils sont parfois accompagnés par des accès de micro-sismicité (Saffer and Wallace 2015; et références associées)

Les essaims sismiques

Il arrive que la sismicité d'interface s'agglomère en temps et en espace pour former ce que l'on appelle un essaim sismique. A l'inverse de ce que l'on observe généralement, c'est à dire un séisme principale de magnitude élevée et ses répliques de plus faible magnitude, il s'agit d'une période, généralement de quelques jours, d'activité sismique intense où l'évènement de plus forte magnitude n'apparaît pas au début de la séquence (Figure 1.9).

Les essais sismiques peuvent être déclenchés par des interactions mécaniques entre les séismes eux-mêmes ou par des forçages transitoires qui contribuent à l'augmentation ou la diminution des contraintes le long de l'interface. Ces forçages transitoires peuvent être des glissements lents aismiques, des intrusions magmatiques, des injections de fluides, et/ou des variations de pression de pore. Les déformations transitoires sont généralement observées par des instruments géodésiques. Cependant, la résolution des données GPS est limitée et il est parfois difficile de pouvoir extraire un signal cohérent à travers plusieurs stations. Une alternative intéressante est alors d'utiliser la sismologie et les événements - le plus souvent de magnitude faible $M < 3$ - constituant un essaim afin d'en étudier la nature. Effectivement, l'évolution spatio-temporelle d'un essaim en identifiant une migration par exemple peuvent être un indice quant à la présence de fluides (e.g. [Duverger et al. 2015](#)). Les caractéristiques propres aux sources des séismes qui le composent, peuvent être riches en enseignement sur le processus non détectable sismiquement. De nombreux essais sismiques ont été identifiés par le passé à travers le monde ([Holtkamp and Brudzinski 2011](#), [Holtkamp et al. 2011](#)) et semblent trahir une hétérogénéité importante de l'interface de subduction ([Holtkamp and Brudzinski 2014](#)).

Les multiplets et repeaters

Le terme **multiplet** est attribué à un groupe de deux séismes ou plus lorsqu'ils se produisent proches spatialement, peut importe la durée entre les deux événements. Notons que les événements d'un essaim sismique ne sont pas nécessairement des multiplets. Ils partagent le même mécanisme de rupture et se développent sur le même plan de faille ou dans un rayon restreint. Leur proximité implique que leurs formes d'ondes doivent être similaires à une station donnée. En effet, lors de la rupture, les ondes générées traverseront un milieu équivalent et suivront un chemin quasi-identique ([Poupinet et al. 1984](#)). Les petites différences qui subsistent entre les formes d'ondes, peuvent s'expliquer par des localisations proches mais non superposées. La magnitude peut également créer des différences notamment dans le contenu en fréquence des formes d'ondes ou dans l'amplitude des signaux. Lorsque deux multiplets présentent des signaux identiques ou très proches (à quelques stations près) on parle alors de **repeaters** ou **repeating earthquake** qui vient du caractère répétitif de la source sismique en question ([Vidale et al. 1994](#)) (Figure 1.3.2).

Les repeaters résultent de ruptures répétitives de la même asperité induites par un glissement plus ou moins continu de la région l'entourant ([Nadeau and McEvilly 1999](#)). On les surnomme également *in situ creep-meter* car plus grand sera le repeater de la sequence, plus grand sera le glissement enregistré. Ainsi leur magnitude et leur temps d'occurrence permet de quantifier le glissement lent qui les génère ([Nadeau and Johnson 1998](#), [Mavromatis et al. 2015](#)). Les repeaters semblent se produire de façon quasi-périodique sur des portions de faille en glissement stable qu'elles soient décrochantes, normales ou inverses ([Bürgmann 2018](#); et références associées). Le temps de récurrence est logiquement raccourci lorsque le glissement est accéléré comme ce fut le cas pour le séisme de Tohoku-oki ou celui d'Iquique, respectivement en 2011 et 2014 [Kato et al. \(2012, 2016\)](#).

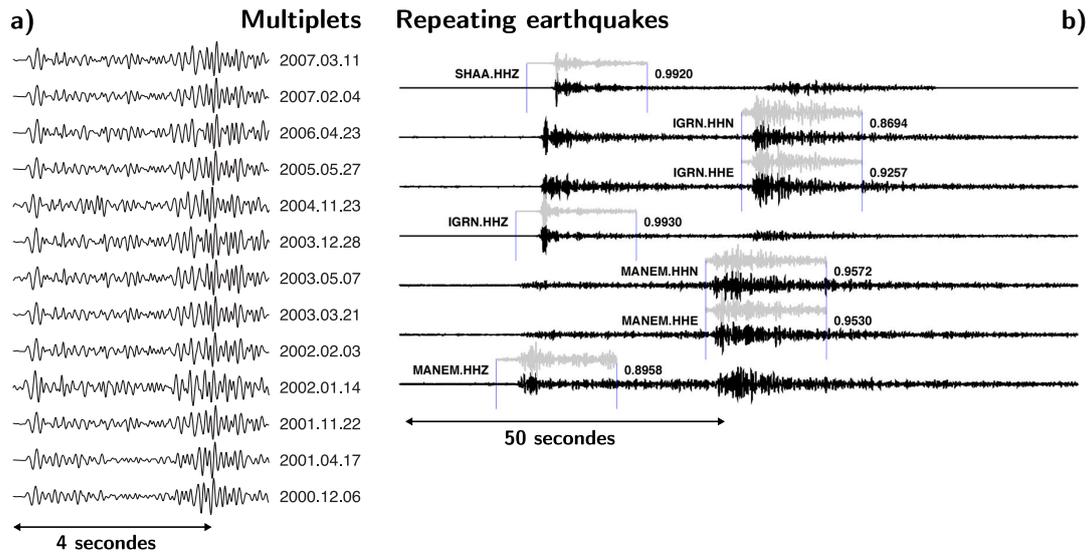


Figure 1.10 – Exemple de multiplet et de repeater. Estimer la similarité des formes d'ondes est un outil très puissant, on peut distinguer les multiplets (a) et les repeaters ou repeating earthquakes (b) par des méthodes de corrélation. On peut voir dans le cas d'un repeater des formes d'ondes dont la moyenne des coefficients de corrélation est > 0.95 . Figures issues de [Lambotte et al. \(2014\)](#) and [Li et al. \(2018\)](#).

1.3.3 Une interface segmentée

Evoquée précédemment, la convergence entre deux plaques au niveau d'une zone de subduction crée une zone de contact, une faille de grande taille. A cause des propriétés frictionnelles de l'interface, ce dernier accumule de façon hétérogène, en profondeur, les contraintes. On appelle le **couplage sismique** le rapport entre le déficit de glissement observé et le glissement long terme au cours de la phase intersismique, il est ainsi compris entre 0 et 1. Par exemple, plus le couplage sismique est fort et plus la zone de contact entre les plaques sera bloquée, ce qui signifie que celle-ci est capable d'accumuler de grandes contraintes comme lorsqu'un mont sous-marin entre en subduction ([Scholz and Small 1997](#)) (couplage ≈ 1). Inversement, plus le couplage est faible et plus cette zone glissera de façon stable (couplage ≈ 0).

L'interface de subduction est une région très complexe et de nombreux facteurs peuvent influencer la génération des séismes : la présence de fluides, de failles intraplaques ou crustales, de sédiments, du relief de la plaque plongeante, etc.. Ainsi le couplage est hétérogène sur l'interface, certaines zones peuvent glisser de façon stable, d'autres de façon épisodique qui pourront peut être évoluer en une rupture plus importante. On peut alors distinguer des **aspérités** et des **barrières**. Une aspérité est considérée comme une discontinuité des propriétés frictionnelles de l'interface ([Husseini et al. 1975](#), [Rudnicki and Kanamori 1981](#), [Lay and Kanamori 1981](#)) et est susceptible d'emmagasiner des contraintes et de les relâcher lors de glissement de type stick-slip, elle a un comportement velocity-weakening. Une barrière est également reliée à la nature du contact (propriétés frictionnelles : velocity-strengthening, géométrie de la faille) et comme son nom l'indique, elle empêche la propagation d'une rupture ([Das and Aki 1977](#), [Aki 1979](#)).

En plus de la segmentation en profondeur de l'interface, il existe également une segmenta-

de glissement sont les plus importantes. Selon [Avouac \(2015\)](#), cette région peut être décrite comme un enchevêtrement d'aspérités (*velocity-weakening*) entourées par des régions de glissement stable (*velocity-strengthening*). À mesure que ces dernières glissent de façon stable, les contraintes augmentent sur les groupes d'aspérités jusqu'au déclenchement du séisme. Lorsqu'une rupture se propage en profondeur dans la direction de la convergence, jusqu'à environ une cinquantaine de kilomètre de profondeur, le glissement est plus faible et un grand nombre d'émissions haute-fréquences sont détectées, c'est le domaine (**C**) (Figure 1.11). Ces émissions ne sont pas ou peu observées dans la région B mais ont été documentées par de nombreux auteurs pour des séismes dont les ruptures se sont effectivement propagées en profondeur comme le séisme de Tohoku de 2011 ([Koper et al. 2011](#), [Satriano et al. 2014](#), [Kurahashi and Irikura 2011](#)), celui de Maule de 2010 ([Koper et al. 2012](#)) et une de ses répliques les plus importantes ([Ruiz et al. 2013](#)), de Sumatra en 2004 ([Lay et al. 2012](#)) ou au Pérou en 2007 ([Sufri et al. 2012](#)). Elles pourraient être associées au ralentissement du front de rupture du séisme ou seraient révélatrices d'aspérités de plus petite taille. ([Madariaga 1977](#)).

La dernière partie, appelé (**D**) (Figure 1.11), correspond à ce qu'on appelle aussi la zone de transition, la fin de la zone sismogénique, où le glissement entre les plaques se fait de façon asismique. Cela est permis à cause de la température et la pression atteintes à ces profondeurs. Ce domaine n'est pas commun à toutes les zones de subduction est semble relié à l'âge de la plaque plongeante ([Wada et al. 2008](#)). Il se caractérise notamment par la présence de **glissements asismiques**, de **tremors tectoniques** et des **séismes basse-fréquence** (section 1.3.2).

1.4 L'activité sismique de la plaque plongeante

La sismicité d'une zone de subduction ne se restreint pas à l'interface mais peut naître à l'intérieur même de la plaque subductée, depuis la zone à l'avant du front de subduction (**outer-rise**) et à des profondeurs au delà de 80-100km (dits de profondeurs intermédiaires) jusqu'à environ 600km de profondeur. Les séismes ayant lieu en profondeur peuvent être de deux types en compression (**slab-push**) ou en extension (**slab-pull**) dans la direction du plongeon de la plaque

1.4.1 Des séismes *outer-rise* et le couplage de l'interface

Dans le cas de la subduction d'une plaque océanique (par exemple plaque Nazca, Cocos, etc.), le plancher océanique est strié de failles créées lors de la formation de la croûte océanique, qui peuvent générer des séismes. La sismicité au delà de la fosse (**outer rise seismicity**) peut donner quelques indices sur le couplage entre les deux plaques à l'interface de subduction. On peut distinguer deux types de rupture au sein des failles se situant avant l'interface : en compression (inverse) et en extension (normal). Si le couplage de l'interface est faible, la plaque plonge au rythme de la convergence mais celle-ci est déformée, elle fléchit pour pénétrer dans le manteau. Cette flexure de la plaque subductée entraîne d'importantes forces de tension à l'intérieur de la plaque. Tandis qu'en profondeur les forces sont en compression ([Chapple and Forsyth 1979](#)). Lorsque l'interface est

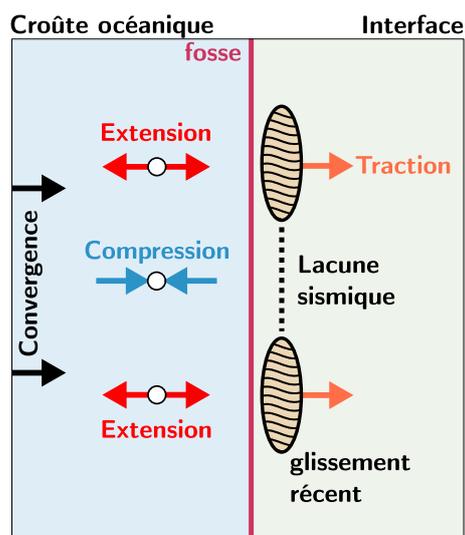


Figure 1.12 – Schéma du couplage sismique et son lien avec les séismes outer-rise. Cette représentation idéalisée de l'interface de subduction permet de mettre en évidence le lien entre les tremblements de terre se produisant sur l'interface aux abords de la fosse (patches orange strillés) et des événements se produisant au sein de la croûte océanique : lorsqu'ils exarcentent un mécanisme en compression, ils sont représentés avec des flèches bleues tandis qu'en extension, avec des flèches rouges. Le modèle ci-contre proposé par [Christensen and Ruff \(1983\)](#) permet d'expliquer l'occurrence des événements outer-rise de type extensif après un séisme rompant une portion de l'interface à proximité de la fosse.

couplée, elle ne permet pas la plaque plongeante de continuer, la zone qui borde la fosse entre alors en compression à mesure que la contrainte s'y accumule due à la convergence. Ainsi, l'occurrence d'un séisme avec un mécanisme en compression suggère qu'une déformation s'accumule le long de l'interface, ce qui se traduit par une augmentation de l'aléa. En revanche, les séismes en extension, situés dans une région où le couplage de l'interface est élevé, sont le plus souvent observés après un séisme d'interface. Celui-ci permet de transférer les contraintes extensives vers la zone en avant de la fosse ([Christensen and Ruff 1983, 1988](#)) (Figure 1.12).

1.4.2 Les séismes de profondeurs intermédiaires

L'activité intraplaque dans une zone de subduction est marquée par la présence de nombreux séismes à des profondeurs dites **intermédiaires**, c'est à dire entre 70 et 300km de profondeur selon [Gutenberg and Richter \(1954\)](#). Ils se localisent généralement dans la partie superficielle de la plaque plongeante ([Abers 1992, Kirby 1995](#)) mais ils peuvent se localiser également sur un plan secondaire et parallèle à une quarantaine de kilomètres de profondeur de plus ([Yoshii 1979](#)). Plus profondément l'activité sismique diminue le long de la plaque mais on continue d'observer des événements sismiques, dits **profonds**, jusqu'à environ 600km ([Frohlich 1989](#)). [Frohlich \(1987\)](#) a notamment observé que les séismes de profondeurs intermédiaires génèrent peu d'aftershocks en comparaison des événements situés à l'interface et à peine plus que les séismes plus profonds.

On peut observer deux types de mécanismes simultanément dans la plupart des zones de subduction, en compression et en tension définissant deux zones de sismicité ([Frohlich 1989, Brudzinski et al. 2007b](#)). Les séismes se produisant dans la partie haute sont connus pour se produire dans la croûte océanique tandis que ceux de la partie basse devraient se produire à la base de cette croûte, dans le manteau ([Hacker et al. 2003, Kawakatsu 1986a](#)). Cette observation a été faite pour la plupart des zones de subduction : celle de Tohoku au Japon ([Hasegawa et al. 1978](#)), au niveau des îles de Kurile en Russie ([Gorbatov](#)

et al. 1994), aux îles Tonga (Kawakatsu 1986b), en Alaska (Hudnut and Taber 1987, Abers 1992), au nord et au centre du Chili (Comte and Suárez 1994, Araujo and Suárez 1994) ou encore au Mexique (Pardo and Suárez 1995). Cependant toutes ces zones de subduction ne partagent pas le même type de zone de sismicité double : certaines ont une partie basse en tension et une partie haute en compression (Tohoku, Tonga, Kurile), pour d'autres la partie haute est en tension et la partie basse en extension comme au Mexique ou au nord du Chili, certaines présentent deux zones en tension comme en Alaska.

Mécaniquement, on peut penser que ces deux types de mécanismes sont l'expression de la flexure de la plaque plongeante (Kawakatsu 1986a), les réactions minérales au sein même de la plaque plongeante peuvent également expliquer une partie de cette sismicité. Pour expliquer la présence de la zone supérieur en tension, plusieurs auteurs s'accordent concernant la distribution des contraintes induites par les changements de pression et température que subi la plaque plongeante (Kirby et al. 1996, Nakajima et al. 2013). Lors de la déshydratation de la plaque, à environ 80km de profondeur, à l'aplomb de l'arc volcanique, la croûte qui est principalement basaltique se transformerait en eclogite entraînant une augmentation du volume occupé ce qui aurait pour conséquence d'augmenter les forces de tension.

Les plus grand séismes de profondeurs intermédiaires semblent être localisés sur des plans de faille perpendiculaires aux plans des séismes ayant lieu dans la croûte océanique avant même qu'elle entre en subduction (Ranero et al. 2005) comme ce fut le cas au Nord du Chili en 2005 pour le séisme de Tarapaca de magnitude 7.7 ayant eu lieu à environ 100km de profondeur (Peyrat et al. 2006). Ces failles héritées, connues pour pouvoir pénétrer profondément la croûte océanique (environ 20km) (Christensen and Ruff 1988), jouent un rôle cruciale dans l'augmentation du budget en eau de la lithosphère océanique. Elles permettent d'hydrater les roches du manteau, formant de la serpentine (Ranero et al. 2003, Ranero and Sallares 2004). On peut se rendre compte de la profondeur à laquelle ces failles pénètrent la lithosphère en observant la surface de rupture du séisme de Chiapas au Mexique en 2017 (M_w 8.2) (Ye et al. 2017). L'eau est donc un élément-clé notamment pour la partie inférieure au regard des conditions du milieu environnant : la température ne permettant pas un comportement cassant et une friction suffisante (Green and Houston 1995) mais plutôt plastique. Ainsi les séismes de profondeurs intermédiaires pourraient trouver leurs sources dans 4 mécanismes : (1) un changement de comportement des roches, de ductile à cassant, lorsque elles se déshydratent, appelé **dehydration embrittlement** (Green and Houston 1995, Hacker et al. 2003, Jung et al. 2004, Ferrand et al. 2017); (2) des instabilités plastiques dans les roches se produisant sous une certaine température dépendante de la profondeur, aussi appelé **shear heating** (Hobbs and Ord 1988); (3) la propagation dynamique d'une rupture causée par un changement de phase appelé **transformation faulting** (Kirby 1987, Schubnel et al. 2013); (4) la réactivation de failles héritées (Ranero et al. 2005).

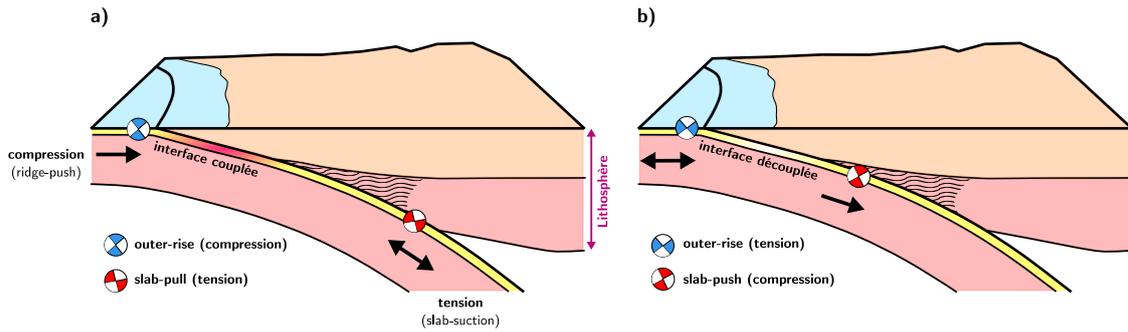


Figure 1.13 – Schéma du couplage sismique et son lien avec les séismes slab-pull. Ce schéma permet d'appréhender le cycle sismique de l'interface et des forces induites sur la plaque plongeante (*slab*). a) En période intersismique, l'interface est couplée, à l'avant de la fosse, les forces appliquées à la plaque sont en compression tandis que celle en profondeur sont en tension car le slab est entrainé vers le manteau. b) Après un grand séisme, l'interface est découlée et la plaque avance, les forces s'inversent : en tension à l'avant de la fosse et en compression en profondeur. Ce modèle a été proposé par [Astiz and Kanamori \(1986\)](#).

1.4.3 Les séismes *slab-pull*, *slab-puch* et le couplage de l'interface

Plusieurs études ([Astiz and Kanamori 1986](#), [Astiz et al. 1988](#), [Dmowska and Lovison 1988](#), [Dmowska et al. 1988](#), [Malgrange and Madariaga 1983](#), [Lemoine et al. 2002](#)) ont proposé un model pour lequel un lien existe entre les forces de tractions imposées à la plaque plongeante et le couplage à l'interface de subduction. Ce modèle propose qu'au cours de la période intersismique, l'interface de subduction est bloquée, l'activité de profondeurs intermédiaires se manifeste par une sismicité dont les mécanismes sont extensifs (*slab-pull*), la plaque subductée étant entrainée par son propre poids. Lorsqu'un séisme suffisamment important "débloque" et fait permet un glissement de l'interface de subduction, la plaque avance. Les forces au sein de la plaque en profondeur s'inversent alors : le champ de contrainte n'est plus extensif car il n'est plus nécessaire de tirer mais devient compressif et tend à "pousser" la plaque lors d'un séisme (*slab-push*).

1.5 L'interaction entre séismes

Les interactions sismiques les plus connues sont celles entre un séisme et ses répliques. [Yamashina \(1978\)](#) a proposé qu'un groupe de séismes, au niveau de la péninsule de Izu, est en réalité une sequence de répliques induites par la redistribution des contraintes générées par la rupture du séisme de Izu-Hanto-oki ($M_{JMA}6.9$). Plus précisément, les études menées par [Das and Scholz \(1981\)](#) et [Stein and Lisowski \(1983\)](#) sur les répliques du séisme de Homestead Valley, en Californie, qui se produisit en 1979 *off-fault* ont montré que celles-ci sont localisées dans des zones où les contraintes sont supposées avoir augmentées. Ce qui semble finalement cohérent, en augmentant les contraintes, on anticipe une future rupture ([King et al. 1994](#), [Toda et al. 1998](#)).

On peut avoir une idée du mécanisme qui relie deux séismes en fonction de leur distance hypocentrale et du temps inter-événement ([Freed 2005](#)) : si l'un est déclenché à la suite et à proximité de l'autre il s'agit probablement de **déclenchement statique**, c'est à dire un changement de contrainte local induit par le premier séisme. Si le temps inter-événement

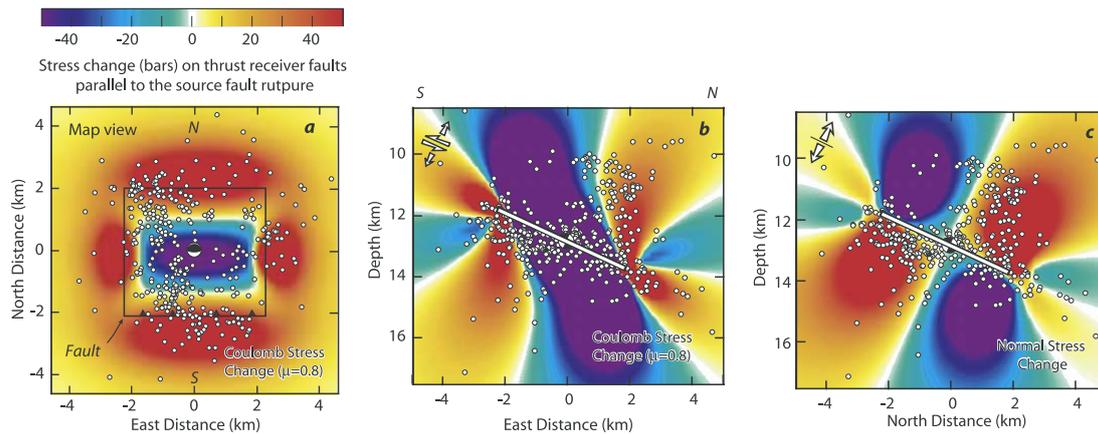


Figure 1.14 – Exemple de transfert de contraintes statiques : le séisme de Whittier Narrows (M_w 6.0) 01/10/1987. a) Carte du changement de contrainte associé à ce séisme ainsi que la sismicité depuis le séisme et jusqu'en Décembre 1994. b) Changement de la contrainte de Coulomb le long d'un profil passant par le centre de la faille. c) Changement de la contrainte normale. Image issue de [Lin and Stein \(2004\)](#).

est plus important -de quelques heures à quelques années - le déclenchement peut être expliqué par une large gamme de transferts de contraintes dépendants du temps (relaxation visqueuse, rebond poroélastique, afterslip ou réduction de la friction de la faille). A des distances plus grandes, cependant un transfert de contrainte direct est négligeable mais le passage des ondes de surface (plus particulièrement les ondes de Rayleigh) peut exciter certaines failles, c'est ce que l'on appelle **déclenchement dynamique**.

1.5.1 Déclenchement statique

Lorsqu'un séisme a lieu, le déplacement sur la faille occasionne un relâchement des contraintes sur celle-ci mais en contrepartie une augmentation des contraintes et cela de façon permanente dans le milieu autour de la faille (Figure 1.14). On peut imaginer cela simplement comme une série de dominos tombant les uns après les autres dans une certaine direction. Une séquence de séismes très représentative de ce déclenchement statique est l'enchaînement de 10 séismes, de magnitude supérieure à 6.7, sur plus de 1000km le long de la faille nord anatolienne en Turquie entre 1939 et 1992. [Stein et al. \(1997\)](#) ont montré que 9 des 10 ruptures ont été anticipées par la rupture précédente de 3 à 30 ans. Cela a probablement été le cas en Californie lors du séisme de Northridge ($M=6.7$) dont la rupture a été anticipée par des événements survenus en 1933 et 1952 ([Stein et al. 1994](#)). Un autre cas remarquable, observé également en Californie, est le séisme de Big Bear ($M_w = 7.3$) survenant seulement quelques heures après celui de Landers en 1992 ([Stein et al. 1992](#), [King et al. 1994](#)).

Plus généralement [Parsons \(2002\)](#) estime que la sismicité est accentuée durant une dizaine d'année dans les zones où les contraintes ont été augmentées, contre 1 à 2 ans pour les zones dont les contraintes ont été diminuées. On se rend compte rapidement qu'une prise en compte de ce facteur peut nous renseigner s'il est possible de précipiter la date de la prochaine rupture ou la repousser. S'il est difficile d'avoir une idée de l'état de contrainte

d'une faille, car il faut tenir compte de nombreux facteurs telles que son histoire ou sa géométrie, les sismologues utilisent les variations de la contrainte de Coulomb pour en avoir une idée après une rupture sismique. Cette variation de contrainte $\Delta\sigma$ est un indicateur spatial de l'évolution d'une faille puisqu'elle peut être déterminée en chaque point, q , de la faille et du milieu environnant. Elle est fonction de la variation de la contrainte cisailante τ , du coefficient de friction sur la faille μ et enfin de la variation de contrainte normale $\Delta\sigma_n$ et de la pression de pore Δp pour tenir compte de l'effet induit par la circulation de fluide. On la définit telle que :

$$\Delta\sigma(q) = \Delta\tau(q) - \mu(q)(\Delta\sigma_n(q) - \Delta p(q)) \quad (1.9)$$

Ce changement permanent de contraintes après un tremblement de terre devient négligeable à grandes distances puisqu'il diminue proportionnellement à $1/r^3$, r étant la distance avec la source sismique (Hill 2008, Hill and Prejean 2015). Cependant, Castro et al. (2017) ont pu noter qu'à de grandes distances, la sismicité de certaines régions se trouvaient accélérée après un tremblement de terre généralement de grande taille.

1.5.2 Déclenchement dynamique

Freed (2005) le faisait justement remarquer, certains séismes semblent déclencher un surplus d'activité à des distances où le changement de contrainte statique est considéré comme négligeable et est du même ordre de grandeur que peuvent représenter les effets de marées occasionnés par la Lune. De nouveau en Californie, le séisme de Landers en 1992 a déclenché des accès de sismicité jusque dans la région du Yellowstone située à environ 1250km (Hill et al. 1993), dans la caldera de la Long Valley potentiellement affectant le réservoir magmatique (Hill et al. 1995) et dans le Nevada (Anderson et al. 1994) (Figure 1.15); le séisme de Denali en 2002 de magnitude ($M_w = 7.9$) en Alaska semble avoir activé et déclenché de la sismicité au niveau de certains volcans d'Alaska (Moran et al. 2004) ou à travers les Etats-Unis (Prejean et al. 2004, Husen et al. 2004); le séisme de Maule ($M_w 8.8$) au Chili en 2010 semble avoir induit de la microsismicité et des glissements transitoires également le long des failles californiennes (Peng et al. 2010); on peut également citer le séisme de Tohoku-oki ($M_w 9.1$) (Gonzalez-Huizar et al. 2012). L'activation de failles crustales de façon sismique, par des accès de micro-sismicité, ou de façon asismique, par des glissements lents, au passages d'ondes de surface a été observée très nettement et de façon systématique par inclinométrie au nord du Chili (Victor et al. 2018).

Ce déclenchement s'explique principalement par le passage des ondes générées à grande distance qui induisent une perturbation transitoire des contraintes dans le milieu traversé par les ondes. L'amplitude des ondes décroît lentement avec la distance, en $1/r^2$ pour les ondes de volume et en $1/r^{\frac{3}{2}}$ pour les ondes de surface (Hill and Prejean 2015). De ce fait, le déclenchement dynamique est effectif au passage de l'onde sur une faille prête à rompre, arrivée à la toute fin de son cycle sismique. Toutefois, plusieurs études ont montré un déclenchement latent entre le passage des ondes et la rupture d'un séisme (Gomberg et al. 2001). Ce délai pourrait être expliqué par la lente destabilisation de la faille : un

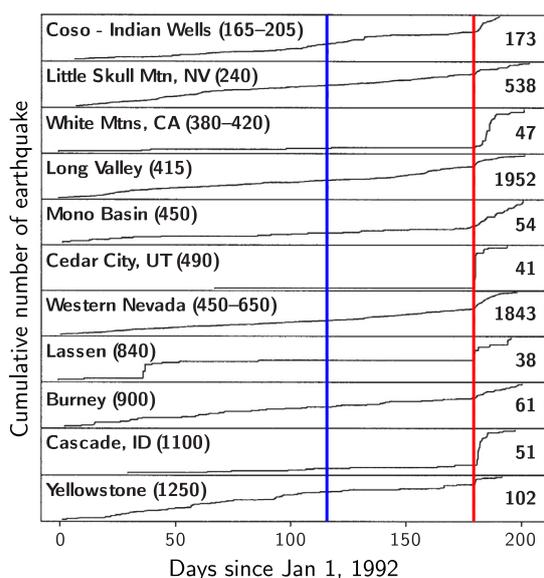


Figure 1.15 – Exemple de déclenchement dynamique avec le séisme de Landers ($M_w 7.4$) en Californie 28/06/1992. Le nombre cumulé d'événements pour 11 sites, situés aux États-Unis, en fonction du jour depuis le 01/01/92. L'activité sismique a été impactée par le passage des ondes générées par le séisme de Landers représenté par la barre verticale rouge (jours 180). La distance entre chaque site et l'épicentre du séisme de Landers est indiquée entre parenthèse tandis que le nombre à droite correspond au nombre total d'événements pour la période d'observation et la zone considérée. Le trait vertical bleu correspond au séisme de Cape Mendocino (aussi appelé séisme de Petrolia) du 25/04/92 (jour 114) ($M_w 7.1$). Image modifiée à partir de Hill et al. (1993).

glissement stable devant ensuite devenir instable, pouvant évoluer jusqu'à la rupture d'un plus grand pant de la faille (Shelly et al. 2011).

Ce type de déclenchement peut être observé dans tous types d'environnements tectoniques (Velasco et al. 2008), notamment dans les zones de subduction où on peut observer la nucléation de glissement lents et de tremors tectoniques après le passage des ondes (Zigone et al. 2012, Wallace et al. 2017).

1.6 Problématiques actuelles liées aux zones de subduction

Nous avons pu voir que le glissement le long de l'interface d'une zone de subduction est complexe et dépend de nombreux facteurs qui influent sur le comportement frictionnel du contact : l'histoire du glissement, la température, la composition des roches, la présence d'eau, etc.. Si notre compréhension de ces zones a grandement évolué au cours des dernières décennies tant sur l'aspect mécanique que sur les observations des diverses manifestations d'un glissement, plusieurs questions restent en suspens notamment en ce qui concerne la préparation des grands séismes de subduction. Bouchon et al. (2013) ont mis en évidence une accélération de la sismicité dans un rayon de 50km autour d'un futur séisme majeur à partir de quelques mois précédant l'événement (Figure 1.16).

Récemment plusieurs auteurs ont montré une destabilisation de l'interface par des glissements asismiques longs de plusieurs mois à plusieurs années ponctuellement accompagnés par une activité sismique accrue (e.g. Mavrommatis et al. 2014, 2015, Kato et al. 2016, Socquet et al. 2017). Est-il possible de quantifier les interactions entre les glissements stables asismiques et les glissements instables sismiques ? Peut-on identifier des glissements trop faibles et/ou loins pour les stations GPS en s'appuyant sur des catalogues de sismicité continus dans le temps et plus complets que ceux existants ?

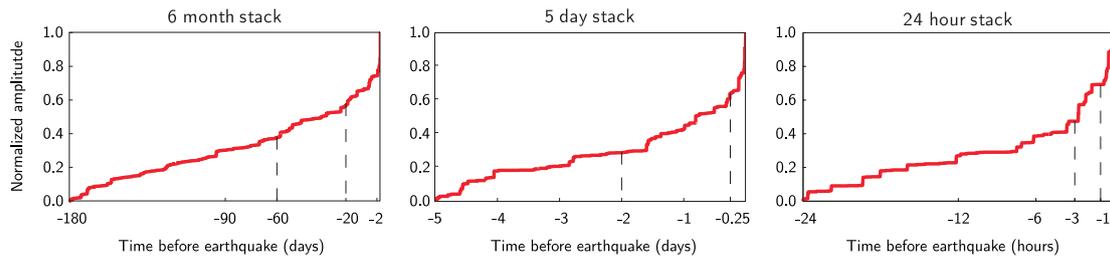


Figure 1.16 – Évolution dans le temps du moment sismique libéré avant un tremblement de terre d'interface. Somme cumulée et normalisée du moment sismique lors de toutes les séquences à l'interface de subduction dans une zone de 50 km entourant l'épicentre d'un tremblement de terre sur l'interface de subduction. Chaque séquence porte le même poids. Figure issue de [Bouchon et al. \(2013\)](#).

Ainsi nous avons tâché au cours de cette thèse et des pages qui suivent de répondre à ces questions. Pour cela, nous nous sommes orientés vers le Chili, qui au delà de la participation active de la France dans l'étude de sa sismicité, représente un formidable terrain de jeu pour sismologues.

Chapitre 2

Le Chili : un terrain de jeu pour sismologue

2.1	Morphotectonique de la marge chilienne.....	48
2.2	De <i>temblores</i> en <i>terremotos</i>	51
2.3	Les lacunes sismiques chiliennes.....	56
2.4	Le couplage intersismique de l'interface	57
2.5	Les cas d'étude	62

D'après plusieurs études, les premières populations ayant habité l'actuel Chili auraient vécu à une cinquantaine de kilomètres à l'Est de la ville de Puerto Montt, il y a environ 18000 ans (e.g. , [Gibbons 2015](#)). Le Chili préhispanique était habité par divers peuples amérindiens qui s'étaient installés à la fois dans la Cordillère des Andes et sur la côte. Dans la zone nord du pays, les Aymaras et les Atacaméniens commencèrent vers le XI^{ème} siècle de notre ère à cultiver la terre à la façon des Incas (culture en terrasse à flanc de montagne et mise en place de systèmes de canalisations). Au XV^{ème} siècle, les Incas ont pris possession du territoire de l'actuel Chili jusqu'au fleuve Maule. Au sud de l'Aconcagua, des communautés semi-nomades comme les Mapuches étaient installées. Dans la zone australe du pays, divers peuples amérindiens ont vécu, comme les Chonos, les Tamas, les Alacalufs et les Onas.

Fernand de Magellan est, en 1520, le premier européen à mettre pied sur la terre qui deviendra le Chili après avoir découvert le détroit qui porte actuellement son nom. En 1535, les conquistadors, emmenés par Diego de Almagro tentent de conquérir le territoire de la vallée de Chile en combattant les Mapuches, en vain. Pedro de Valdivia réussit seize ans plus tard et fonde plus au sud une série de villes, les plus connues étant Santiago de la Nueva Extremadura - en mémoire de l'apôtre espagnol Saint Jacques et de l'Estrémadure, une région au sud-ouest de l'Espagne - le 12 février 1541, Valdivia en 1545 et Concepción en 1550. Par la suite, une série d'affrontements ont lieu jusqu'au milieu du XIX^{ème} siècle pour la possession de terres les plus australes. Avant l'arrivée des conquistadors, l'occurrence des séismes n'était pas détaillée par écrit mais plutôt raconté. Cela faisant parti des croyances des différents peuples chiliens et de façon similaire aux croyances européennes, les séismes étaient l'intervention du divin. Pour les Mapuches, les séismes étaient le signe d'un combat extraordinaire entre deux serpents géants Treng-Treng (ou Ten-Ten Vilu) et Kai-Kai Vilu. Ce dernier, vivant dans l'océan, créait par ses cris des pluies intenses, puis des tempêtes et de grandes vagues. Les Mapuches étaient cependant protégés par Treng-Treng, qui dressait de hautes collines en faisant gronder la Terre de façon à prévenir les Mapuches de l'arrivée de Kai-Kai.

Entre le XVI^{ème} et le XVIII^{ème}, les séismes commencèrent à être documentés principalement à l'occasion de correspondances entre le Royaume d'Espagne et les colons espagnols ([Ruiz and Madariaga 2018](#)). En 1907, Le Servicio Sismológico à Santiago (nouvellement formé après le tremblement de terre de Valparaiso en 1906, et futur Centro Sismológico National) nomma le comte français Fernand de Montessus de Ballore, directeur. Sous son impulsion, le Servicio Sismológico fit installer près de 29 stations sismiques à travers le Chili, ce qui constituait le réseau le plus grand et moderne à l'époque. Le comte documenta pendant plusieurs années les séismes frappant le Chili et forma l'un des tout premiers catalogues de sismicité ([Montessus de Ballore 1911](#)). Il décrivit minutieusement destructions, tsunamis et autres effondrements d'églises.

2.1 Morphotectonique de la marge chilienne

Le Chili s'étend sur près de 4300km du Cap-Horn et la Patagonie à la frontière avec le Peru et ses régions désertiques, pour une largeur moyenne de seulement 180km. Le Chili

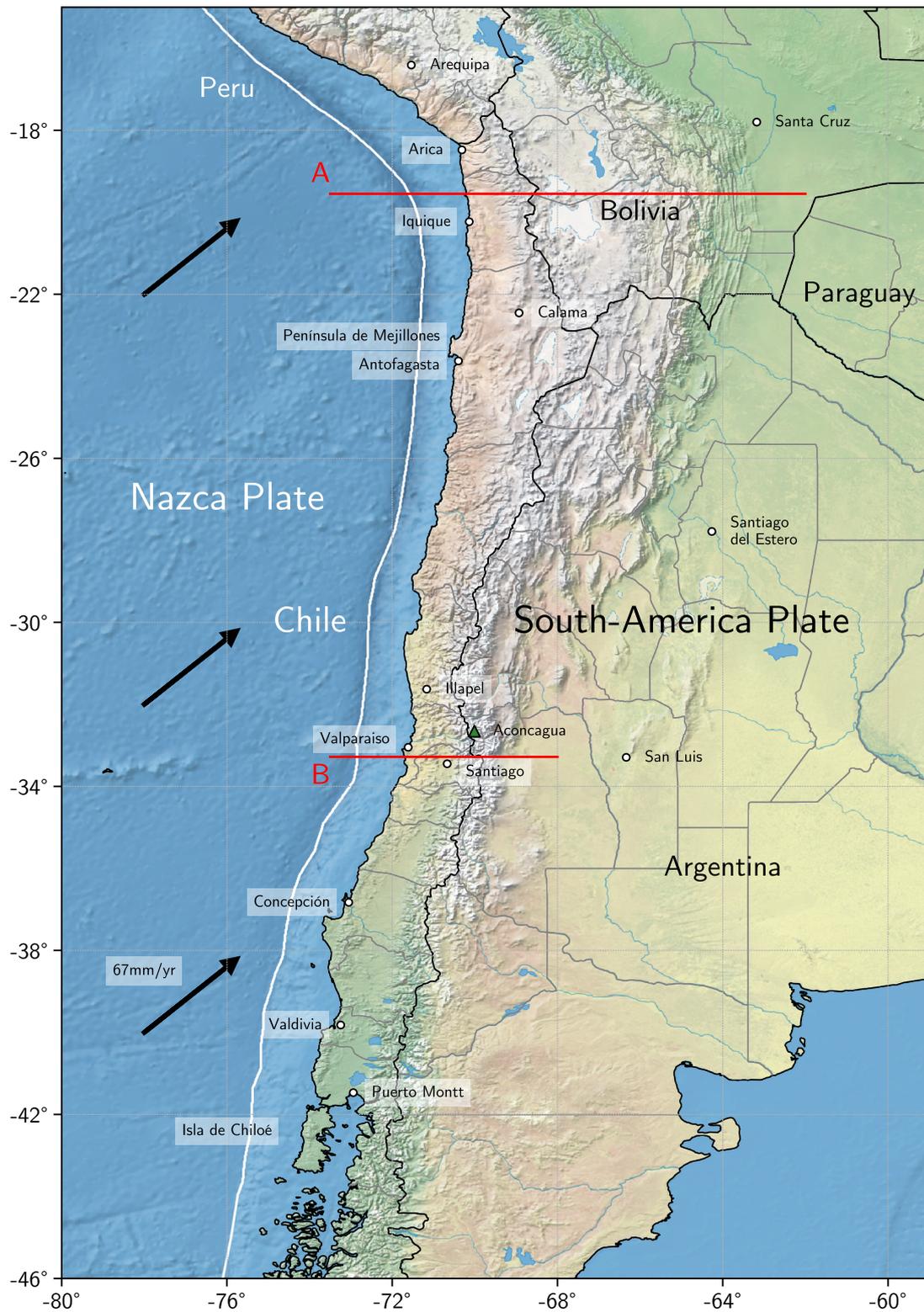


Figure 2.1 – Carte du Chili. Les principaux lieux cités dans ce manuscrit sont représentés par des cercles blancs ainsi que l'Aconagua par un triangle vert. La ligne blanche marque l'entrée en subduction de la plaque Nazca sous la plaque Sud-Américaine. Les lignes noires représentent les frontières tandis que les lignes grises représentent les limites régionales des pays concernés. Les flèches noires représentent la direction de convergence de la plaque Nazca. Les coupes A et B sont visibles Figure 2.2.

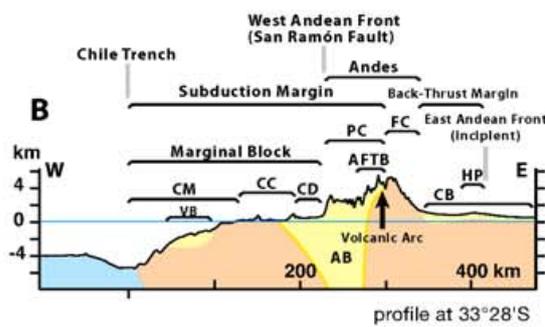
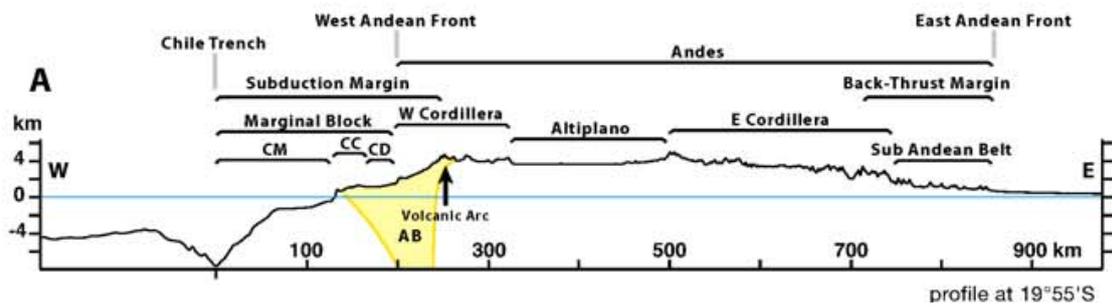


Figure 2.2 – Morphologie des Andes chiliennes.

Le bassin visible dans les deux profils (A et B) est le Bassin Andin (AB) traversé par la trace du front andin occidental (West Andean Front). Les flèches noires verticales indiquent l'arc volcanique. VB est le Bassin de Valparaiso. La Cordillère principale (PC) comprend la ceinture de plis et de chevauchement de l'Aconcagua (AFTB), composée de roches volcaniques et sédimentaires issues du Bassin Andin (AB) en partie recouvert par la Cordillère Frontale (FC). Le bassin peu profond de Cuyo (CB) recouvre la Précordillère cachée (HP). Le bloc marginal est formé de la dépression centrale (CD), de la cordillère côtière (CC), et de la marge continentale (CM). L'exagération verticale est de 10. Figures issues de [Armijo et al. \(2010\)](#).

est comme pris en sandwich entre l'Océan Pacifique et la Cordillère des Andes (Figure 2.1). À quelques centaines de kilomètres du littoral, la plaque Nazca entre en subduction sous la plaque Sud-Américaine constituant une des zones de convergence les plus rapides sur notre Terre.

Aujourd'hui nous savons que la subduction entre la plaque Nazca et Sud-Américaine existe depuis au moins 35-40 millions d'années ([Tebbens et al. 1997](#)) et sa vitesse de convergence est aujourd'hui estimée, à l'aide de la géodésie, à environ 68mm/an ([Angermann et al. 1999](#), [Klotz et al. 2001](#), [Kendrick et al. 2003](#), [Vigny et al. 2009](#)) pour une orientation au alentour de N76°E - N77°E. Cette vitesse de convergence a varié au cours du temps, un maximum d'environ 150mm/an a été atteint dans la région centrale du Chili il y a 20-25 millions d'années ([Somoza 1998](#)). La plaque Nazca, essentiellement océanique, ne permet pas une contrainte optimale de la vitesse de convergence pour l'ensemble de la subduction. Cependant, le pôle relatif entre les plaques (55.9°N, -95.2°E) étant situé très loin du front de convergence ([Vigny et al. 2009](#)), la vitesse et l'orientation de la subduction devraient peu varier le long du littoral chilien. Ce qui permet de généraliser les mesures de convergences à la plaque, [Kendrick et al. \(2003\)](#) estiment la variation de la vitesse de convergence en fonction de la latitude de l'ordre de 4mm/an.

L'entrée en subduction de la plaque Nazca a aussi pour conséquence la formation de la célèbre Cordillère des Andes. Un orogène à double vergence (subduction à l'ouest et chevauchement à l'est) dont la formation est discutée ([Armijo et al. 2010](#), [Giambiagi et al. 2014](#), [Riesner et al. 2018](#)). La morphologie des Andes présente des variations structurales importantes du nord au sud du Chili : entre -18°N et -24°N, la chaîne est beaucoup plus large, environ 1000km séparent la ville d'Arica et la ville de Santa Cruz de la Sierra

en Bolivie. Elle se caractérise notamment avec le célèbre altiplano (Figure 2.1), un haut plateau situé à près de 4000 mètres d'altitude, et une chaîne montagneuse d'arrière-arc chevauchant le craton brésilien. Armijo et al. (2010, 2015) proposent une segmentation d'ouest en est de la cordillère en deux segments majeurs : un bloc, appelé marginal, composé de la marge continentale, de la cordillère cotière et de la vallée centrale. Cette dernière fait le lien avec l'autre bloc composé de la Cordillère des Andes elle-même (Figure 2.2). La séparation entre la marge, qui s'étend de la fosse jusqu'à la ligne de côte, et la cordillère cotière est marquée par un escarpement cotier très abrupte d'environ 1000m de dénivelé. Son origine est discutée, il pourrait s'agir d'une terrasse marine soulevée ou peut être d'une faille normale de très grande taille (Armijo and Thiele 1990). Contreras-Reyes et al. (2012a) suggèrent que cet escarpement est lié au changement d'angle de la plaque plongeante observé avec des données sismologiques. Selon cette hypothèse, cet escarpement serait une faille crustale témoignant des contraintes particulièrement fortes imposées à l'endroit de la flexure de la plaque plongeante. La péninsule de Mejillones est en ce sens une anomalie au regard de la continuité de l'escarpement cotier jusque là. La péninsule, d'une longueur d'environ 50km et d'une trentaine de kilomètres de large, est marquée par la présence de plusieurs failles normales d'orientation N-S et parallèles à l'escarpement cotier. Elle résulterait d'un soulèvement progressif (Armijo and Thiele 1990) et coïncide avec la disparition de la vallée centrale, laissant une étendue montagneuse continue.

Vers le sud, la chaîne d'arrière-arc disparaît peu à peu au profit des Sierras Pampeanas que l'on peut reconnaître grâce à plusieurs chevauchements discontinus caractéristiques qui s'étendent du Sud-Ouest de la Province de Santiago del Estero à celle de San-Luis, soit entre -29°N et -34°N environ (Figure 2.1). Plusieurs études (e.g. , Sacks 1983, Cahill and Isacks 1992, Tassara et al. 2006) ont montré que la plaque plongeante s'horizontalisait à ces latitudes, ce qui coïncide avec une activité volcanique d'arrière-arc moins importante. Toujours plus au sud, la chaîne montagneuse se réduit uniquement à la Cordillère qui culmine au sommet de l'Acongagua à 6960,8m. À ces latitudes, la structure du bloc marginal change de nouveau et on peut de nouveau observer la vallée centrale située entre la cordillère cotière et celle des Andes.

2.2 De *temblores* en *terremotos*

Les séismes se succèdent au Chili de façon journalière, ses habitants ont donc appris à vivre avec (Figure 2.4). Il existe au moins deux façons pour les chiliens de nommer un séisme et cela dépend de son intensité : un **temblor** correspond à une intensité "faible". Je dis faible pour les chiliens, car un séisme peut être considéré comme un temblor avec magnitude de 6.0-6.5 dans les faits ; et un **terremoto**, attribué au plus grosses secousses, typiquement les séismes de Maule en 2010. Le terremoto est également un cocktail qui à tendance à faire bouger la terre sous nos pieds surtout si l'on en boit plusieurs d'affilée (las replicas). On estime que le Chili est affecté par un séisme de magnitude supérieure ou égale à 8.0 tous les 10 ans, celui-ci rompant seulement un segment de l'interface de subduction entre

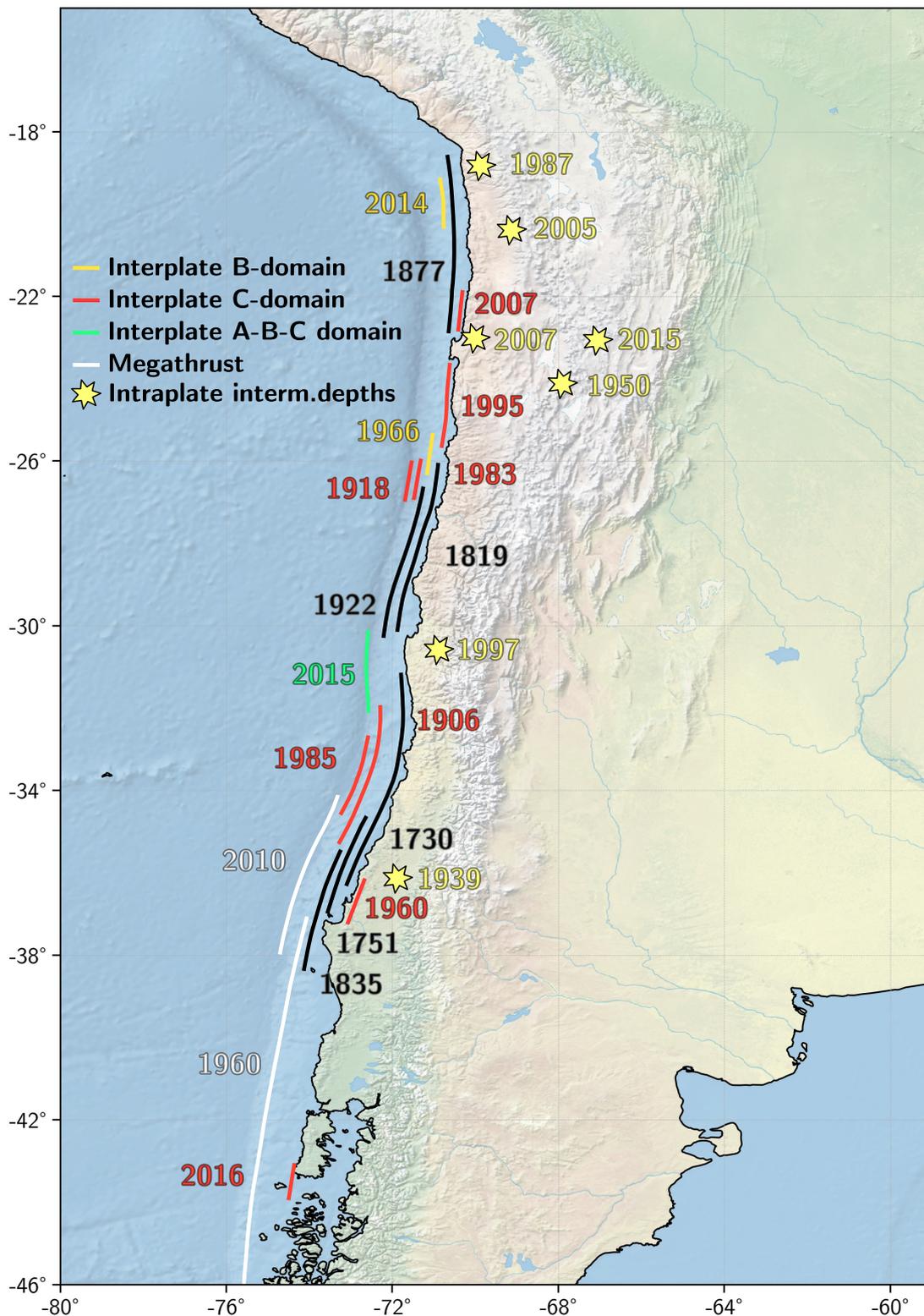


Figure 2.3 – Les séismes historiques au Chili. Chaque trait représente la dimension de la rupture d'un séisme historique dont la date est inscrite à proximité. Les couleurs indiquent la partie de l'interface (voir sous-section 1.3.3 et Lay (2015)) ayant rompu au cours du séisme d'après Ruiz and Madariaga (2018).

les plaques Nazca et Sud-Américaine. Dans le but de présenter la sismicité chilienne de manière exhaustive, Ruiz and Madariaga (2018) ont divisé géographiquement le Chili en quatre grandes régions.

1. Le Nord (-18°N ; -23 °N)

La sismicité historique au nord du Chili (Montessus de Ballore 1911, Lomnitz 1970, 2004) est composée de plusieurs séismes majeurs avant celui d'Iquique de 2014. Ce séisme continue d'attiser la curiosité de la communauté scientifique, plus particulièrement sa phase préparatoire qui semble avoir durer quelques années. Celle-ci fut marquée par l'occurrence de plusieurs éssaims sismiques durant les mois précédant le séisme principal. Le plus grand séisme de la région date de 1877, d'une magnitude évaluée aux alentours de 9.0 (Lomnitz 1970, Comte and Pardo 1991), il délimite ce que l'on nomme communément une lacune sismique (Figure 2.3). La partie sud a toutefois tremblé à proximité de la péninsule de Mejillones en 2007 au cours du séisme de Tocopilla (M_w 7.7), le glissement a cependant été concentrer dans la partie basse de l'interface (Delouis et al. 2009, Béjar-Pizarro et al. 2010, Motagh et al. 2010, Peyrat et al. 2010). La sismicité du Nord chilien présente un nombre conséquent de séismes situés à des profondeurs intermediaires (Figure 2.4). Cette sismicité est continue et intense (Figure 2.4), généralement de faible magnitude et il n'est pas rare d'y trouver des séismes de magnitude supérieure à 6.0. On peut citer plusieurs événements : près de la ville de Calama en 1950 (M_w 8.0), près d'Arica en 1987 (M_w 7.2), le séisme de Michilla en 2007 (M_w 6.7) (Ruiz and Madariaga 2011), sous la région de Jujuy en Argentine en 2015 (M_w 6.7) (Herrera et al. 2017) et en 2005, le séisme de Tarapaca (M_w 7.8) (Peyrat et al. 2006, Delouis and Legrand 2007, Kuge et al. 2010) (Figure 2.3).

2. Le Centre-Nord (-23°N ; -31°N)

Cette deuxième partie de la subduction traverse les régions d'Antofagasta et de l'Atacama et partage avec le nord un climat aride et désertique. Le dernier grand séisme ayant affecté la région date de 1995 et est d'une magnitude M_w 8.0 (Figure 2.3). Il fut le premier séisme à être étudié avec des méthodes géodésiques, le GPS et l'InSAR (Ruegg et al. 1996, Klotz et al. 1999, Pritchard et al. 2002, Chlieh et al. 2004) . L'étendue de la rupture est cependant discutée. Elle était initialement considérée comme localisée sur la partie profonde de l'interface de subduction au regard de la distribution des répliques (Delouis et al. 1997, Sobiesiak 2000, Sobiesiak et al. 2007). pourtant l'observation d'une onde quasi-monochromatique, qui fut associée à une oscillation de la colonne d'eau au dessus de la fosse, suggère plutôt un glissement jusqu'à la fosse (Ihmlé and Madariaga 1996). Plus au sud, le dernier grand séisme répertorié date de 1922 ($M_w > 8.5$), Beck et al. (1998) suggèrent qu'il s'agissait probablement d'un événement ayant rompu l'interface sur une largeur d'au moins 300km, provoquant un tsunami qui aurait atteint environ une hauteur de 2 mètres aux bords de la ville de Oofunato dans la préfecture de Iwate au Japon (Tsuji et al. 2013). En 1819, un événement majeur a également rompu l'interface jusqu'à la fosse et généré un tsunami. La particularité de celui-ci, dont la magnitude est estimée aux alentours de 8.5 (Lomnitz 2004), est qu'il a été précédé par une série de précurseurs quelques jours

avant, dans la région de l'épicentre, rappelant la séquence du séisme d'Iquique d'Avril 2014. D'autres séismes importants et plus récents ont touché cette région : 1918 ($M_w > 7.8$), 1966 ($M_w > 7.7$) ou en 1983 ($M_w > 7.7$). Les séismes de 1918 et 1983 se localisent dans la partie profonde de l'interface sismogénique, zone C tandis que celui de 1966 est localisé dans la partie B. Faute de preuve, Ruiz and Madariaga (2018) conclut donc que le segment au sud d'Antofagasta est la seule région du Chili à ne pas avoir connu de méga-séisme susceptible de rompre la totalité de l'interface.

3. Le Centre (-31°N ; -37°N)

La partie centrale du Chili, la région la plus habitée aujourd'hui, a connu au XVIII^{ème}, deux méga-séismes, en 1730 pour la partie nord et centrale de la région et en 1751 pour la partie sud (Comte et al. 1986, Udías et al. 2012). Le premier a généré un tsunami qui fut la source de nombreuses destructions sur environ 1000km de côte et qui toucha également les côtes japonaises avec des vagues d'une hauteur de 2 mètres par endroit (Tsuji et al. 2013). Sa magnitude est estimée au delà de 9.0 par des études récentes (Udías et al. 2012, Carvajal et al. 2017a). Le second a, quant lui, entraîné la destruction de la première ville de Concepción (aujourd'hui Penco), déplaçant ainsi la population vers l'endroit plus isolé où la ville se situe aujourd'hui. La zone de rupture du méga-séisme de Maule du 27 Février 2010 (M_w 8.8) (Delouis et al. 2010, Moreno et al. 2010, Vigny et al. 2011) recouvre notamment la région du séisme de 1751 et d'un autre séisme plus au sud datant de 1835 aussi appelé le séisme de Darwin car décrit par le scientifique. Le séisme de Maule de 2010 se situe dans une zone où un événement d'une magnitude d'environ 8.5 était attendu notamment à cause du fort degré de couplage de l'interface à cet endroit et semble avoir comblé une lacune sismique (Ruegg et al. 2009, Moreno et al. 2012). D'autres importants séismes ont touché la ville de Valparaiso : en 1906 (M_w 8.2) (Lomnitz 1970, Okal 2005, Carvajal et al. 2017b) ou en 1985 (M_w 8.0) (Comte et al. 1986, Barrientos 1988, Mendoza et al. 1994). Ce dernier a été précédé d'un essaim sismique localisé à proximité de l'épicentre et de façon semblable à la crise d'Avril 2017 (Ruiz et al. 2017a), dont il sera question dans les pages suivantes. Au nord, le séisme d'Illapel de Septembre 2015 semble avoir rompu une large surface de l'interface, zones C, B et A jusque à la fosse Grandin et al. (2016), Tilmann et al. (2016), Ruiz et al. (2016). On peut noter l'occurrence de quelques événements intraplaques à des profondeurs intermédiaires comme le séisme de Chillán de 1939 (M_w 7.8) ou de Punitaqui de 1997 (M_w 7.1) (Figure 2.3).

4. Le Centre-Sud (-37°N ; -46°N)

Cette région correspond à la portion de la subduction chilienne ayant rompu le 22 Mai 1960, produisant le plus grand séisme jamais enregistré (M_w 9.5) (Kanamori and Cipar 1974, Cifuentes 1989, Barrientos and Ward 1990). Le tsunami qui fut généré devasta près de 1000km de côtes et certaines régions trans-pacifiques. Ce méga-séisme fut précédé par de nombreux précurseurs dont la magnitude a pu dépasser largement 7.0, notamment celui qui marqua le début de la crise le 21 Mai de magnitude 8.1 (Cifuentes 1989). Au delà de la

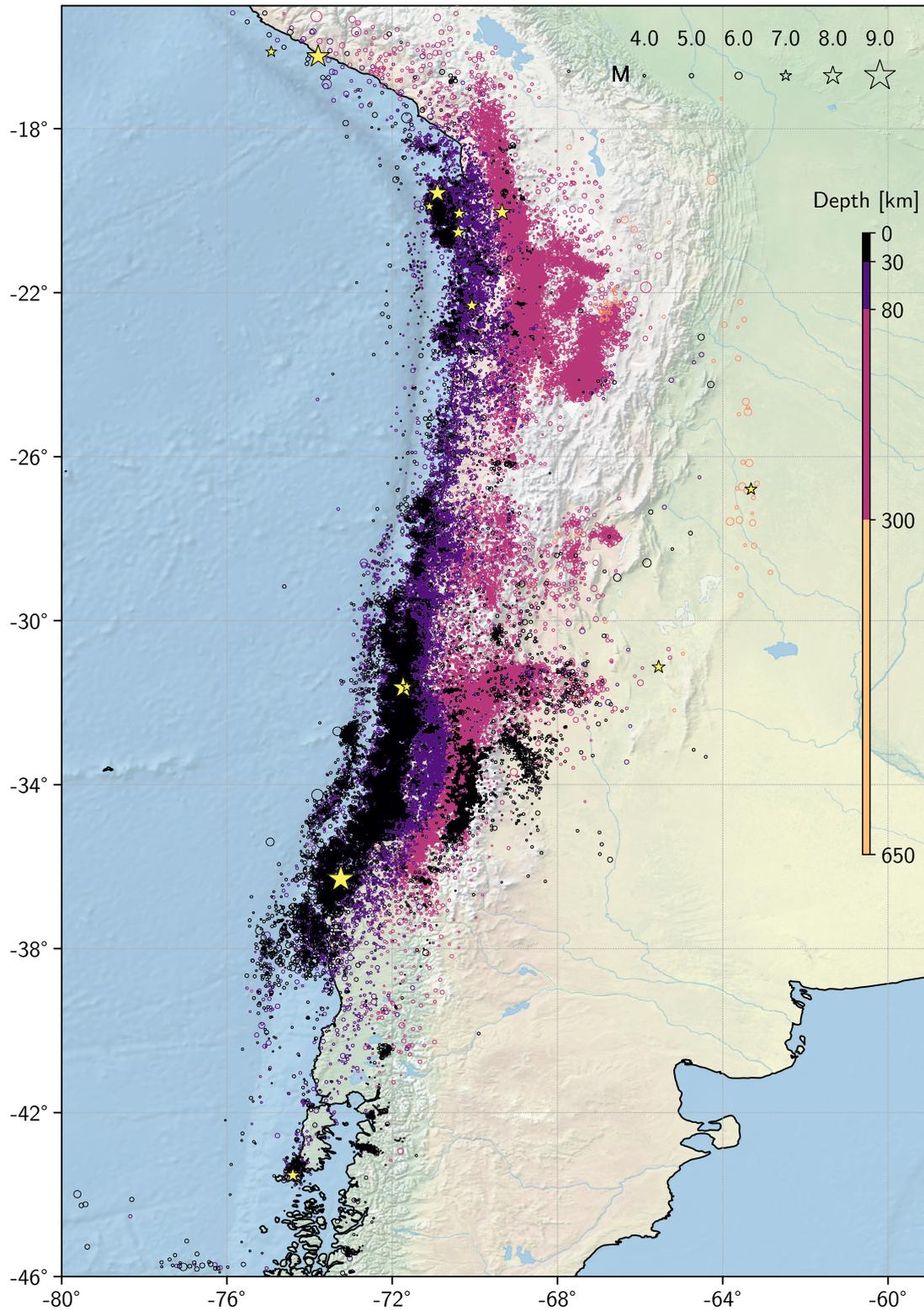


Figure 2.4 – Sismicité du Chili depuis 2000-2018. Les cercles représentent les séismes présents dans le catalogue du CSN, leur taille est fonction de leur magnitude et leur couleur représente la gamme de profondeur à laquelle ils appartiennent. Les étoiles représentent les séismes dont la magnitude est supérieure à 7.0.

magnitude extrême du séisme de Valdivia, le champ de déformation, mesuré par géoésie, est toujours dominé par le rebond post-sismique (Klotz et al. 2001, Khazaradze et al. 2002). Après une cinquantaine d'années de quiescence, la réactivation de la zone a eu lieu au niveau de l'île de Chiloé le 25 Décembre 2016 (M_w 7.6) (Melgar et al. 2017, Ruiz et al. 2017b, Xu 2017). Après avoir observé un changement de vitesse dans la région, à l'aide de mesures GPS suite au séisme de Maule en 2010, Ruiz et al. (2017b) ont proposé que la déformation post-sismique du séisme de 2010 ait pu anticiper le séisme de Chiloé. La même hypothèse avait déjà été proposée concernant cette fois le séisme d'Illapel de 2015 (Ruiz et al. 2016, Melnick et al. 2017).

Finalement, à l'aide de cette brève compilation de la sismicité historique, on peut se rendre compte de l'enchevêtrement des séismes le long de l'interface de subduction chilienne (Figure 2.3). Ruiz and Madariaga (2018) mettent en évidence l'existence de deux types de grands séismes au Chili : (1) un premier type constitué de séismes de magnitude modérée à forte (approximativement $7.0 \leq M_w \leq 8.4$) qui ne rompent qu'une portion réduite de l'interface ; (2) tandis que le second type correspond à ce que l'on peut appeler des séismes géants ($M_w \geq 8.4$) qui auront tendance à débloquent l'ensemble de l'interface sur plusieurs milliers de kilomètres le long de la fosse - occasionnant des tsunamis destructeurs capables de causer des dommages aux côtes chiliennes, péruviennes, hawaïennes et même japonaises - et profondément jusqu'à la limite basse de la zone sismogénique. Ainsi, il ne s'agirait plus seulement d'un cycle sismique simple dont la zone peut rompre tout les X années, mais d'un "méga-cycle sismique", composé de séisme géant dont la période de récurrence est évidemment plus longue. Cela a déjà été proposé pour la même zone de subduction mais en Équateur (Nocquet et al. 2017) : le séisme de Pedernales de 2016 (M_w 7.8) s'est produit dans une zone où le glissement accumulé n'avait pas été suffisamment relâché par les précédentes ruptures de 1906, 1942 ou 1958.

2.3 Les lacunes sismiques chiliennes

Le cycle sismique des zones de subduction ne peut se résumer au modèle simple du séisme caractéristique et strictement périodique qui prévalait il y a une vingtaine d'années. Il apparaît évident, en particulier pour le Chili, que certaines ruptures ne rompent qu'une portion limitée de l'interface, tandis que des séismes géants semblent capables de rompre l'interface dans son ensemble. Toutefois, l'histoire sismique d'une zone de subduction peut nous permettre de définir des zones où les séismes viennent à *manquer*, les lacunes sismiques. En analysant les séismes historiques le long de la ceinture de feu de l'océan Pacifique, Nishenko (1991) a identifié des portions de l'interface subduction qui n'ayant pas rompu depuis un certain nombre d'années et qui sont donc susceptibles d'avoir accumulé suffisamment de contraintes au cours de la phase intersismique pour rompre à nouveau (Figure 2.5). Ces lacunes sismiques sont donc, à première vue, des zones où l'aléa sismique est accru. Parmi les zones identifiées par Nishenko (1991), certaines ont effectivement rompu lors d'un séisme majeur. Au Chili on peut citer le séisme d'Antofagasta de 1995 ou celui d'Iquique en 2014, qui n'a cependant pas rompu l'ensemble de la lacune du Grand Nord laissant ainsi l'aléa presque intact (e.g. Hayes et al. 2014). En revanche, d'autres zones, non-définies initialement comme des lacunes sismiques, du fait de l'occurrence de séismes de

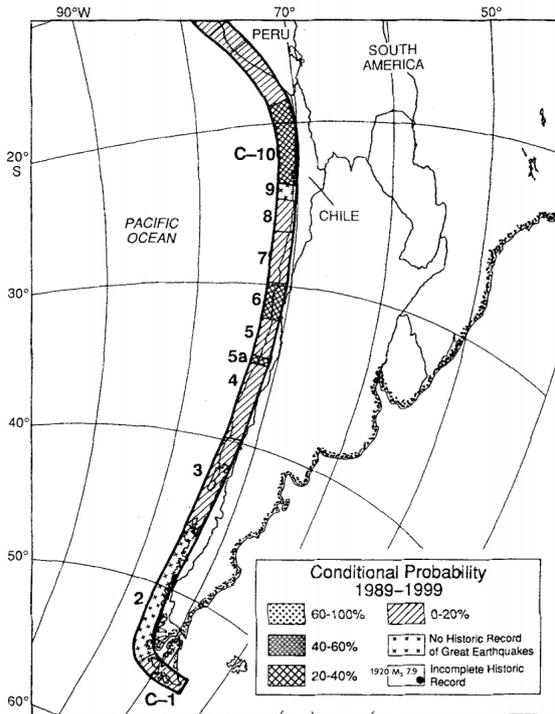


Figure 2.5 – Potentiel sismique au Chili. Ce schéma décrit le niveau de probabilité conditionnelle d'occurrence de grands tremblements de terre ($M_s \geq 7.2$) au cours des 10 prochaines années, 1989-1999 au Chili. Ces niveaux sont répartis entre 0-20% ; 20-40 % , 40-60 % ; et enfin 60-100 % . Le petit motif croisé désigne les zones sans enregistrement historique de grands ou de grands séismes. Les dates et les grandeurs spécifiques se réfèrent aux zones avec des enregistrements historiques incomplets.. Figure issue de [Nishenko \(1991\)](#).

magnitude modérée ($M_w \approx 7$), ont produit par la suite des grands séismes. Les exemples les plus marquants sont les séismes géants de Tohoku-Oki de 2011 et de Maule en 2010. Cette théorie n'est donc pas complète : il est effectivement possible que certaines zones de lacunes soient en fait des zones qui glissent librement (e.g. la zone de Guerrero au Mexique ([Kostoglodov et al. 2003](#))) et qui n'accumulent pas ou peu de déformation élastique. Bien que silencieuses depuis longtemps, ces zones ne peuvent pas libérer suffisamment d'énergie pour générer un séisme majeur. A l'opposé, certaines zones rompent régulièrement avec des séismes de taille modérée ($M_w \approx 7$) et ne sont donc pas identifiées a priori comme des lacunes sismiques par [Nishenko \(1991\)](#). Cela ne prouve cependant pas que l'accumulation élastique dans ces zones ne soit pas suffisante pour générer également des méga-séismes, ainsi ces séismes modérés de par leur taille et leur position géographique ne seraient qu'une étape parmi un méga-cycle sismique qui prend fin lorsqu'un de ces méga-séismes se produit, comme évoqué par [Ruiz and Madariaga \(2018\)](#) ou [Nocquet et al. \(2017\)](#).

2.4 Le couplage intersismique de l'interface

Les travaux de référence publiés par [Métois et al. \(2016\)](#) permettent d'observer la distribution du couplage intersismique le long de la côte chilienne (-18° ; -38° N) depuis le début des années 1990 (Figure 2.6). Les auteurs comparent notamment le couplage intersismique avec l'étendue des trois grandes ruptures qui ont frappé le Chili au cours de ces 5 dernières années : Maule en 2010, Iquique en 2014 et Illapel en 2015 (Figure 2.6). Les zones de ruptures sont localisées dans des régions de couplage élevé et semblent être limitées par des zones de faible couplage (Low Coupling Zone : LCZ). On remarque

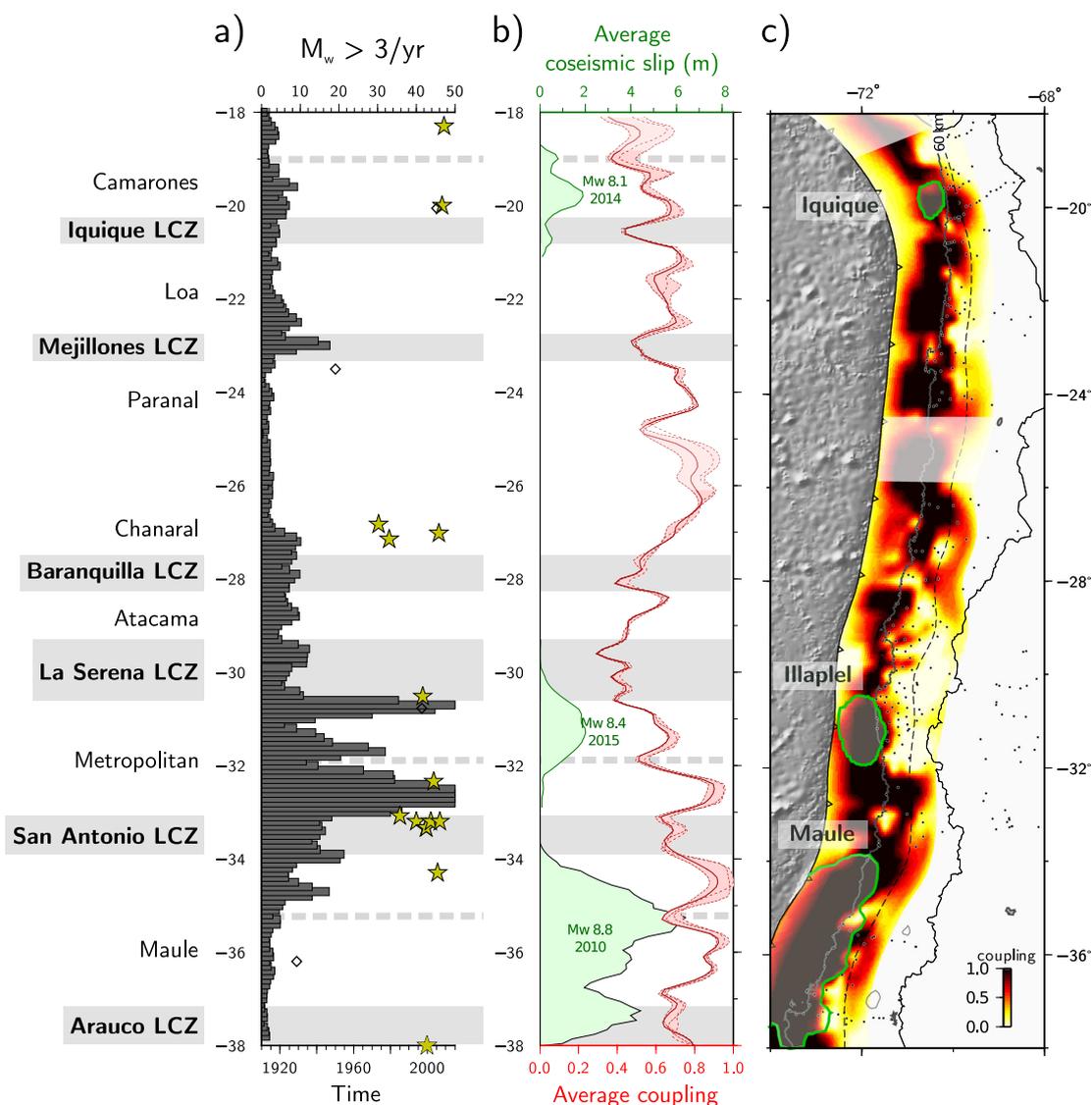


Figure 2.6 – Carte de couplage du Chili.

a) Histogramme représentant le taux de séismes sur l'interface ($M_w > 3$) du catalogue du CSN pour les périodes intersismiques avant le séisme de Maule, d'Iquique, d'Illapel. Les étoiles représentent les essais sismiques observés par Holtkamp and Brudzinski (2011) en fonction de leur date d'occurrence. Les essais situés dans les segments Iquique LCZ et Camarones ont été observés par Ruiz et al. (2014). Les losanges blancs correspondent à des événements forts intraplaque. b) La courbe rouge représente les variations du coefficient de couplage moyen sur les premiers 60km de profondeur et calculé sur une fenêtre glissante de largeur 0.2° de la latitude pour le meilleur model de glissement. Les traits pointillés roses sont des modèles alternatifs. Les patches verts représentent les glissements cosismiques des séismes de Maule en 2010 (Vigny et al. 2011), Iquique en 2014 (Lay et al. 2014) et Illapel en 2015 (Ruiz et al. 2016). Les zones grises indiquent les régions où le couplage est faible (Low Coupling Zone : LCZ), elles sont nommées ainsi que les zones de couplage fort, sur la gauche de la figure. c) Distribution du couplage. Les contours verts représentent les glissement cosismiques des trois séismes cités en b). Les zones blanchies marquent les endroits de faible resolution et les points noirs sont les stations GPS utilisées pour cette étude. Figure issue de Métois et al. (2016).

donc que le coefficient de couplage pourrait être utilisé comme indicateur indirect pour évaluer la localisation de futures ruptures voir de modéliser l'étendue du futur glissement notamment pour quantifier l'aléa sismique.

Métois et al. (2016) ont également remarqué que les essais sismiques chiliens, dont certains ont été détectés par Holtkamp and Brudzinski (2011), se produisent généralement dans des zones de couplages transitoires entre couplage fort et les LCZ (exemple au Nord du Chili Figure 2.8). D'un point de vue frictionnel et du modèle *rate-and-state* (voir sous-section 1.3.1), cette observation suggère que les LCZ se comportent comme des régions de type *velocity-strengthening*, où les forces de frictions augmentent avec le glissement. Ces LCZ glissent donc de façon stable et asismique et déclenchent des essais à proximité, eux-mêmes localisés dans des régions, de type *velocity weakening*, où le glissement s'effectue de manière instable ou conditionnellement stable. De plus, Jara (2018) confirme cette interprétation, au nord du Chili en détectant et en localisant de nombreux glissements asismiques aux bords des zones fortement couplées à l'aide d'une méthode de template-matching sur les données GPS. Ces observations laissent à penser que la déstabilisation d'une aspérité pourrait commencer aux bords de celle-ci. On peut alors imaginer qu'il s'agit d'un transfert de contraintes direct entre la zone de glissement stable vers la zone de glissement conditionnellement stable et instable. Les résultats obtenus au cours de cette thèse tendant à confirmer ces observations.

Récemment Maksymowicz et al. (2018) puis Jara et al. (2018) ont observé une bonne corrélation entre l'étendue de la zone de glissement du séisme d'Iquique d'Avril 2014 et une variation importante de l'anomalie gravimétrique à l'air libre le long de la subduction (Figure 2.8). Ce changement brusque de la mesure gravimétrique pourrait se traduire par un changement de contrainte normale, qui peut elle-même contrôler alors le comportement frictionnel de l'interface, en l'occurrence créer une barrière. Pour mieux appréhender l'étendue du séisme d'Iquique et de sa réplique principale du 3 Avril 2014 ($M_w 7.7$), un des principaux facteurs pourrait être la géométrie de l'interface qui semble marquer un changement de pendage au Nord de la péninsule de Mejillones (Contreras-Reyes et al. 2012b) (Figure 2.7). Jara et al. (2018) propose que cette discontinuité de pendage se prolonge jusqu'aux latitudes d'Iquique et Pisagua, ce qui pourrait expliquer les deux patches de glissement distincts, obtenus par inversion cinématique du glissement, à la fois pour le séisme principale et sa réplique du 3 Avril 2014.

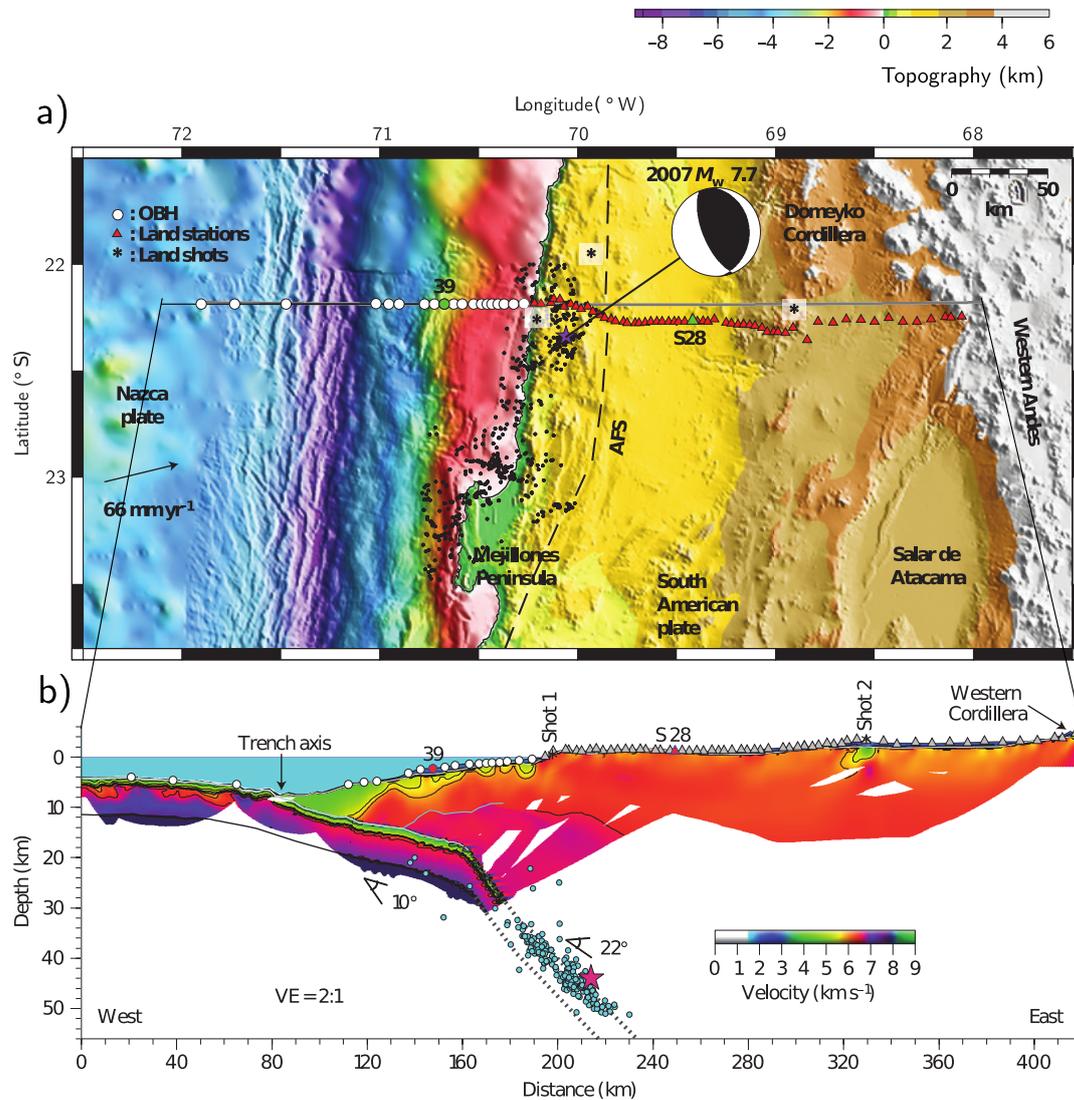


Figure 2.7 – Structure de la zone de subduction à Tocopilla, Nord du Chili. Représentation de la vitesse de propagation des ondes sismiques de la zone de subduction au niveau de Tocopilla. Le modèle de vitesse 2D est obtenu à partir de l'inversion tomographique des temps de trajet. L'étoile rose désigne l'hypocentre Tocopilla 2007; des points blancs et des triangles gris représentent les stations de fonds de mer et terrestres, respectivement. VE, exagération verticale. Figure issue de [Contreras-Reyes et al. \(2012b\)](#).

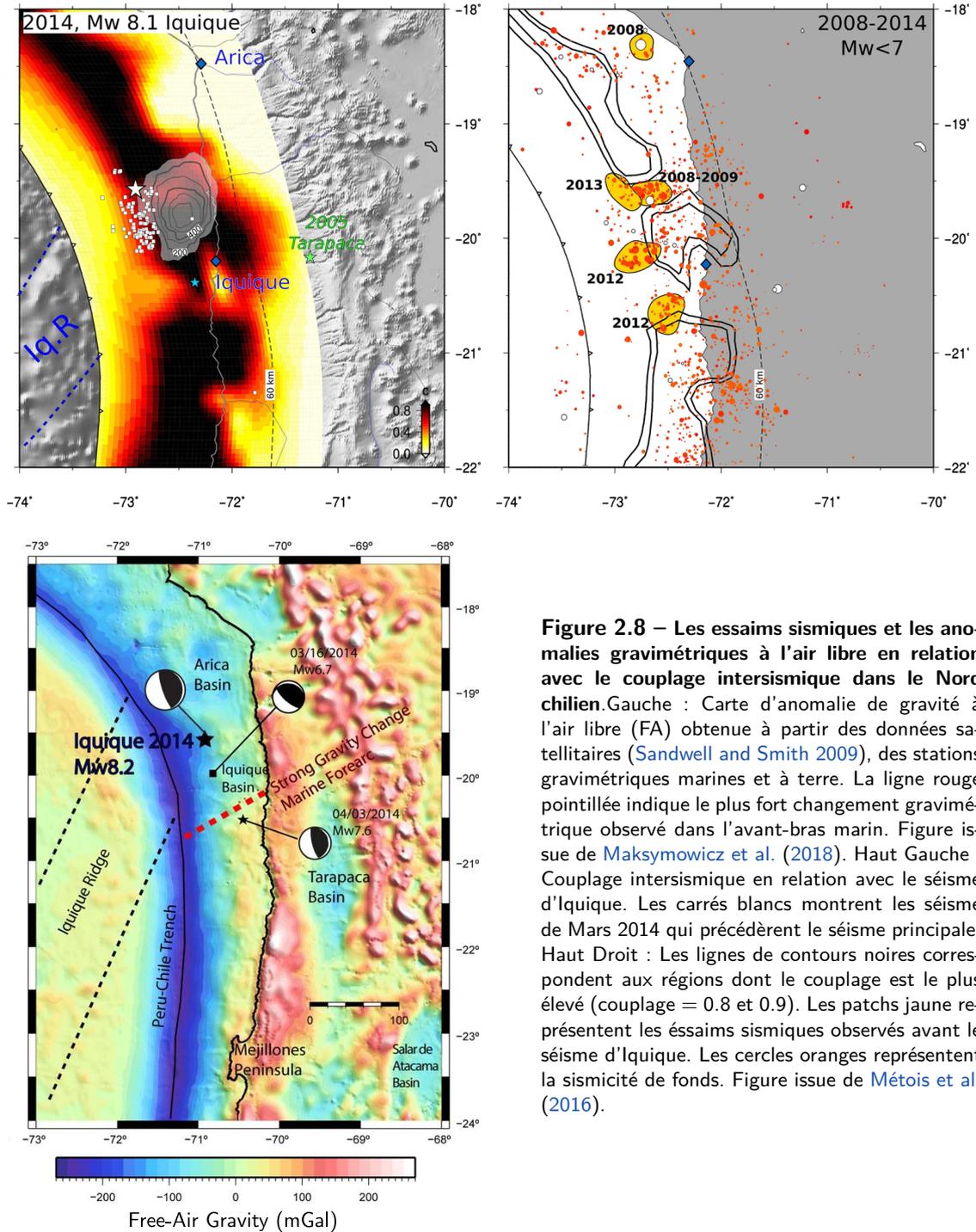


Figure 2.8 – Les essais sismiques et les anomalies gravimétriques à l'air libre en relation avec le couplage intersismique dans le Nord chilien. Gauche : Carte d'anomalie de gravité à l'air libre (FA) obtenue à partir des données satellitaires (Sandwell and Smith 2009), des stations gravimétriques marines et à terre. La ligne rouge pointillée indique le plus fort changement gravimétrique observé dans l'avant-bras marin. Figure issue de Maksymowicz et al. (2018). Haut Gauche : Couplage intersismique en relation avec le séisme d'Iquique. Les carrés blancs montrent les séisme de Mars 2014 qui précèdent le séisme principale. Haut Droit : Les lignes de contours noires correspondent aux régions dont le couplage est le plus élevé (couplage = 0.8 et 0.9). Les patches jaune représentent les essais sismiques observés avant le séisme d'Iquique. Les cercles oranges représentent la sismicité de fonds. Figure issue de Métois et al. (2016).

2.5 Les cas d'étude : le séisme d'Iquique (2014) et l'essaim de Valparaiso (2017)

L'hypothèse d'un enchevêtrement entre les séismes de subduction de taille "modérée" ($7.0 \leq M_w \leq 8.4$) et les séismes géants ($M_w \approx 9.0$) semble plus que plausible, en ce qui concerne le Chili. Une concomitance est observée entre une majorité des essaims sismiques localisés au Chili, les glissements lents et les zones où il existe un gradient de couplage. La phase préparatoire du séisme d'Iquique, du 1^{er} Avril 2014 ($M_w 8.1$) est un bel exemple de ces différents phénomènes puisqu'elle est caractérisée par plusieurs essaims sismiques (Juillet 2013, Janvier et Mars 2014) (e.g. , [Ruiz et al. 2014](#), [Schurr et al. 2014](#)) ainsi que plusieurs glissements asismiques longs de plusieurs mois pour certains et de quelques semaines pour d'autres dans les régions alentours du choc principal (e.g. , [Kato et al. 2016](#), [Socquet et al. 2017](#)).

Cependant, le défaut majeur, d'un point de vue sismologique, des études récentes de cette crise est la complétude des catalogues utilisés. La microsismicité ($M_l < 4$) étant peu contrainte par le catalogue du CSN, une étude plus approfondie de la sismicité de la région pourrait révéler de nouveaux éléments concernant la phase préparatoire du séisme d'Iquique. [Helmstetter et al. \(2005\)](#) ont d'ailleurs démontré que si elle est considérée dans son ensemble, la micro-sismicité peut avoir la même influence qu'un gros séisme sur les changements de contraintes.

Pourrait-on alors associer des variations du taux de sismicité aux glissements asismiques observés par GPS (e.g. , [Socquet et al. 2017](#)) ? Une question importante pour la compréhension de la phase préparatoire d'un grand séisme est : **où et comment se concentrent les contraintes avant un séisme d'une telle ampleur ?** Des études, ([Métois et al. 2016](#), [Jara 2018](#)), ont remarqué que les bordures d'aspérités, symbolisées par des zones de couplage élevé, concentrent des essaims sismiques et des glissements stables. Pour confirmer ces observations du point de vue sismologique, une analyse spatio-temporelle est nécessaire, à la fois pour identifier les zones concernées et étudier leur évolution au cours du temps.

Jusqu'à présent, la recherche de repeaters de [Meng et al. \(2015\)](#), [Kato et al. \(2016\)](#) a surtout permis d'illuminer la partie à l'est de la zone rupture du séisme d'Iquique, au plus proche de la fosse. L'hypothèse qu'un glissement asismique ait pu s'y produire dans les quinze derniers jours de Mars 2014 semble raisonnable. Les observations de [Bouchon et al. \(2013\)](#), d'une lente accélération de la sismicité avant un grand tremblement de terre, ont été interprétées comme l'initiation d'un tel glissement précurseur sur l'interface. Or des observations géodésiques récentes suggèrent qu'un glissement puisse également prendre place dans la partie plus profonde (e.g. , [Klein et al. 2018](#), [Socquet et al. 2017](#), [Jara 2018](#)). **Tout en gardant à l'esprit la préparation d'un grand séisme de subduction, pourrait-on, à l'aide de la sismologie, abaisser les limites de résolution des instruments GPS et ainsi mieux contraindre spatialement et au cours du temps ces glissement profonds ?**

Un des tout premiers objectifs de cette thèse sera de chercher des indices de glissements stables à l'aide de la sismicité autour de la zone de glissement cosismique du séisme

d'Iquique, autant dans la partie superficielle que profonde. [Bouchon et al. \(2016\)](#), [Jara et al. \(2017\)](#) ont observé une synchronisation de la sismicité d'interface et de profondeurs intermédiaires avant le séisme du 1^{er} Avril. Ils suggèrent que la crise s'est initiée par la déformation de la plaque plongeante. L'hypothèse d'une déstabilisation de l'interface depuis les profondeurs de la subduction se dessine à nouveau, seule la distance qui sépare ces deux sismicités et leurs sources semble toutefois poser problème.

Une des premières étapes de ces travaux de thèse sera de construire un catalogue de sismicité le plus complet possible pour la région du Nord du Chili, pour une période suffisamment importante avant le séisme d'Iquique. Un tel catalogue permettrait à la fois : **(1) l'analyse spatio-temporelle de la sismicité de fond** de la zone de subduction, dans le but de détecter des périodes et des régions d'accélération/décélération transitoires et éventuellement de discuter de leurs sources ; **(2) la caractérisation de la sismicité**, en identifiant des événements tels que les repeaters, permettrait de cartographier en détail les zones sensibles aux déformations transitoires et notamment de discuter leur évolution temporelle.

À l'aide des outils que j'ai développés au cours de cette thèse, j'ai également étudié la crise de Valparaiso (région métropolitaine) de 2017 au cours d'une courte visite du laboratoire de géophysique à l'Universidad de Chile. Cette crise a pris la forme d'un essaim sismique, initié le 22 Avril et culminant le 24 Avril en un séisme de magnitude 6.9. Cet essaim, très similaire à celui qui précéda le séisme de Valparaiso de 1985 ($M_w = 8.0$) (e.g. , [Comte et al. 1986](#), [Barrientos 1988](#)), n'a pas donné suite à une rupture plus importante. Cet essaim constitue donc une source d'intérêts particuliers pour la communauté, en particulier pour l'évaluation de l'aléa sismique puisqu'il se situe dans une région menacée par un séisme similaire à celui de 1730. La proximité de cet essaim avec la côte et des réseaux sismologiques et géodésiques chiliens permet de l'étudier avec minutie. L'étude de ce type d'essaim peut nous permettre d'approfondir notre compréhension de la préparation d'un grand séisme et le positionner dans le contexte d'un méga-cycle sismique.

La suite de ce manuscrit sera scindée en deux parties. J'aborderai dans un premier temps l'aspect méthodologique de la détection et localisation de séisme ; je présenterai les méthodes utilisées au cours de cette thèse ainsi que les améliorations que j'y ai apportées. Dans un second temps, je présenterai l'analyse des deux cas d'études évoqués plus haut. Enfin je conclurai ce manuscrit par un résumé des observations et des hypothèses émises.

Deuxième partie

De la détection à la localisation d'un séisme

Chapitre 3

Bases méthodologiques

3.1	Introduction aux méthodes automatiques de détection et localisation	68
3.2	La méthode <i>BackTrackBB</i>	70
3.2.1	Du signal à sa fonction caractéristique	72
3.2.2	Corrélation et temps de retard	74
3.2.3	Retropropagation des fonctions temps-de-retard	75
3.2.4	La détection et le pointé	77
3.2.5	Conclusion	78

Ce chapitre aborde un des aspects fondamentaux de la sismologie de la source : la détection et la localisation d'une source sismique. De la rupture d'un plan de faille à un glissement de terrain, la localisation de tels événements passe nécessairement par l'observation des ondes qui sont émises lors du séisme ou de la chute d'un bloc. Les ondes P, de compression (aussi appelées primaire) arrivent en premières, puis les ondes S, de cisaillement (aussi appelées secondaires), enfin il est possible d'observer les ondes de surface lorsqu'on l'on se trouve suffisamment loin de la source (Figure 3.1). Lorsqu'on observe le passage d'une onde, on note son temps d'arrivée c'est un **pointé** (Figure 3.1). Aujourd'hui, les avancées technologiques ont permis le développement à grande échelle de réseau sismologiques à travers le monde. Si détecter une onde sismique à l'oeil peut être à la portée de tous, la quantité de capteurs et d'événements à détecter font de la détection et le pointé manuel d'événements sismiques un vrai chemin de croix. La nécessité de développer, d'améliorer sans cesse les méthodes et algorithmes capables de détecter, localiser une source en lieu et place d'un opérateur, s'est donc rapidement imposée. Les capacités de calculs des ordinateurs actuels étant nettement supérieures à celles d'il y a encore quelques années, gérer et traiter un grand jeu de données est aujourd'hui à notre portée. Malgré cela, force est de constater que tous les séismes ne sont pas détectés. Les raisons peuvent être multiples :

- (1) l'événement est trop faible et le signal généré ne peut être distingué du bruit ambiant ;
- (2) le signal n'est pas observé à un nombre suffisant de stations pour être localisé ;
- (3) l'événement est jugé trop faible et/ou isolé pour être pris en compte ;
- (4) Associer les pointés entre les diverses stations, opération qui peut se révéler délicate notamment lors d'une succession ou d'une superposition d'arrivées d'ondes de plusieurs séismes, par exemple lors d'une séquence de réplique après un grand séisme.

Je commencerai ce chapitre par un bref état de l'art des méthodes automatiques de détection et localisation de sources sismiques. Puis, je présenterai en détail la méthode BackTrackBB (Poiata et al. 2016) qui permet de détecter et localiser un très grand nombre de séisme à partir des données continues en exploitant la cohérence du champ d'onde à travers un réseau de taille locale à régionale.

3.1 Introduction aux méthodes automatiques de détection et localisation

Le développement et l'implémentation de méthodes automatiques de détection et de localisation de séisme capables de gérer de grands jeux de données reste un enjeu majeur de la sismologie actuelle, notamment en exploitant au maximum la cohérence du signal sismique parmi de larges gammes de fréquence. On peut brièvement résumer la détection et la localisation d'un séisme en 3 étapes : (1) Mettre en évidence l'arrivée des ondes sismiques (P et/ou S) et ne considérer dans la suite que les pointés ; (2) Associer les pointés entre eux en fonction du type d'onde et d'une source potentielle ; (3) Localiser la source à travers une méthode d'inversion.

Ces méthodes d'inversion sont, généralement, des versions modifiées de celle proposées par Geiger (1912) ou Tarantola and Valette (1982) basées sur la minimisation de la différence de temps de trajet observé et théorique des ondes de volumes (première arrivée P et

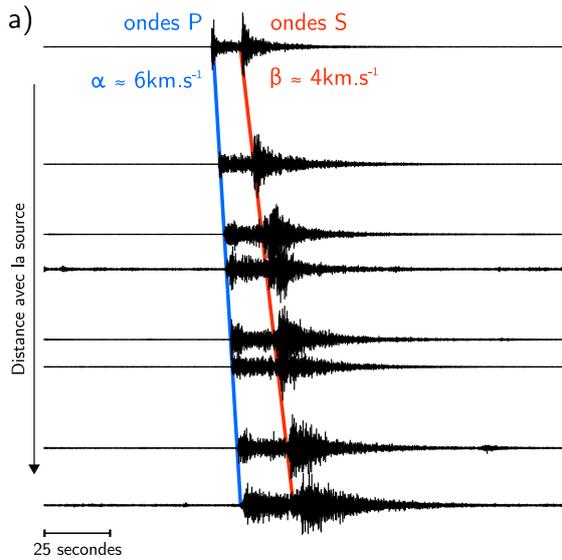
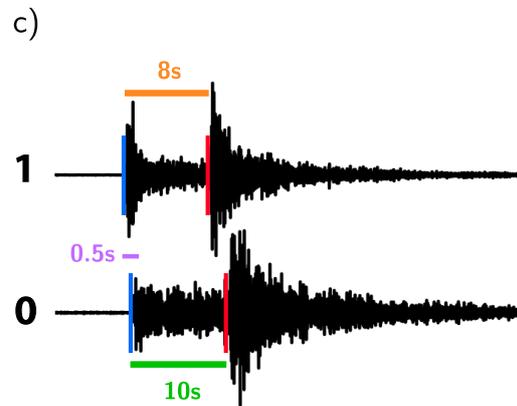
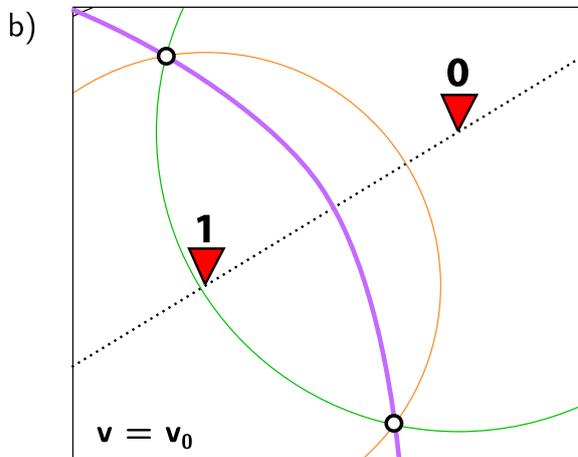


Figure 3.1 – Exemple d'observation d'ondes sismiques et de localisation d'une source sismique. a) Les ondes P étant plus rapides arrivent aux stations en premières, leur vitesse moyenne est proche de 6 km.s^{-1} tandis que les ondes S arrivent quelques secondes plus tard dans ce cas puisqu'elles ont une vitesse moyenne d'environ 4 m.s^{-1} . b) et c) En utilisant plusieurs stations on localise la position d'une source sismique à partir des pointés des ondes P (bleu) et S (rouge) en utilisant : (1) le temps de retard entre les ondes P (0.5 secondes) représenté par l'hyperbole violette dans l'espace ; (2) le temps de retard S-P à chaque station représenté par les cercles de couleur orange et vert. Les courbes se croisent à l'endroit de la source. Dans le cas présent, on ne peut distinguer la vraie source, une troisième station est donc nécessaire. Figure modifiée d'après Font et al. (2004).



S). Cependant, ces méthodes réalisent un pointé automatique station par station sans considérer la cohérence entre elles, ce qui implique une seconde étape au cours de laquelle il est nécessaire d’associer les pointés obtenus à une ou plusieurs sources. Cela n’a en réalité que peu d’importance si l’événement est isolé mais lors d’une crise sismique, où les séismes se succèdent, l’association de phase peut rapidement devenir problématique, ce qui génère une diminution de la résolution dans la capacité de localisation sinon une perte totale de l’événement.

Pour se passer des étapes de pointage et d’association de phase, une première catégorie de méthode à vu le jour exploitant l’ensemble de la forme d’onde et ne nécessitant pas de fait du pointé des arrivées d’onde sismique. Elles reposent sur le retournement temporel des sismogrammes, considérant ainsi les stations comme des sources, tandis que la véritable source sismique sera localisée à l’endroit où le maximum d’énergie sera trouvé (Gajewski and Tessmer 2005). Cependant, ces méthodes sont coûteuses en temps de calcul et la résolution de la source peut être rapidement détériorée lorsque le rapport signal sur bruit est faible ou lorsque les ondes traversent un milieu complexe et hétérogène (Gharti et al. 2010). Une seconde catégorie de méthode produit en amont un jeu de fonctions caractéristiques (CF), c’est à dire une transformation de chaque signal dans le but de souligner certaines particularités de celui-ci potentiellement utiles pour localiser la source sismique qui l’a généré. Utilisant le principe de *delay-and-sum*, ces méthodes somment les traces ou les CFs en les décalant selon le temps de trajet théorique entre la station et le point source considérés, la position donnant le maximum de la somme est alors associé à l’hypocentre (Cesca and Grigoli 2015; et références associées). Ces CFs peuvent être obtenues selon différents moyens : (1) L’énergie des traces, utilisée par exemple par le Source Scanning Algorithm (Kao and Shan 2004, 2007); (2) L’enveloppe des traces (Geiger 1912); (3) la méthode STA/LTA (Allen 1978, 1982) utilisant le ratio de la moyenne à court terme sur la moyenne à long terme (Short Term Average / Long Tem Average)(Withers et al. 1999, Grigoli et al. 2013).

Récemment, l’utilisation des statistiques d’ordres supérieurs (high-order statistic : HOS) a montré de très bons résultats (e.g. , Langet et al. 2014). L’ordre le plus régulièrement utilisé est le kurtosis ($n = 4$) qui détermine le degré d’aplatissement d’une distribution statistique. Le kurtosis d’une loi normale est de 3, il peut ainsi être utilisé en sismologie si l’on considère que le bruit sismique suit lui aussi une loi normale. L’arrivée d’une onde sismique avec un rapport signal sur bruit suffisant augmente la valeur du kurtosis. Il est donc un opérateur intéressant si l’on souhaite obtenir une CF. Toutefois il est possible d’utiliser les order plus élevés (5, 6 ou plus) (Lokajíček and Klíma 2008). La HOS s’est avéré être une alternative très efficace voir meilleure lorsque le rapport signal sur bruit est faible et lors de périodes d’activités sismiques intenses (Saragiotis et al. 2002, 2004, Gentili and Michellini 2006, Küperkoch et al. 2010, Hibert et al. 2014, Baillard et al. 2013, 2014, 2017, Poiata et al. 2016, 2018).

3.2 La méthode *BackTrackBB*

Cette méthodologie proposé par Poiata et al. (2016) consiste : (1) à mettre en valeur les signaux impulsifs compris dans le champ d’onde enregistré à travers un réseau de stations

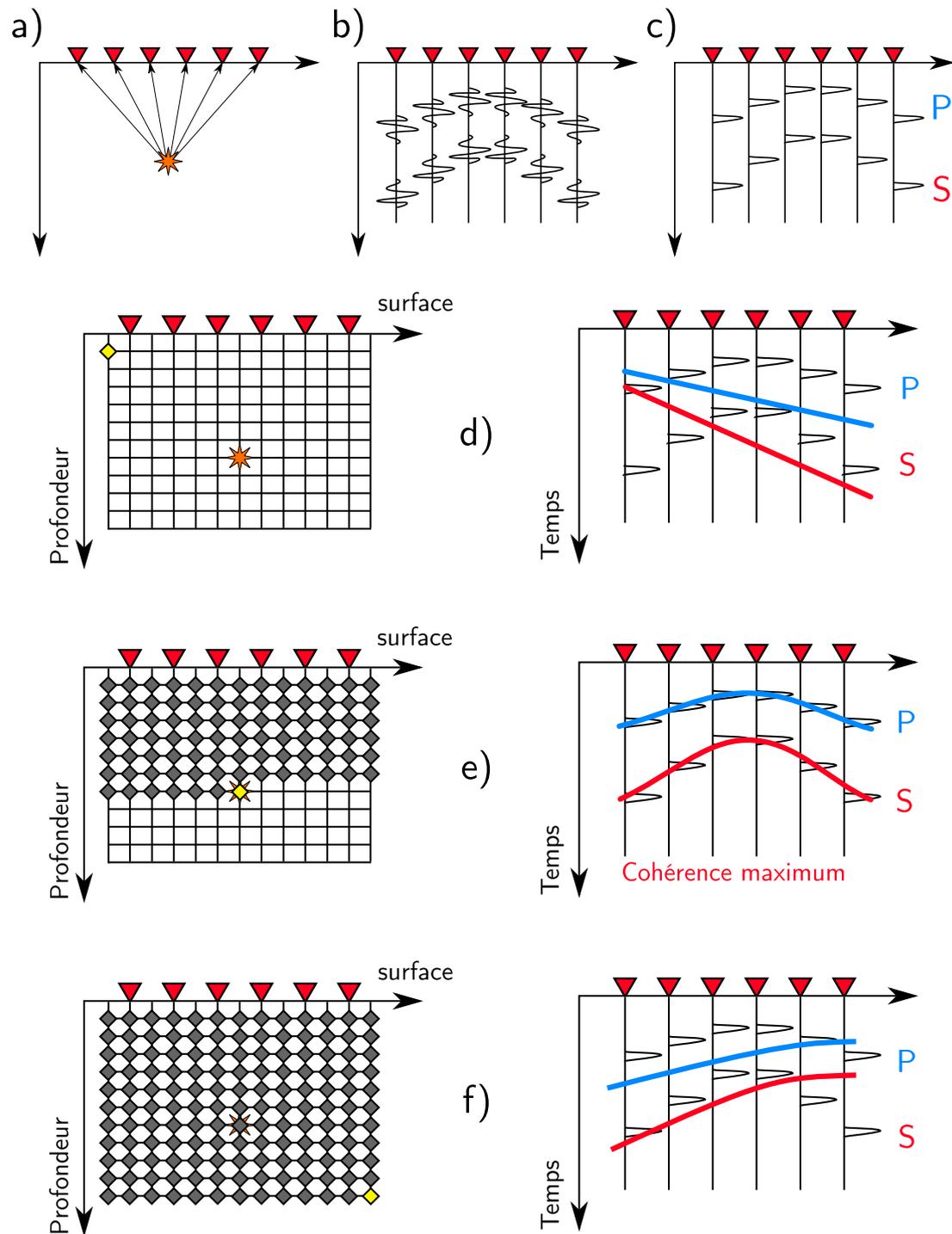


Figure 3.2 – Exemple de localisation d'une source sismique à partir de fonctions caractéristiques des signaux. a) Lors d'un séisme des ondes sismiques sont émises depuis la source vers les récepteurs. b) Le passage des ondes sismiques P et S est observé aux stations du réseau. c) Les signaux sont transformés en fonction caractéristiques (en utilisant l'enveloppe, le kurtosis, etc.). d), e) et f) on cherche alors dans une grille le noeud qui permettra d'obtenir la valeur maximale de cohérence en décalant les traces par rapport aux temps d'arrivée théoriques des ondes P (trait bleu) et des ondes S (trait rouge) pour un noeud donné (losange jaune) et en sommant l'ensemble, c'est le principe du *delay-and-sum*. Figure modifiée d'après [Cesca and Grigoli \(2015\)](#).

sismiques de dimension local à régional et (2) à décréter une détection et permettre de localiser un événement lorsque les arrivées d’ondes sismiques qu’il a généré sont suffisamment cohérentes à travers le réseau. Une telle méthode, basée sur la cohérence spatio-temporelle au niveau d’un réseau permet la détection de séismes *classiques*, de tremors tectoniques (et probablement volcaniques) et autres séismes basse-fréquence (Poiata et al. 2018).

3.2.1 Du signal à sa fonction caractéristique

La première étape consiste à simplifier les formes d’ondes : si l’on souhaite localiser un séisme, il suffit de connaître le temps d’arrivée des ondes directes si l’on fait l’hypothèse que la source sismique est ponctuelle. Il s’agit donc de mettre en évidence, sous la forme d’une fonction caractéristique (**CF**), tout changement soudain du champ d’onde comme le ferait l’arrivée d’une onde sismique P ou S. BackTrackBB emploie le moment d’ordre 4, le **kurtosis**, lorsqu’il est question de détecter un séisme classique (l’enveloppe est plus appropriée pour les tremors) :

$$kurtosis = \frac{E[(X - \mu)^4]}{E[(X - \mu)^2]^2} = \frac{m_4}{\sigma^4} \quad (3.1)$$

Ici m_4 est le quatrième moment centré, le kurtosis. Pour un signal discret $u(t)$, on peut construire le kurtosis $K(t)$ en utilisant une fenêtre glissante :

$$K(t) = \frac{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (u(t_i) - \hat{\mu})^4}{\left(\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (u(t_i) - \hat{\mu})^2 \right)^2} \quad (3.2)$$

Ici M est le nombre d’échantillons au sein de la fenêtre d’observation autour du temps t_i et $\hat{\mu}$ est la moyenne pour ces M échantillons. Toutefois une onde sismique possède également une signature dans le domaine spectral. Ainsi afin d’obtenir une CF la plus fidèle possible en tenant compte également du contenu spectral un jeu de CF secondaires est créé en appliquant le kurtosis dans plusieurs bande de fréquences étroites choisies par l’opérateur. Cette étape est le *multi-band filter* (Lomax et al. 2012). Enfin, la CF basé sur le kurtosis, $K_f(t)$ est obtenu depuis le maximum de toutes les $K(t, f)$ secondaires à chaque temps t (Figure 3.3).

Plusieurs auteurs dont Langet et al. (2014) et Poiata et al. (2016) ont remarqué que le maximum du kurtosis est décalé par rapport à la véritable arrivée d’onde, et ces derniers proposent une solution en deux étapes : (1) calculer la dérivée du kurtosis, ainsi les nouveaux maximum locaux correspondront au gradient maximum de celui-ci en ne gardant que la partie positive ; (2) convoluer la dérivée positive du kurtosis à une fonction gaussienne qui permettra de tenir compte de l’incertitude sur le pointé pour la suite :

$$CF(t) = K_f(t)^+ * e^{-t^2/4\sigma^2} \quad (3.3)$$

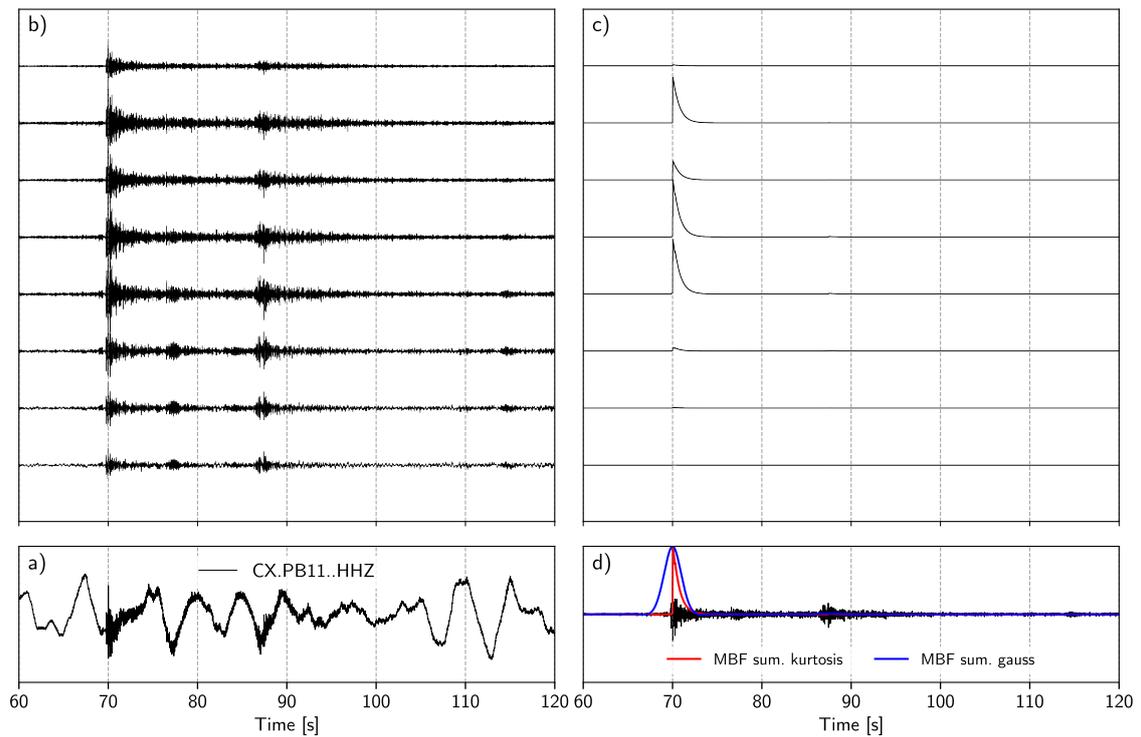


Figure 3.3 – Exemple de fonction caractéristique d'un signal sismique obtenue avec *BackTrackBB*. Le Multi-Band Filter (MBF) est appliqué pour 8 bandes de fréquences comprises entre 5 et 45Hz. a) Signal brut pour la station PB11 sur la composante verticale. b) Application du MBF sur la donnée brute. c) Application du kurtosis à chaque bande de fréquence. d) Les kurtosis obtenus en c) sont sommés (rouge) dont la dérivée positive est ensuite convoluée à une fonction gaussienne afin de tenir compte de l'incertitude sur le pointé (bleu).

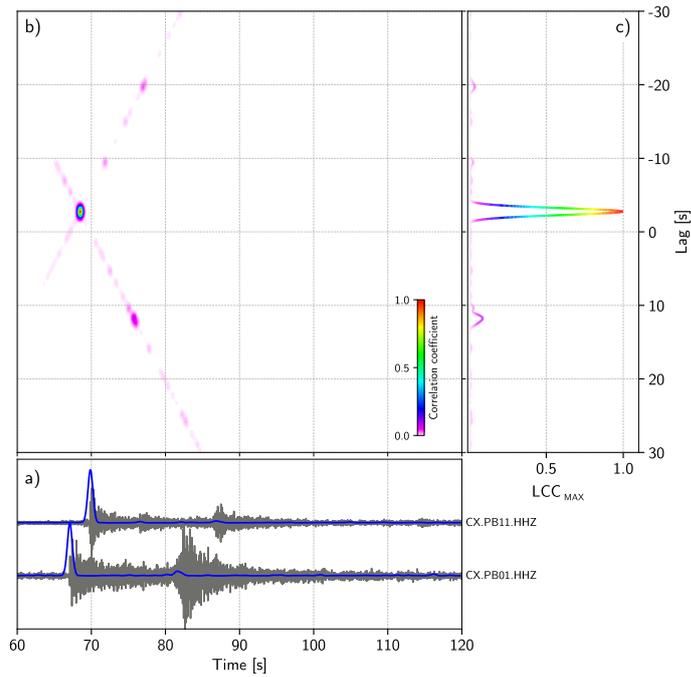


Figure 3.4 – Application de la cross-corrélation locale entre deux signaux. a) Signaux filtrés (5-50Hz) pour les stations PB11 (cf. Figure 3.3) et PB01 sur leur composante verticale ainsi que leur fonction caractéristique (bleue) (équation 3.3). b) Matrice de cross-corrélation locale à 2 dimensions, temps et temps de retard (équation 3.6). c) Fonction de corrélation retenue pour cette paire de station (équation 3.9).

Dans BackTrackBB, le calcul de la CF est implémenté de façon récursive dans le but d’accélérer un processus rapidement gourmand en temps de calcul lorsqu’il s’agit de manipuler de grand jeux de données. Pour plus de détails concernant ce point, j’invite le lecteur à directement parcourir [Poiata et al. \(2016\)](#).

3.2.2 Corrélation et temps de retard

La seconde étape consiste à corréler les CFs entre elles par paires de stations et pour un type d’onde donnée afin d’obtenir des fonctions de temps de retard pour chaque paire de station. En effet, la corrélation de deux signaux permet de connaître le temps de retard en ceux-ci, dans notre cas entre deux CFs similaire à des gaussiennes pour la paire de stations p .

$$CC_p(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} CF_i(t')CF_j(t' + \tau)dt' \quad (3.4)$$

[Poiata et al. \(2016\)](#) ont suivi la méthode de corrélation dite locale (Local Cross-Correlation **LCC**). Cet algorithme permet d’estimer la similarité entre deux signaux en fonction du temps, c’est à dire en calculant la cross-corrélation au voisinage de chaque échantillon du signal. Le principal avantage par rapport à une corrélation classique est de pouvoir différencier plusieurs sources imbriquées au sein de la même fenêtre d’analyse. Une cross-corrélation classique entre deux arrivées d’onde issues de deux sources différentes ne donnera évidemment pas une information pertinente. On définit le temps de retard entre le passage des ondes émises par une source, située en q , pour une paire de station $p = (i, j)$ comme $\Delta\tau_p(q) = \tau_i(q) - \tau_j(q)$. On a $\Delta\tau_p \in [-\Delta\tau_{p,max}, \Delta\tau_{p,max}]$ où $\Delta\tau_{p,max}$ est le retard maximum entre deux stations qui dépend de la distance inter-stations et du type d’onde sismique considérée. Suivant la formulation de [Birchfield and Gillmor \(2002\)](#), la LCC est

calculée dans une fenêtre temporelle glissante de taille W , centrée en \hat{t} et entre les stations i et j telle que :

$$\begin{aligned} LCC_p(t, \tau_p(q)) &= \int_{\hat{t}-W/2}^{\hat{t}+W/2} CF_i(t' - \tau_i(q)) CF_j(t' + \tau_j(q)) dt' \\ &= \int_{\hat{t}+\tau_j(q)-W/2}^{\hat{t}+\tau_j(q)+W/2} CF_i(t' + \Delta\tau_p(q)) CF_j(t') dt' \end{aligned} \quad (3.5)$$

Seulement, l'implémentation et l'estimation de la LCC par l'équation 3.5 pour chaque échantillon peut être couteux en temps de calcul. [Poiata et al. \(2016\)](#) ont suivi une approche récursive à partir de l'algorithme proposé par [Hale \(2006\)](#) qui consiste à considérer la LCC comme un produit de convolution entre un filtre Gaussien et le produit des deux signaux décalés dans le temps. J'invite le lecteur à lire le développement de [Poiata et al. \(2016\)](#) et [Hale \(2006\)](#) pour en savoir plus sur la question, toutefois la LCC peut s'écrire de la façon suivante pour une paire de station p donnée :

$$LCC_p(t, \Delta\tau_p(q)) = \int_{-\infty}^{+\infty} CF_i\left(t' - \frac{\Delta\tau_p(q)}{2}\right) CF_j\left(t' + \frac{\Delta\tau_p(q)}{2}\right) \nu(t - t', \Delta\tau_p(q)) dt' \quad (3.6)$$

avec $\nu(t - t', \Delta\tau_p(q))$, le filtre Gaussien définit comme :

$$\nu(t, l) = \exp(-l^2/4\sigma^2) \times \exp(-t^2/\sigma^2) \quad (3.7)$$

Ici σ^2 correspond à la demi-largeur du filtre et correspond d'une certaine façon aux incertitudes liées au modèle de vitesse utilisé. La matrice 2D de la LCC, obtenue à partir d'un couple de CFs et définie en 3.6, dépend du temps absolu t et du temps de retard $\Delta\tau_p$ comme présentée Figure 3.4. Il est donc possible d'identifier un maximum local de la matrice LCC pour une paire de CFs (CF_i, CF_j). Il est alors possible d'en déduire le pointé (équations 3.8) pour chacune des deux stations lorsqu'une détection sera déclenchée comme nous le verons par la suite.

$$\begin{aligned} \max(LCC_p(t, \Delta\tau_p(q))) &= (t_{LCC_{max}}; \tau_{LCC_{max}}) \\ t_i(t | j) &= t_{LCC_{max}} - \frac{\tau_{LCC_{max}}}{2} \\ t_j(t | i) &= t_{LCC_{max}} + \frac{\tau_{LCC_{max}}}{2} \end{aligned} \quad (3.8)$$

3.2.3 Retropropagation des fonctions temps-de-retard

La prochaine étape consiste à localiser une potentielle source sismique. Afin d'exploiter les corrélations entre les différentes paires de stations, il est nécessaire d'avoir une représentation des temps de retard dans l'espace, une grille des différences de temps de trajet entre deux stations données par exemple. Ces grilles sont obtenues en exploitant la routine

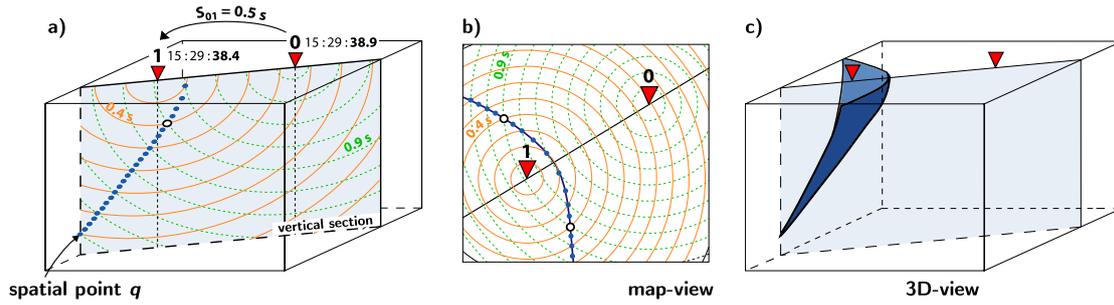


Figure 3.5 – Schéma d'une surface de temps de retard équivalent pour un modèle de vitesse homogène. a) collection de points spatiaux satisfaisant un différence de temps d'arrivée de 0,5 s aux deux stations 0 et 1, présentées sur une section verticale. b) collection de points spatiaux vue du dessus. c) schématisation de la surface EDT sur une vue 3D. Figure issue de [Font et al. \(2004\)](#).

Grid2Time de NonLinLoc ([Lomax et al. 2000](#)) basé sur la résolution de l'équation Eikonal proposé par [Podvin and Lecomte \(1991\)](#). L'algorithme de [Podvin and Lecomte \(1991\)](#) utilise la méthode des différences finies dans une grille 3D afin d'appliquer le principe de Huygens qui consiste à considérer chaque point de l'espace indépendamment. Lorsque que l'onde passe par un point, on va considérer qu'il réémet une onde sphérique de même fréquence, de même amplitude et de même phase. Cela signifie qu'au lieu de considérer une progression continue de l'onde, on décompose sa progression de proche en proche. Cela permet de déterminer à chaque noeud donné le temps de parcours le plus court vers le prochain afin de rejoindre un point donné, qui est en l'occurrence une station. Cette méthodologie se révèle également efficace pour calculer le temps de trajet d'ondes diffractées.

Une fois les grilles de temps de trajet calculées pour chaque station, pour une paire de station p donnée, on obtient une représentation 3D du temps de retard théorique d'une onde sismique en faisant simplement la différence des grilles de temps de trajet de p , appelées grilles de différence de temps d'arrivée théorique (theoretical time-differences of arrival : TDOA). Une source potentielle pourra alors être localisée dans la fenêtre glissante W , en projetant les fonctions de corrélations préalablement calculées pour chacune des paires de station possibles. Toutefois, cette procédure de retropropagation de fonctions de corrélation entre deux stations nécessite un changement de dimension puisque la LCC définie en 3.6 dépend à la fois du temps absolu et du temps de retard entre les stations. Pour localiser une source, seul le temps de retard entre les stations est important, on peut alors réduire la dimension de la fonction LCC à ce délai. On associe alors une fonction d'estimation de temps de retard (time delay estimate : TDE) pour chaque paire de station, dans la fenêtre temporelle W centrée sur \hat{t} :

$$LCC_{MAX,p}(\hat{t}, \Delta\tau_p(q)) = \max\{LCC_p(t, \Delta\tau_p(q)) \mid t \in [\hat{t} - W/2; \hat{t} + W/2]\} \quad (3.9)$$

Attribuer pour chaque noeud, q , de la grille TDOA correspondant à la paire de stations p , la valeur associée de la TDE permet d'obtenir une grille de vraisemblance spatiale. Ainsi, lorsqu'une onde sismique est observée à deux stations, la TDE projetée dans l'espace s'apparente à une hyperboloïde, c'est à dire une surface pour laquelle les temps de retard entre

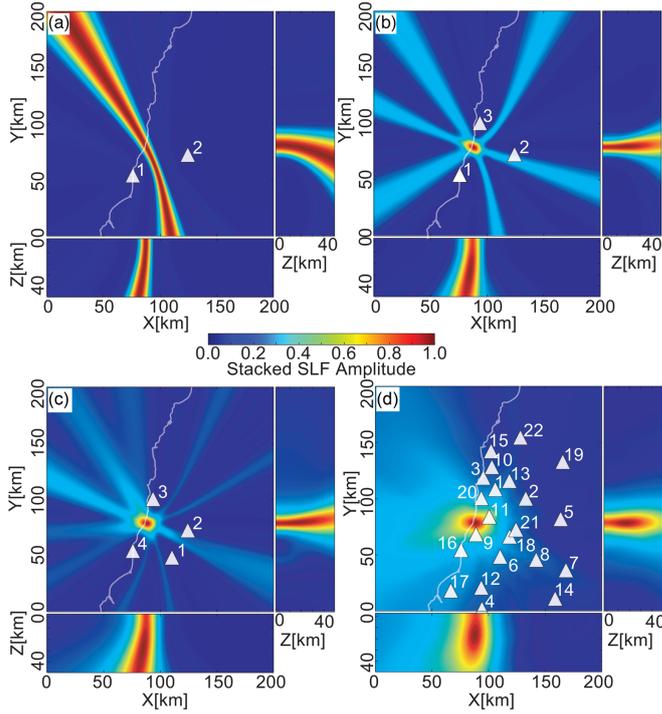


Figure 3.6 – Exemple de sommation de fonction de localisation de source. a), b), c) et d) montrent la SLF pour des réseaux de respectivement 2, 3, 4 et 22 stations. Figure issue de [Poiata et al. \(2016\)](#).

les deux stations sont équivalents pour un modèle de vitesse homogène (Equal Differential Time : EDT) ([Font et al. 2004](#)) (Figure 3.5). Mais à la différence de [Font et al. \(2004\)](#), toute la fonction de corrélation est ainsi retropropagée dans la TDOA et non uniquement son maximum.

Enfin, la somme de toutes les TDEs projetées est/devrait être constructive à l’endroit de l’hypocentre. On appellera cette somme la fonction de vraisemblance spatiale (Spatial Likelihood function : SLF) (équation 3.10 et Figure 3.6). La somme plutôt que la multiplication est préférable afin d’éviter que, si une ou plusieurs stations venaient à être peu corrélées avec les autres, la multiplication de celles-ci n’entraîne une perte totale de l’information.

$$SLF(\hat{t}, q) = \frac{1}{N_p} \sum_p LCC_{MAX,p}(\hat{t}, \Delta\tau_p(q)) \quad (3.10)$$

En sommant les TDEs, c’est bien la source la plus cohérente qui sera mise en évidence, la séparation des sources imbriquées n’est cependant pas encore implémentée dans *BackTrackBB*, c’est justement un des aspects en cours de développement afin d’améliorer la méthode. Lorsqu’une source sismiques émet des ondes, si celles-ci sont cohérentes à travers le réseau et suffisamment de stations, la SLF permet d’imager la position de cette source comme le montre la Figure 3.7.

3.2.4 La détection et le pointé

La détection d’un événement sismique est généralement considéré comme transitoire le principe de base est de fixer un seuil. Ici, la SLF, équation 3.10, est normalisée entre 0 et 1

puisque chaque corrélation est elle-même définie entre 0 et 1 comme corrélation entre deux CF positives. Ainsi, [Poiata et al. \(2016\)](#) ont proposé de fixer une valeur seuil arbitraire de cohérence à travers le réseau de 0.7. Le fait d’avoir repoussé la décision de détection au bout du processus permet de prendre en compte l’information cohérente à travers le réseau et non pas station par station.

Une seconde façon de localiser une source est d’être attentif à la dispersion de la SLF autour du maximum. Si les arrivées d’ondes aux différentes stations du réseau ont un excellent rapport signal sur bruit et peu de sources secondaires sont vues dans la fenêtre d’analyse, la résolution de la source sera bonne. BackTrackBB permet donc de calculer la taille des axes de l’ellipse d’erreur à 68% de probabilité qui est souvent pris comme référence lorsque l’on souhaite estimer l’erreur sur une fonction de probabilité de présence. Le calcul de la taille de ces axes passe par l’emploi de la décomposition en valeurs singulières (Singular Value Decomposition **SVD**). La détection se fera si les dimensions de l’ellipse sont inférieures à des valeurs seuils choisies par l’utilisateur.

Finalement, le pointé qui ne sert donc pas ici à la localisation : il est obtenu a posteriori à partir des matrices de LCC (équation 3.6) et de chaque maximum de celles-ci (équation 3.8). Le pointé final observé à une station donné s est calculé comme la moyenne de tous les pointés obtenus, PT_s via la corrélation avec toutes les autres stations k :

$$PT_s(\hat{t}) = \frac{1}{N_s - 1} \sum_k t_s(\hat{t} | k) \quad (3.11)$$

Le temps d’origine peut alors être défini comme la moyenne des différences entre les temps d’arrivée et le temps de trajet théorique, tt , depuis le maximum de la SLF vers chaque station :

$$t_0(\hat{t}) = \frac{1}{N_s} \sum_k PT_k(\hat{t}) - tt_k \quad (3.12)$$

3.2.5 Conclusion

La méthode BackTrackBB présentée dans cette section m’ont permis de construire deux types de catalogues : (1) un catalogue général et détaillé à la fois de la région de Tarapaca et de la région métropolitaine couvrant la sismicité d’interface, crustale, de profondeurs intermédiaires (et parfois les explosions servant à creuser les nombreuses mines que comptent ces deux régions).

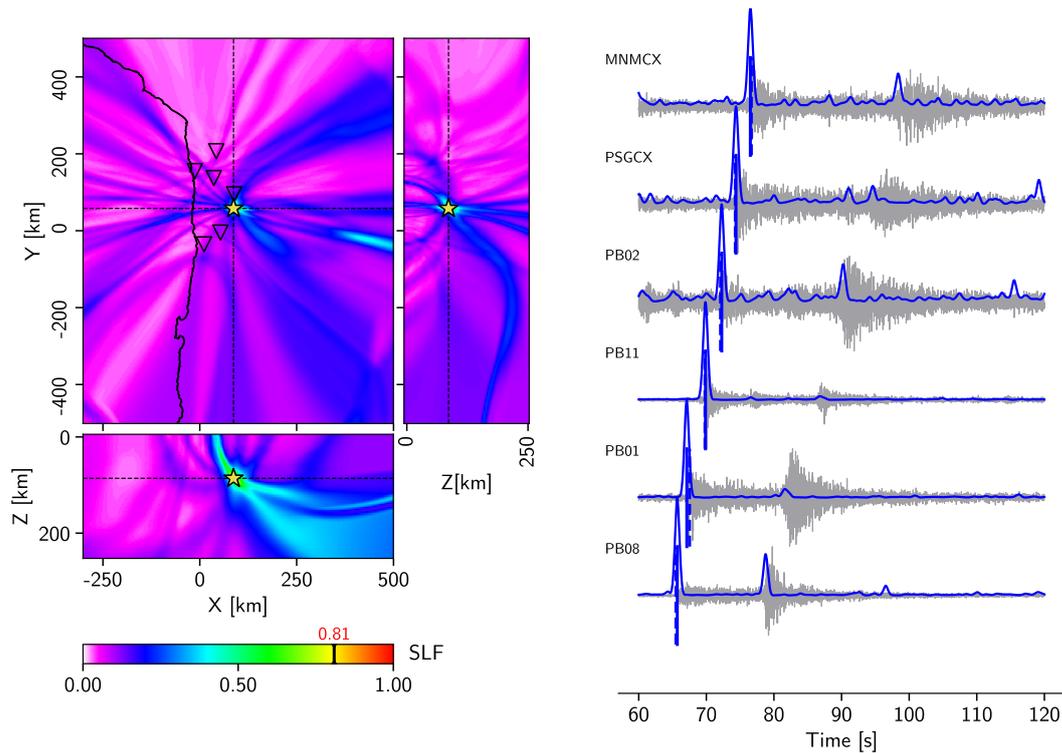


Figure 3.7 – Détection et localisation automatique avec *BackTrackBB*.

La figure de gauche représente la fonction de localisation de source (SLF, équation 3.10) dans les trois plans perpendiculaires passant par le maximum de la SLF représenté par l'étoile jaune. Les valeurs de la SLF sont montrées en fonction de l'échelle de couleur. La valeur maximale de la SLF, à l'endroit de l'hypocentre, est écrite en rouge. La détection a lieu car cette valeur maximale est supérieur à la valeur seuil de 0.7 proposé par [Pojata et al. \(2016\)](#). La figure de droite représente les traces en gris utilisées pour localiser l'événement en corrélant les fonctions caractéristiques (équation 3.3 tandis que les pointés théoriques calculés à partir de la position de l'hypocentre et ceux obtenus par la méthode sont représentés respectivement par les traits verticaux bleu en pointillé et plein (équations 3.8 et 3.11).

Chapitre 4

Nouveaux développements et construction de catalogue

4.1	Les réseaux sismologiques utilisés	82
4.1.1	Les réseaux IPOC et ILN	82
4.1.2	Les réseaux nationaux chiliens	84
4.2	Stockage des données	85
4.3	Détection et localisation préliminaire	86
4.3.1	Durée de la fenêtre glissante pour la corrélation entre les ondes P	86
4.3.2	Optimiser la détection de séismes à faible rapport signal/bruit	87
4.4	Apport de l'utilisation des ondes S	91
4.4.1	Étude de la polarisation	91
4.4.2	Combinaison des informations des ondes P et S	93
4.4.3	Durée de la fenêtre glissante pour la corrélation entre les ondes S et P ...	95
4.5	Localisation définitive et sélection d'événements	96
4.5.1	Correction des pointés obtenus avec BackTrackBB	98
4.5.2	NonLinLoc	99
4.5.3	Sélection des événements	99
4.6	Calcul de Magnitude locale	102
4.7	Détection de séisme à l'aide d'un algorithme type <i>matched-filter</i>	103

Construire un catalogue de sismicité n'est pas chose aisée et cela nécessite souvent d'être réalisé en suivant plusieurs étapes et itérations afin de s'assurer de la qualité de la détection et de localisation des événements observés. Après avoir conduit une série de tests et construit près d'une dizaine de catalogues différents au cours de cette thèse avec la méthode BackTrackBB, je présente dans les paragraphes suivants les différentes étapes (Figure 4.1) que j'ai suivies pour créer les catalogues présentés dans cette thèse. Je commencerai par évoquer les réseaux sismologiques que j'ai utilisés au cours de ma thèse puis je discuterai brièvement du stockage des données au format SEED (Ahern et al. 2007). Puis j'aborderai la phase ① qui est la phase de détection et de localisation préliminaire à partir des traces continues avec BackTrackBB. Cette étape me permettra d'isoler chaque événement détecté afin de le soumettre à la phase ②, qui est une nouvelle étape de détection et de localisation avec l'utilisation jointe des ondes P et S. Le pointé des ondes P et S est dans un premier temps corrigé avant d'être soumis à l'algorithme NonLinLoc, au cours de la phase ③, dans le but de quantifier l'erreur de localisation. Cela permettra au cours de la phase ④, d'établir une sélection des événements sur la base de la qualité de leur localisation. Les catalogues finaux sont construits en rassemblant les informations concernant chaque événement sélectionné : le temps d'origine, la localisation ainsi que la magnitude locale, préalablement calculée. Enfin, ces catalogues pourront permettre, le cas échéant, de lancer une nouvelle phase ⑤ de détection basée sur la corrélation de forme d'onde.

4.1 Les réseaux sismologiques utilisés

4.1.1 Integrated Plate Boundary Observatory Chile (IPOC) et Iquique Local Network (ILN)

L'Integrated Plate Boundary Observatory Chile (IPOC) est né de la collaboration internationale entre le Chili (Centro Sismológico Nacional CSN, Departamento de Geofísica DGF), la France (Institut de Physique du Globe de Paris IPGP, Ecole Normale Supérieure ENS) et l'Allemagne (GeoForschungsZentrum GFZ) en 2006 dans le but d'étudier et documenter les séismes et la déformation à l'aide d'un ensemble d'instruments adaptés (GFZ CNRS-INSU 2006). L'observatoire a été pensé pour la surveillance de la frontière entre les plaques Nazca à l'Ouest et la plaque Sud-Américaine à l'Est depuis la frontière Peru-Chili jusqu'à la ville d'Antofagasta (environ -24°N et -18°N) et notamment la lacune sismique Nord-Chilienne identifiée depuis quelques années (Nishenko 1991). IPOC est capable via un large panel d'instruments d'enregistrer de nombreuses données géophysiques et géodésiques (sismomètres, stron-motion, GPS, capteurs magnétotelluriques, creepmeter, accéléromètres, InSAR, etc..) qui pourraient être reliées à des processus transitoires de déformations. Le réseau sismologique IPOC est dans ce sens un élément central de l'observatoire. Il inclut une vingtaine de stations large-bande à 3 composantes depuis 2006 (code-réseau CX). Le réseau est notamment maintenu par le GFZ, l'IPGP, le CSN, le DGF et la Universidad Católica del Norte, située à Antofagasta

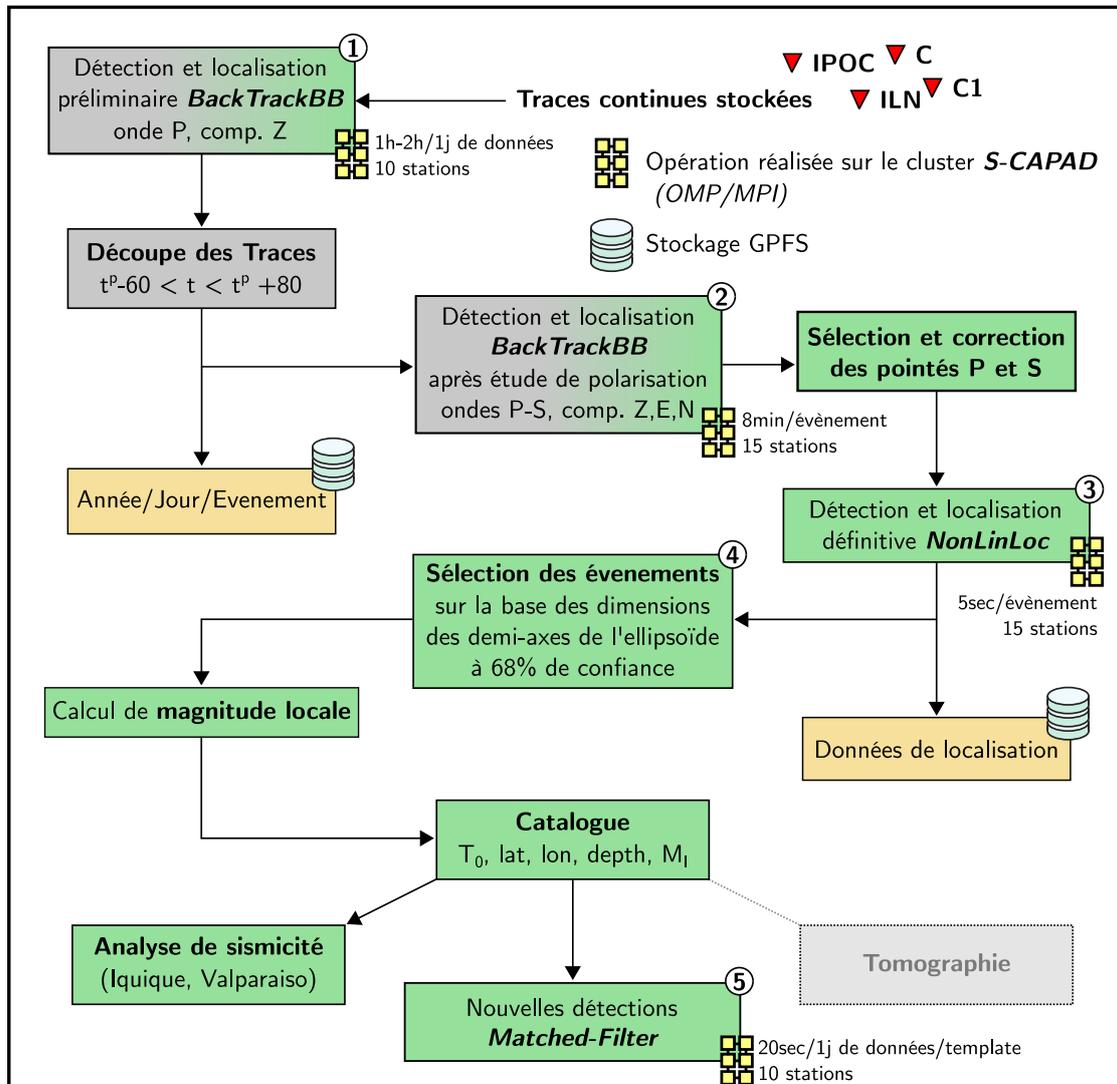


Figure 4.1 – Schéma fonctionnel de création d'un catalogue de sismicité. Les opérations les plus importantes, (1), (2) et (3), sont réalisées sur le calculateur du Service de Calcul parallèle et de Traitement de Données en sciences de la Terre (S-CAPAD, <http://webpublix.ipgp.fr/rech/scp/index.php>). Les étapes de couleur verte sont celles développées au cours de cette thèse. Les traces continue sont lues et les traces coupées ainsi que les fichiers concernant chaque détection sont écrits dans un système de fichier parallèle GPFS (General Parallel File System).

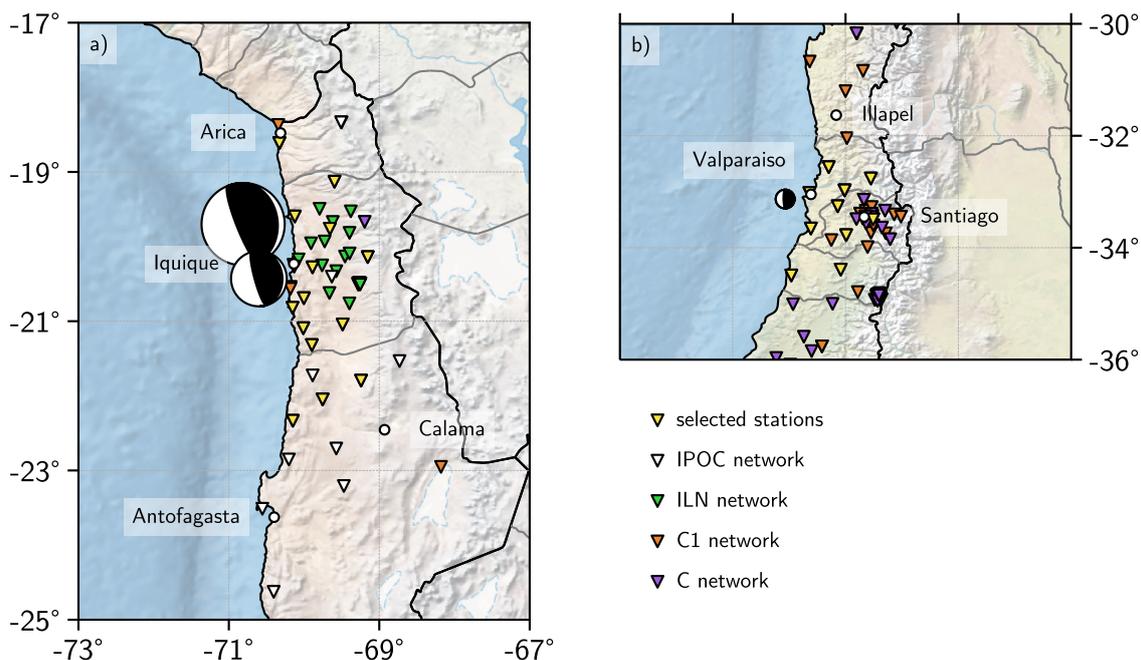


Figure 4.2 – Réseaux de stations sismiques utilisés au cours de cette thèse. a) Réseau utilisé pour étudier la crise du séisme d'Iquique du 1^{er} Avril 2014, M_w 8.2; b) Réseau utilisé pour étudier la crise de Valparaiso d'Avril 2017.

(UCNA). Les données continues des stations large-bande du réseau IPOC sont disponibles depuis l'Archive des données sismologiques du GFZ (GEOFON).

Le réseau Iquique Local Network (**ILN**) a été une des composantes de IPOC et de son réseau temporaire de stations sismiques. Il s'agissait d'un réseau de 20 stations disposées autour de la ville d'Iquique (code-réseau **IQ**). Avec un espacement moyen de 25km entre chacune des stations, le réseau ILN vise à enregistrer des événements de faible magnitude afin d'affiner les connaissances de la croûte de cette région ainsi que le comportement sismique de l'interface de subduction. ILN est notamment composé des stations sismiques les plus proches de la côte, permettant ainsi une étude précise de potentiel événement sismique tsunamigénique et les dangers que cela implique.

4.1.2 Les réseaux nationaux chiliens : Chilean National Seismic Network et Red Sismológica Nacional

Le réseau actuel de stations sismologiques chilien comprend des stations de l'ancien service de sismologie de l'Université du Chili (Chilean National Seismic Network) mis en place dès le début des années 1990 (code-réseau **C**) et les nouvelles stations fournies par le Bureau national d'urgence du Ministère de l'intérieur et de la sécurité publique (**ONEMI**) depuis 2013 (code-réseau **C1**) ([Universidad de Chile 2013](#)), l'agence chargée de la gestion des situations d'urgence au Chili. Les stations sont également équipées de GPS. Les données en provenance des stations sismologiques sont transmises en temps réel vers le centre

de données où elles sont reçues au CSN, à Santiago et distribuées . Elles sont également analysées par l’unité d’analyse et de traitement, qui est responsable du pointé des ondes sismiques et de l’estimation des paramètres hypocentaux (hypocentre et temps d’origine) ainsi que de l’ampleur du séisme. Ces informations sont envoyées au Service hydrographique et océanographique de la marine (SHOA) pour l’évaluation en temps voulu du potentiel tsunamigène d’un séisme et à l’ONEMI. Cette information est livrée dans un délai ne dépassant pas 5 minutes depuis la survenue du séisme.

4.2 Stockage des données

Le développement de réseaux sismiques de grande taille et large-bande impose une rigueur et une organisation efficace des espaces de stockage. Il est de nos jours coutumes de partager en libre accès les données - sauf exception projet - et de manière à uniformiser ce flux de donnée, le format SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data) a été créé à la fin des années 1980 et est aujourd’hui maintenu par l’Incorporated Research for Seismology (IRIS). Il est actuellement mondialement utilisé car extrêmement pratique et facile d’utilisation. Le format SEED (Ahern et al. 2007) combine les séries temporelles sismiques recueillies par les sismomètres (fichiers miniSEED) et les fichiers de métadonnées (fichiers dataless). Ces derniers conservent les informations relatives à l’instrument de mesure des vibrations du sol utilisé, notamment la position géographique du capteur, le temps, le type de réponse instrumentale, la fréquence d’échantillonnage, etc. Un dataless peut également fournir l’historique complet et exhaustif des métadonnées pour une ou plusieurs station du réseau. Les données à proprement parler sont les enregistrements directement issues du convertisseur analogique–numérique, en sortie du sismomètre. La conservation séparée des données brutes et des métadonnées garantit une sécurité dans le sens où les métadonnées peuvent être éventuellement mise à jour sans pour autant toucher aux données. Le format SEED utilise 4 variables pour identifier de manière unique une donnée, voici un exemple pour le Nord du Chili :

- un code pour le réseau sismologique, par exemple **CX** pour IPOC et **IQ** pour ILN.
- un code pour la station, de 4 à 5 caractères, par exemple deux stations se situent près de Patache et se nomment **PATCX** pour IPOC et **PATA** pour ILN.
- un identifiant de localisation qui n’est utilisé que si la station venait à être déplacée. Ce code n’a pas été utilisé ni pour le réseau IPOC ni pour le réseau ILN
- un code pour la composante d’enregistrement formé de 3 caractères dont le premier représente le type de bande définie par la fréquence d’échantillonnage f_e et la fréquence-coin de l’instrument f_c , par exemple *B* pour *Broad Band* ($10\text{Hz} \leq f_e < 80\text{Hz}$ et $f_c \leq 0.1\text{Hz}$) ou *H* pour *High Broad Band* ($80\text{Hz} \leq f_e < 250\text{Hz}$ et $f_c \leq 0.1\text{Hz}$). La deuxième lettre définit le type d’instrument : *H* pour *High Gain Seismometer* ou encore *N* pour *Accelerometer*. Enfin le troisième caractère donne l’orientation du capteur : *N* pour Nord, *E* pour Est et *Z* pour la verticale.

Il existe d’autres codes pour identifier l’orientation comme 1, 2, 3 ou *A*, *B*, *C* notamment ainsi qu’une quinzaine pour donner le type de bande, ce qui permet de couvrir une large gamme de fréquence ($1\mu\text{Hz} \leq f_e \leq 5\text{kHz}$).

Finalement, la trace correspondant à la station **PATCX** du réseau **CX** de la journée du 1^{er} Avril 2014 sera stockée et nommée comme telle :

CX.PATCX..HHZ.2014.090

4.3 Détection et localisation préliminaire : phase ①

La phase ① est certainement la plus lourde en terme de temps de calcul mais néanmoins la plus importante car il est question d’analyser des traces d’une journée pour une dizaine de stations. BackTrackBB nécessite un fichier de configuration comprenant diverses informations comme la taille la fenêtre glissante - qui doit être suffisamment grande pour contenir un même type d’onde pour chacune des stations du réseau -, les bandes de fréquences du multi-band filter, l’ordre du moment utilisé ($n = 3, 4..$), etc.. On peut imaginer que ces paramètres dépendent de la région et du réseau, il est donc nécessaire de les adapter à chaque cas d’étude.

4.3.1 Durée de la fenêtre glissante pour la corrélation entre les ondes P

Un des principaux paramètres de la méthode BackTrackBB (Poiata et al. 2016) est la durée de la fenêtre glissante qui permet la corrélation des fonctions caractéristiques localement dans le temps. Cependant, une fenêtre trop étroite peut diminuer la capacité de détection du réseau puisque toutes les arrivées ne seront pas comprises dans la même fenêtre. Tandis qu’une fenêtre trop grande augmente le risque de corréler plusieurs événements s’ils venaient à se suivre. Pour optimiser la taille de cette fenêtre, il est possible de représenter la couverture du réseau pour une taille de fenêtre donné. En considérant les grilles 3D de temps de trajet NonLinLoc (Lomax et al. 2000) obtenue via la routine Grid2time pour un modèle de vitesse donné, on peut exprimer la grille de temps de retard Δt pour une paire de station p donné comme la différence des grilles de temps de trajet tt :

$$\Delta t_p(q) = tt_i(q) - tt_j(q) \quad (4.1)$$

Ainsi la durée, W , de la fenêtre glissante détermine la couverture spatiale par une paire de stations en fonction de sa grille de temps de retard Δt_p . Cette couverture peut ne pas être optimale si l’on cherche à localiser une source pour qui la différence de temps de trajet des ondes observées à une paire de stations données est supérieure à la durée W . On définit la couverture spatiale d’une paire de stations p en fonction de la différence de temps de trajet observée à un point donné de l’espace q et sachant la durée de la fenêtre W comme :

$$C_p(q|W) = \begin{cases} 1 & \text{si } \Delta t_p(q) \leq W \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (4.2)$$

Ainsi la couverture du réseau, C_{Net} pour une taille W et N_p paire de stations est donnée par :

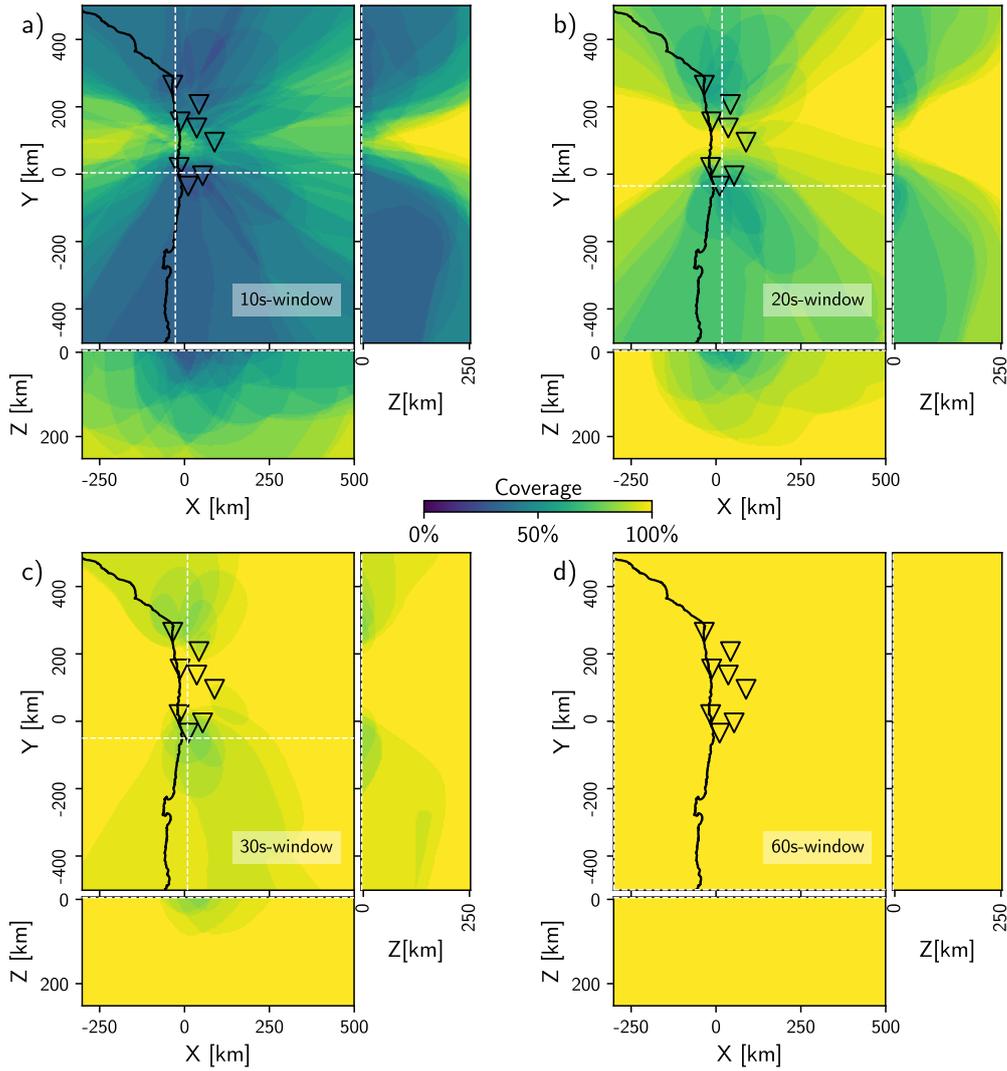


Figure 4.3 – Exemple de couverture spatiale avec BackTrackBB pour les ondes P. a), b), c) et d) représentent la couverture du réseau formé par 8 stations du réseau IPOC pour des tailles de fenêtre glissante de respectivement 10, 20, 30 et 60 secondes.

$$C_{Net}(q|W) = \frac{1}{N_p} \sum_p C_p(q|W) \quad (4.3)$$

Il est ainsi possible de déterminer une taille de fenêtre optimale pour couvrir l'ensemble d'une grille donnée, plus la fenêtre est importante plus il est possible de couvrir la grille de recherche (Figure 4.3). Ainsi, afin de construire un catalogue couvrant la grille dans sa totalité, j'ai choisi une taille de fenêtre de 60 secondes.

4.3.2 Optimiser la détection de séismes à faible rapport signal/bruit

BackTrackBB utilise la cohérence du champ d'onde pour détecter et localiser un séisme et cela s'avère très efficace lorsque ce même champ d'onde présente un rapport signal sur

bruit élevé à chacune des stations, comme il est possible d’observer sur la Figure 3.7. Cependant, lorsque ce n’est plus le cas - en général pour les stations les plus lointaines de la source - l’arrivée d’onde peut être noyé dans le bruit et ainsi participer à diminuer la cohérence général du réseau. Un exemple est fourni Figure 4.4 et montre la détection d’un événement ainsi que sa localisation à partir d’un modèle de vitesse d’onde P en utilisant 10 stations issues du réseau IPOC dans une fenêtre d’une durée de 60 secondes. Deux choses importantes sont à retenir de cet exemple : (1) la valeur maximal de la SLF (équation 3.10) ne dépasse pas la valeur seuil de 0.7 (Figure 4.4a) alors qu’un séisme est clairement identifiable (Figure 4.4c). Cela s’explique par le faible rapport signal sur bruit aux deux stations les plus lointaines (Figure 4.4c) ainsi la corrélation est moins bonne et tend à diminuer la cohérence totale (BackTrackBB favorise la cohérence en phase plutôt qu’en amplitude, ainsi les CFs sont normalisées) qui peut parfois être inférieure à la valeur maximale de la SLF en présence de bruit seulement (Figure 4.5). (2) le pointé obtenue par la méthode est plutôt satisfaisant (Figure 4.4c) excepté pour deux stations (PB04 et PB03) tandis que les pointés théoriques s’approchent des arrivées réelles, indiquant une localisation satisfaisante. Cependant, on peut noter un retard systématique des pointés théoriques car obtenu à partir d’un temps d’origine moyen (cf. sous-séction 3.2.2) lui même biaisé par un mauvais pointé. Ce point sera discuté plus tard dans ce chapitre et je tenterai d’y apporter une solution.

Pour optimiser la détection d’un tel évènement et éviter tant que possible une fausse détection, intéressons-nous à une caractéristique importante de la SLF en présence d’un signal cohérent (Figure 4.4) et en présence de bruit (Figure 4.5) : sa forme. En effet, en présence de bruit, les maxima de la SLF sont plus localisés (Figure 4.4a) et lorsque celle-ci est normalisée puis portée à une puissance élevée, on peut noter une nette diminution de la taille de la distribution. Cela est plus flagrant encore si l’on calcule la longueur des demi-axes de l’ellipsoïde d’erreur à 68% correspondante, ceux-ci passant de 138, 441 et 521km à 60, 65 et 121km si la SLF est portée à la puissance 20 par exemple (Figure 4.4a et b). En présence de bruit cependant, portée à la même puissance la SLF présente une ellipsoïde aux dimensions similaires (Figure 4.5a et b) ce qui montre que l’élévation à la puissance de la SLF augmente le rapport signal sur bruit seulement lorsqu’il y a du signal.

De ce fait, nous proposons pour cette phase ① d’optimiser la détection d’un événement, dont la cohérence à travers le réseau ne serait pas suffisante, en portant la SLF à une puissance donnée (ici 20) et en déclenchant la détection du séisme lorsque que l’ellipsoïde d’erreur à 68% est suffisamment étroite (ici seulement un demi-axe peut être plus grand que 100km, le plus grand étant généralement relié à l’incertitude sur la profondeur) et non pas lorsque la valeur maximale de la SLF est plus élevée qu’une valeur seuil. Ce procédé ne résoud cependant pas le fait que deux sources imbriquées puissent être localisées, seul une réduction de la fenêtre glissante pourrait éventuellement le permettre. Il s’agit d’une des améliorations dont pourrait bénéficier BackTrackBB dans le futur.

Cette localisation et détection préliminaire est pour le moment uniquement contrainte par les ondes P. De fausses détections occasionnées par les phases S peuvent alors apparaître,

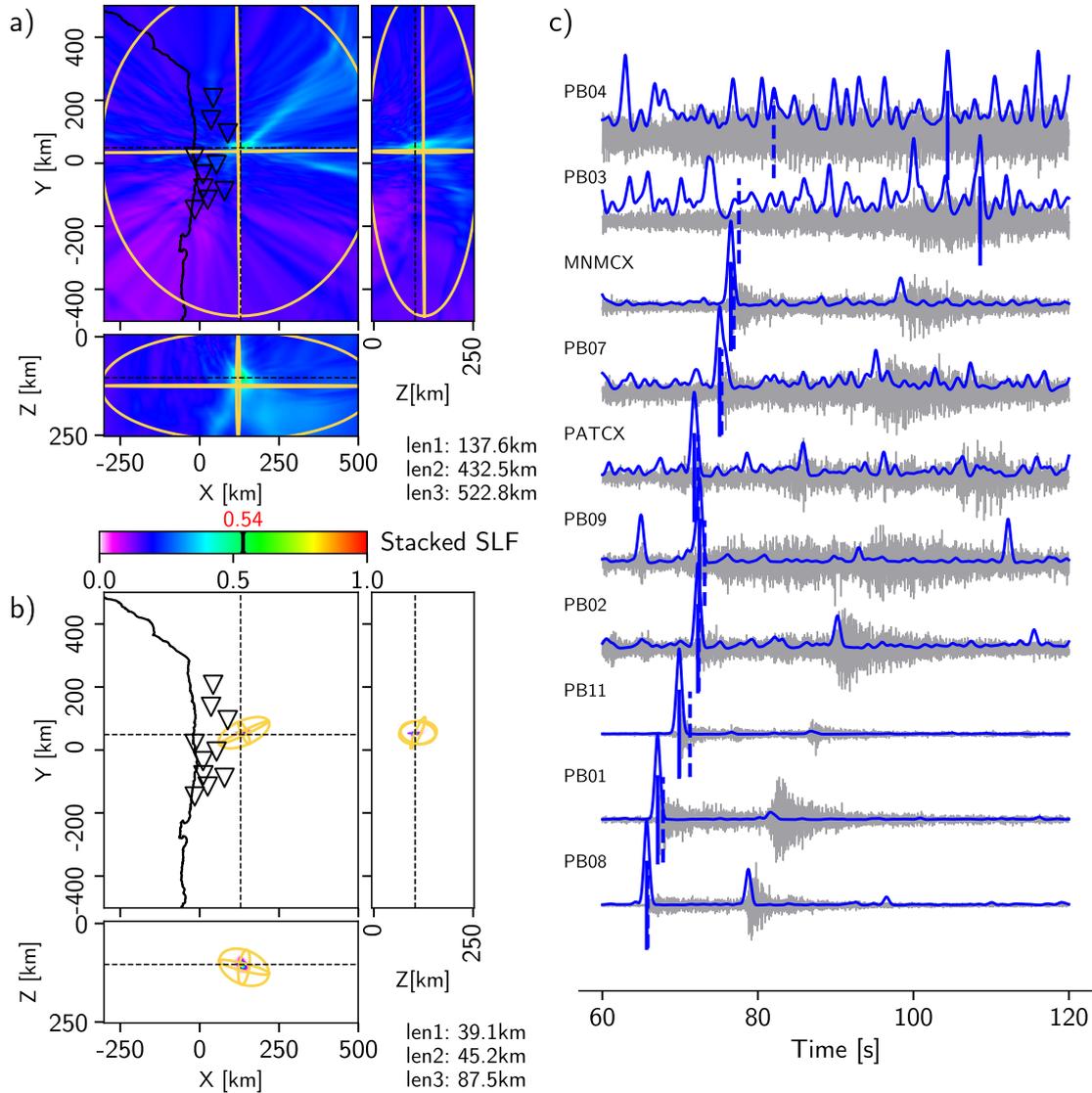


Figure 4.4 – Exemple de détection et localisation avec BackTrackBB.

a) Représentation 3D de la SLF (équation 3.10) dans les trois plans perpendiculaires passant par le maximum. L'ellipsoïde à 68% de confiance est de couleur jaune et les stations utilisées sont représentées par les triangles noirs. Les valeurs len1, len2 et len3 correspondent aux valeurs des semi-axes de l'ellipsoïde. Les valeurs de la SLF sont montrées en fonction de l'échelle de couleur. La valeur maximale de la SLF, à l'endroit de l'hypocentre, est écrite en rouge. b) Même chose qu'en a) mais la SLF est portée à la puissance 20. c) Les traces filtrées (highpass - 5Hz), les CFs correspondantes sont respectivement de couleur grise et bleu. Les barres verticales rouge représentent le pointé obtenu, trait plein, et le point théorique, trait pointillé.

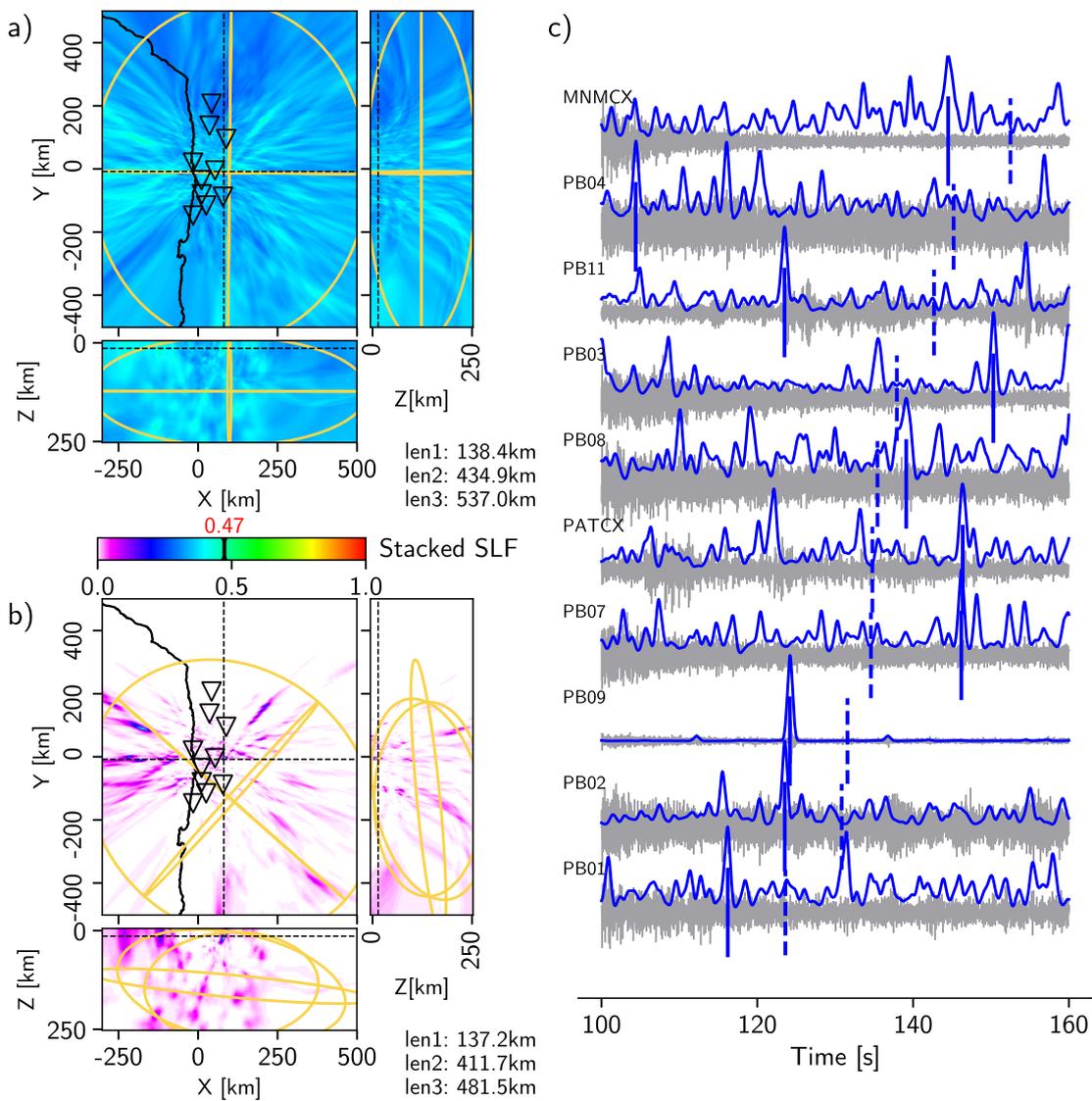


Figure 4.5 – Tentative de détection et localisation dans une fenêtre de bruit.
Même légende que la Figure 4.4.

en se corrélant avec les phases P ou en se corrélant entre elles. Il est donc nécessaire de les inclure dans une seconde phase ② de localisation à la fois pour : (1) éliminer ces fausses détections et (2) pour améliorer la localisation de la source sismique dont elles proviennent en les combinant aux ondes P.

4.4 Apport de l'utilisation des ondes S : phase ②

La localisation de sources sismiques uniquement à l'aide des ondes P peut être suffisante notamment lorsque le réseau de station sismique entoure la source. En ce qui concerne la zone de subduction chilienne, qui n'est pas encore équipé de sismomètre fond de mer, localiser un événement à 100km des côtes peut être risqué sans ajouter l'information portée par les ondes S et plus particulièrement l'information $S-P$ qui donne une idée de la distance source-recepteur. Nous pouvons constater dans la section précédente que la grille de localisation donnée par BackTrackBB, obtenue par la somme de plusieurs hyperboles, donne une bonne idée de la direction de la source par rapport au réseau. L'information $S-P$ serait donc complémentaire car pour une même station, elle donne une information sur la distance.

Afin de différencier les ondes P et les ondes S, [Rosenberger \(2010\)](#) propose d'étudier la polarisation des ondes en utilisant les trois composantes d'une station, qui peut également servir pour la détection ([Kurzon et al. 2014](#)). Cette analyse de polarisation est aujourd'hui implémentée dans BackTrackBB à la suite du stage de deuxième année de Master de Pierre Romanet ([Romanet 2014](#)).

4.4.1 Étude de la polarisation

On considère un signal d_n enregistré aux trois composantes x , y et z à une station donnée :

$$d_n = \begin{bmatrix} z_0 & z_1 & \dots & z_n \\ x_0 & x_1 & \dots & x_n \\ y_0 & y_1 & \dots & y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_n \\ X_n \\ Y_n \end{bmatrix} \quad (4.4)$$

L'idée de cette méthode est de replacer les données d_n , initialement dans un repère orthonormé défini par les trois composantes de la station, dans le repère des données elles-mêmes. On supposera que la verticale de ce repère contiendra les ondes P dont on supposera une incidence quasi-verticale. Ainsi le plan horizontal contiendra les ondes S verticales et horizontales. Pour cela, on utilise la décomposition en valeurs singulières (SVD : Singular Value Decomposition) qui permet de décomposer la *matrice-stylo* d_n telle que :

$$d_n = U_n \cdot \Sigma_n \cdot V_n^T \quad (4.5)$$

$$U_n^T \cdot d_n \cdot V_n = \Sigma_n = \text{diag}(\sigma_0, \sigma_1, \dots, \sigma_{k-1})$$

ici U_n est une matrice 3×3 qui contient les vecteurs singuliers gauche, Σ_n contient les valeurs singulières, σ_i , de d_n de dimension 3×3 et V est une matrice $3 \times (n + 1)$ qui

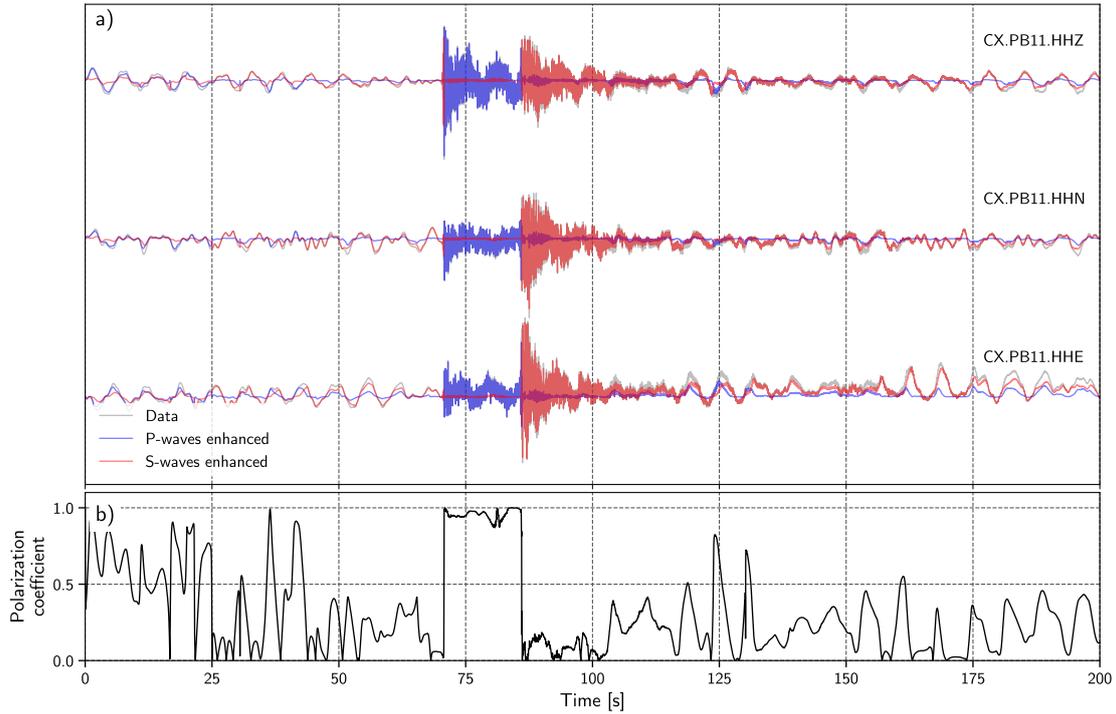


Figure 4.6 – Application du filtre de polarisation de Rosenberger (2010).

a) Signaux brutes (gris) et signaux filtrés pour les ondes P (bleu) et S (rouge) pour la stations PB11 (cf. Figure 3.3) sur les trois composante. b) Filtre de polarisation $U_n[0,0]$ issue de la SVD (équation 4.5).

contient les vecteurs singuliers droite. Dans ce cas particulier, d_n a un rang maximum de 3, c'est à dire que $\Sigma_n = \text{diag}(\sigma_i)$ a au moins 3 valeurs non-nulles. On considerera dans la suite, les valeurs singulières triées par ordre croissant. U_n , aussi appelée matrice de sortie, est une matrice de rotation dont le premier élément du premier vecteur singulier gauche (donc associé à la valeur singulière la plus forte) définit l'angle, ϕ , entre la verticale et le mouvement de la particule :

$$\phi = \arccos(U_n[0,0]) \quad (4.6)$$

ainsi $U_n[0,0]$ peut être définie comme le cosinus de l'angle d'incidence du mouvement de particule, que l'on nommera $s_n = U_n[0,0]$ et avec $0 \leq s_n \leq 1$. Rosenberger (2010) propose d'utiliser s_n tel un filtre. Il est possible de créer deux types de signaux pour chaque station, d_n^P qui contiendra les ondes P et d_n^S qui contiendra les ondes S tels que :

$$\begin{aligned} d_n^P &= s_n \cdot d_n \\ d_n^S &= (1 - s_n) \cdot d_n \end{aligned} \quad (4.7)$$

Dans le but d'obtenir un unique jeu de donnée pour les deux types d'ondes, nous proposons de créer les jeux de donnée pour les ondes P uniquement avec la composante verticale tandis que pour les ondes S, nous utiliserons une combinaison des deux composantes horizontales :

$$d_n^P = s_n \cdot Z_n$$

$$d_n^S = \sqrt{((1 - s_n) \cdot X_n)^2 + ((1 - s_n) \cdot Y_n)^2} = (1 - s_n) \cdot \sqrt{(X_n)^2 + (Y_n)^2} \quad (4.8)$$

Disposant de données filtrées pour les deux types d'ondes, nous pouvons envisager combiner ces informations complémentaires pour l'obtention d'une localisation plus précise d'une source sismique.

4.4.2 Combinaison des informations des ondes P et S

Il est possible de créer une fonction caractéristique (CF) pour les signaux correspondant aux ondes S. Un modèle de vitesse pour les ondes S est dorénavant requis afin de créer une grille où l'on sommerait les TDEs issues des corrélations des CFs pour les ondes S. Ainsi l'équation 3.10 peut s'écrire comme la somme des TDEs de chaque type d'onde :

$$SLF^{P,S}(\hat{t}, q) = \frac{1}{2N_p} \sum_{w=P,S} \sum_p LCC_{MAX,p}^w(\hat{t}, \Delta\tau_p(q)) \quad (4.9)$$

Ici p correspond à la paire de station, w le type d'onde (P ou S). Toutefois, une telle combinaison n'ajoute pas à proprement parler une information nouvelle, la corrélation $S-S$ est équivalente à celle $P-P$, seul le modèle de vitesse change. Cela ne permet donc pas de mieux focaliser la source sismique lorsque l'on combine les deux grilles de localisation, la corrélation entre deux stations pour un type d'onde donné permet donc une bonne estimation de la direction d'où proviennent ces ondes, moins sur la distance (Figure 4.4). Il est commun en sismologie d'utiliser le temps de retard entre les ondes S et P afin de contraindre la distance à la station. Le croisement de cette information avec plusieurs stations permet de localiser la source. Il est possible d'obtenir un tel résultat pour la corrélation $S-P$ en utilisant BackTrackBB. On peut définir cette corrélation pour la station s , LCC_s^{S-P} , comme :

$$LCC_s^{S-P}(t, \Delta\tau_s(q)) = \int_{-\infty}^{+\infty} CF_s^P\left(t - \frac{\Delta\tau_s(q)}{2}\right) CF_s^S\left(t' + \frac{\Delta\tau_s(q)}{2}\right) \nu(t - t', \Delta\tau_p(q)) dt' \quad (4.10)$$

Puis de façon similaire à l'équation 3.9 :

$$LCC_{MAX,s}^{S-P}(\hat{t}, \Delta\tau_s(q)) = \max\{LCC_s^{S-P}(t, \Delta\tau_s(q)) | t \in [\hat{t} - W/2; \hat{t} + W/2]\} \quad (4.11)$$

et enfin obtenir une SLF pour la corrélation entre les ondes S et P à chaque station :

$$SLF^{S-P}(\hat{t}, q) = \frac{1}{N_s} \sum LCC_{MAX,s}^{S-P}(\hat{t}, \Delta\tau_s(q)) \quad (4.12)$$

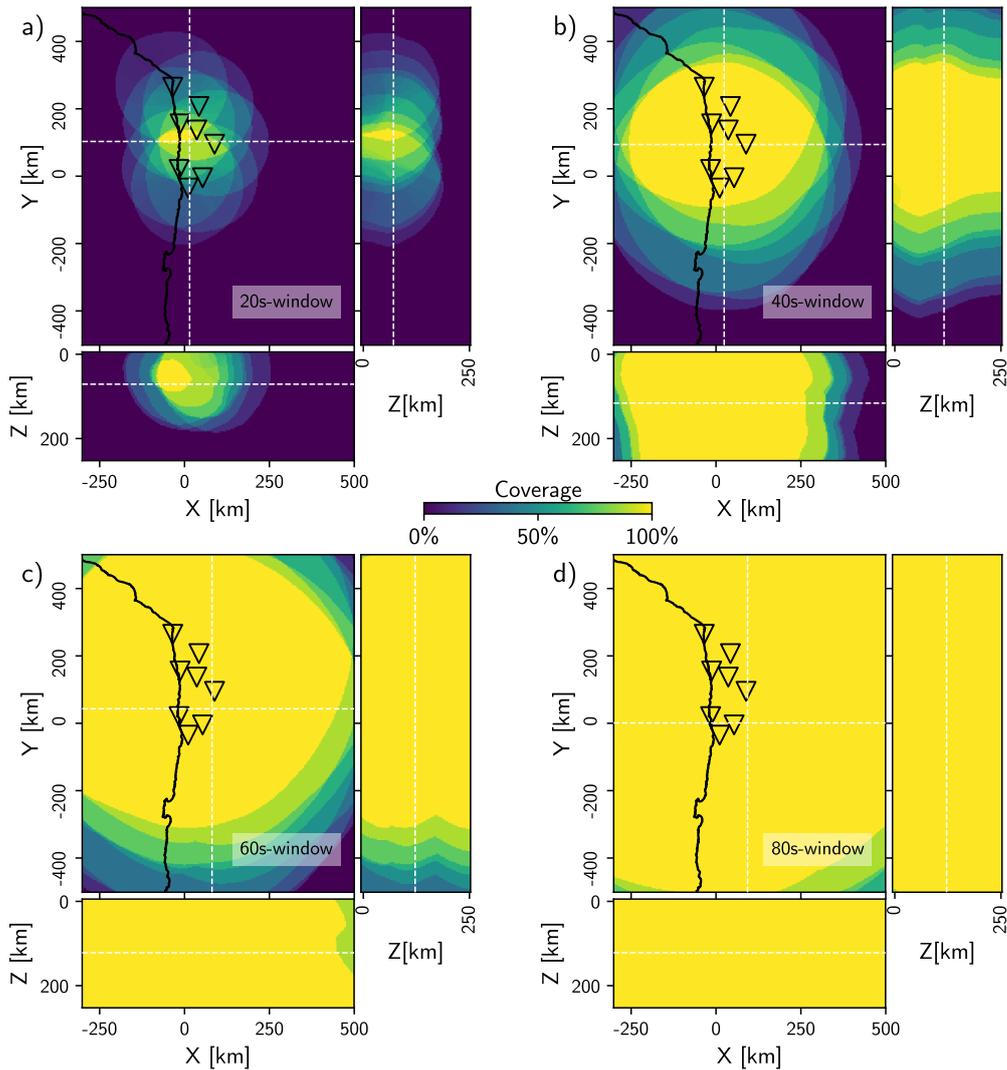


Figure 4.7 – Couverture spatiale pour les corrélations P et S-P.

a), b), c) et d) représentent la couverture du réseau formé par 8 stations du réseau IPOC pour des tailles de fenêtre glissante de respectivement 20, 40, 60 et 80 secondes en combinant les corrélations P-P et S-P.

Ici \hat{t} est le temps au centre de la fenêtre d'analyse W ; CF_s^P et CF_s^S correspondent respectivement aux CFs des ondes P et S à la station s . Lorsque l'on retropropage $LCC_{MAX,s}^{S-P}$ dans une grille TDOA, la TDE prend la forme d'une sphère de centre s dans un modèle de vitesse homogène, mais plus généralement une surface pour laquelle les temps de retard entre l'onde P et l'onde S sont équivalents. En sommant les TDEs pour chacune de stations, celles-ci se croisent à l'hypocentre. Cette nouvelle SLF^{S-P} apporte une information sur la distance, complémentaire à l'information de direction donnée par la SLF^P obtenue via la corrélation des ondes P.

Finalement, on peut imaginer combiner les deux grilles de localisation SLF^P et SLF^{S-P} :

$$\begin{aligned}
SLF_f(\hat{t}, q) &= SLF^P(\hat{t}, q) \times SLF^{S-P}(\hat{t}, q) \\
\text{ou encore } SLF_f(\hat{t}, q) &= \frac{1}{2} \left(SLF^P(\hat{t}, q) + SLF^{S-P}(\hat{t}, q) \right)
\end{aligned} \tag{4.13}$$

Dans la suite, nous utiliserons l'opérateur multiplication pour combiner les SLF^P et SLF^{S-P} . L'étude de polarisation peut être couteuse en temps de calcul si elle est appliquée sur une journée de données. Après avoir obtenu une détection de tout signal cohérent à travers un réseau donné dans un modèle de vitesse P (phase ① section 4.3), nous proposons de couper les traces autour de chacune de ces détections quelques secondes avant (60s) et quelques secondes après (80s) de façon à rendre le calcul de la polarisation moins couteux. Ainsi, nous pouvons exploiter les CFs pour les ondes S et chercher à mieux localiser la source pré-détectée. De façon similaire à la section 4.3 et la phase ①, une fenêtre glissante permettra de renouveler notre tentative de localisation sans à priori.

4.4.3 Durée de la fenêtre glissante pour la corrélation entre les ondes S et P

Toutefois, il est à nouveau crucial de noter que la fenêtre glissante W dans laquelle nous tentons de localiser une source doit être suffisamment grande pour pouvoir corrélérer pour une station donnée les ondes P et S associées à la même source (équations 4.10 et 4.11). De façon similaire à la section 4.3.1, il est possible de déterminer une taille de fenêtre optimale pour couvrir l'ensemble d'une grille donnée. On définit la grille de temps de retard Δt , pour une station s , donnée comme la différence de temps de trajet des ondes S et des ondes P vers cette station :

$$\Delta t_s^{SP}(q) = tt^S(q) - tt^P(q) \tag{4.14}$$

On définit la couverture spatiale d'une station p en fonction de la différence de temps de trajet P et S à un point donné de l'espace q en sachant la durée de la fenêtre W comme :

$$C_s^{SP}(q|W) = \begin{cases} 1 & \text{si } \Delta t_s^{PS}(q) \leq W \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \tag{4.15}$$

La couverture du réseau en utilisant uniquement la corrélation S-P C_{Net}^{PS} , pour une taille W et N_s stations est donnée par :

$$C_{Net}^{SP}(q|W) = \frac{1}{N_s} \sum_s C_s^{SP}(q|W) \tag{4.16}$$

Il convient alors de multiplier la couverture S-P et P-P (équation 4.3) , pour une même taille de fenêtre W :

$$C_{Net}^{P,SP}(q|W) = C_{Net}^P(q|W) \times C_{Net}^{PS}(q|W) \tag{4.17}$$

La figure 4.7 montre un exemple de $C_{Net}^{P,SP}(q|W)$ pour 4 tailles de fenêtre W . On peut y observer que pour $W = 60s$ (Figure 4.7c), les bordures de la grille ne sont plus totalement couvertes. Une nouvelle fois, le choix d’une taille de fenêtre adaptée permet d’accroître la capacité de détection et potentiellement améliorer la localisation, mais le risque de corréler des sources imbriquées est lui aussi accrue. Pour cette phase ② de détection et localisation, nous conserverons $W = 60$ secondes afin de garder une couverture maximale aux latitudes de la lacune au Nord du Chili (Figure 4.7).

4.5 Localisation définitive et sélection d’événements : phases ③ et ④

Pour récapituler, jusqu’ici nous disposons d’un catalogue d’événements détectés et localisés de manière préliminaire avec BackTrackBB. Dans un premier temps en utilisant uniquement les ondes P et en utilisant la taille de l’ellipsoïde d’erreur à 68% comme critère de détection. Dans un second temps, après avoir coupé les traces autour des événements pré-détectés au cours de la phase ①, nous avons utilisé les ondes S pour mieux contraindre la localisation d’une source potentielle et ainsi générer un jeu de détections secondaires au cours de la phase ② pour chaque détection préliminaire. Il est à présent temps de sélectionner la meilleur détection parmi celles secondaires.

On peut supposer que plus l’écart entre un pointé théorique (donné par le maximum de la SLF finale, équation 4.13) et celui obtenu (équations 3.8 et 3.11) est réduit et moins on a de chance d’avoir une mauvaise qualité de localisation (Figures 3.7, 4.3, 4.5, 4.8). Pour quantifié la différence de temps d’arrivée on utilise souvent une norme L2 ou la variance de la RMS (root-mean-square) définie comme :

$$V = \sum_s^{N_s} (t_s^{obs} - t_s^{theo})^2 \quad (4.18)$$

Toutefois, Font et al. (2004) font remarquer que la variance peut être sensible à un mauvais pointé qui lui-même à une influence sur le temps d’origine dans notre cas et donc sur le temps d’arrivée théorique. Ainsi, la valeur maximale de la SLF (équations 3.10 ou 4.13) est un indicateur plus fiable pour la justification de la qualité d’une detection. Au cours de la phase ②, nous avons également utilisé une fenêtre glissante W , générant ainsi un jeu de localisation et détection secondaire. Pour sélectionner le meilleur pointé nous ne retiendrons dans la suite que les pointés correspondant à la valeur maximale de SLF, parmi toutes ces fenêtres W . Nous avons décidé d’employer l’algorithme NonLinLoc (Lomax et al. 2000), qui à partir des pointés obtenus par BackTrackBB (traits pleins Figures 4.3 et 4.8) peut constuire une fonction de densité de probabilité à posteriori (Probability Density Function : PDF) afin d’estimer de manière probabiliste la localisation et le temps d’origine de la source. Toutefois avant de continuer, il est possible de *corriger* les pointés obtenus avec BackTrackBB.

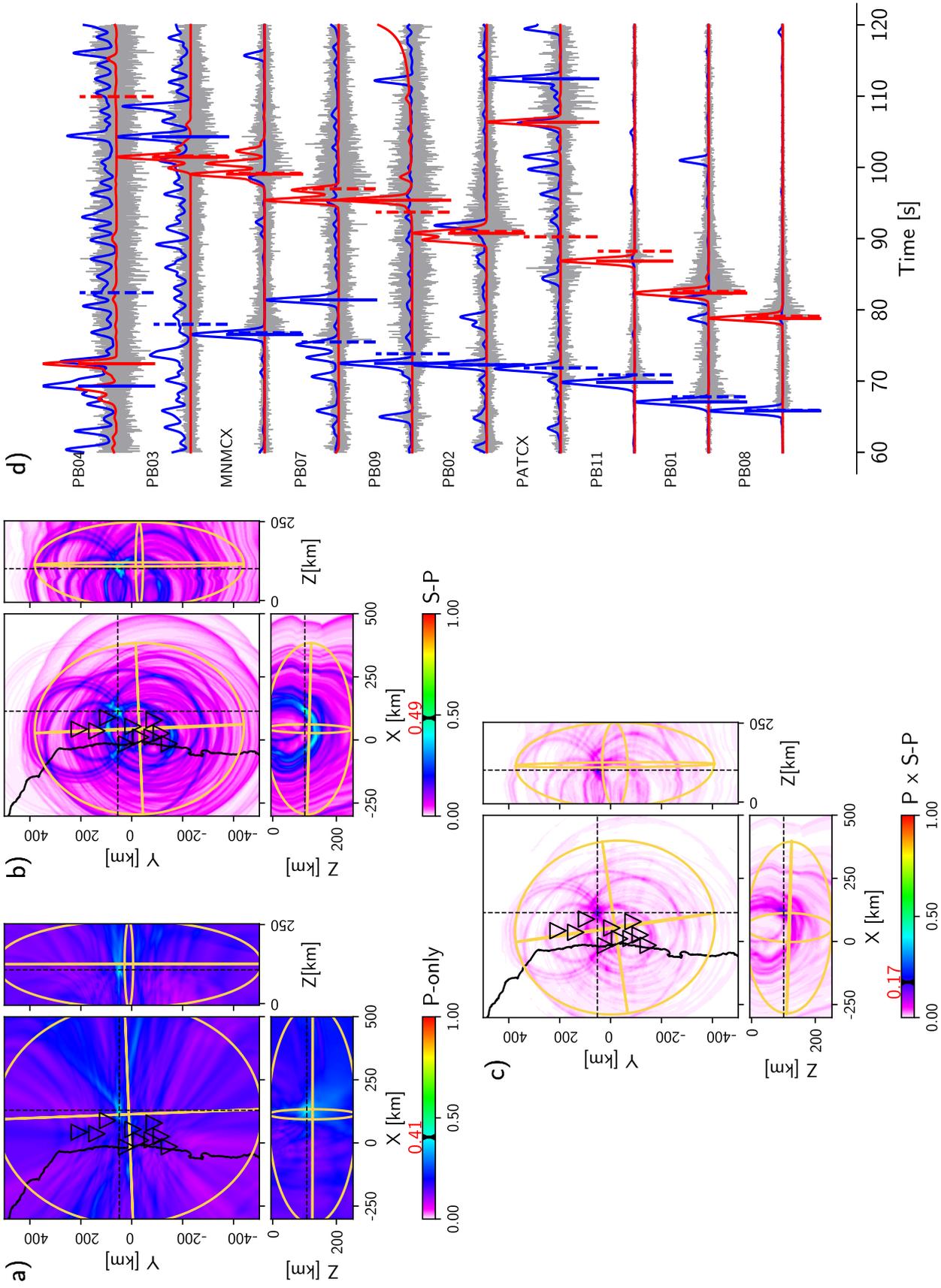


Figure 4.8 – Détection et localisation d'un événement en comitant les ondes P et les ondes S.
 a), b) Représentation 3D de la SLF issue respectivement de la corrélation des ondes P (éq. 3.10) et P et S (éq. 4.9) dans les trois plans perpendiculaire passant par le maximum. L'ellipsoïde à 68% de confiance est de couleur jaune et les stations utilisées sont représentées par les triangles noirs. Les valeurs de la SLF sont montrées en fonction de l'échelle de couleur. La valeur maximale de la SLF, à l'endroit de l'hypocentre, est écrite en rouge. c) Représentation 3D de la multiplication des grilles en a) et b). d) Les traces filtrées (highpass - 5Hz), les CFs correspondantes au ondes P et S sont respectivement de couleur grise, et rouge. Les traits verticaux pleins représentent le pointé obtenu pour le type d'onde associé tandis que le point théorique est représenté par les traits pointillés.

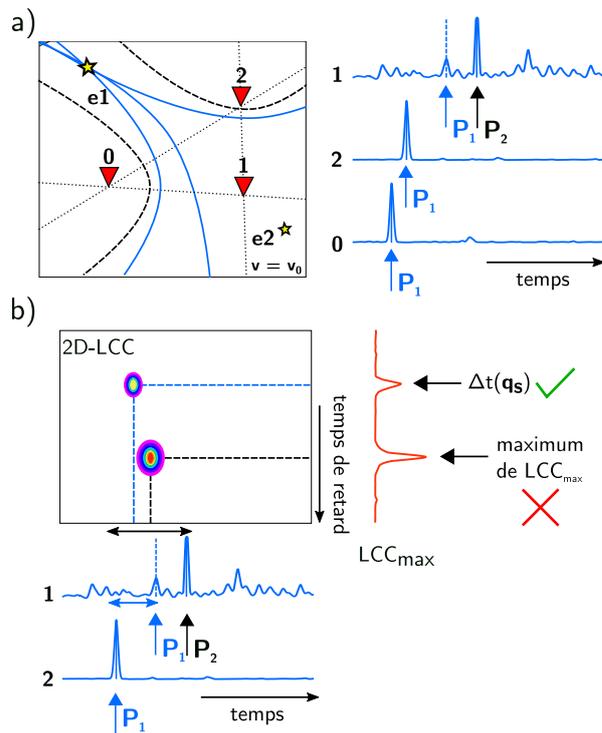


Figure 4.9 – Principe de correction des pointés issus de BackTrackBB avec les ondes P. a) Schéma d'un réseau à trois stations représentées par des triangles rouges. Deux sources sismiques, $e1$ et $e2$, émettent des ondes P_1 et P_2 . Seule la station 1 observe le passes des ondes de l'événement $e2$ qui est visible dans sa fonction caractéristique à droite. Lorsque l'on corrèle les CFs entre elles, les phase P_1 créent les hyperboles bleues visibles à gauche et se croisent en $e1$. Tandis que les corrélations P_1 et P_2 créent les hyperboles noires et pointillés, elles ne se croisent pas et ne passent pas par $e1$ ou $e2$. On remarque que le pointé donné par BackTrackBB (traits pleins) est faux pour la station 1. b) Cross-corrélation locale entre les CFs des stations 1 et 2. Lorsque l'on extrait la valeur maximum de la matrice on s'aperçoit qu'elle ne correspond pas à la corrélation P_1 avec P_1 . Pour corriger le pointé on utilise la position de la source, \mathbf{q}_s , la plus cohérente, ici $e1$, pour extraire le temps de retard théorique entre la paire de station $\Delta t(\mathbf{q}_s)$. Cela permet de retrouver le maximum local de la matrice 2D de corrélation et ainsi obtenir le pointé correct.

4.5.1 Correction des pointés obtenus avec BackTrackBB

Dans les lignes précédentes nous avons vu qu'il existe deux manière d'obtenir le pointé des ondes avec BackTrackBB lorsqu'une détection est décrétée : (1) la valeur maximale de la SLF obtenue en sommant toutes les TDEs 3.10 dépasse une valeur seuil, critère utiliser par Poiata et al. (2016) par exemple ; (2) la taille des demi-axes de l'ellipsoïde d'erreur à 68% de la SLF portée à une certaine puissance son inférieur à une longueur maximale, critère utilisé au cours de la phase ① de la construction de catalogue exposée ici. Le pointé automatique final pour une station est alors obtenu en faisant la moyenne de tous les pointés mesurés pour cette station. Chacun de ces pointés est obtenu via le maximum de la matrice de corrélation 2D entre le signal contenu dans la fenêtre W avec celui de toutes les autres (équation 3.8). Or ce maximum n'est pas necessairement lié à l'événement le plus cohérent à travers le réseau notamment lorsque le rapport signal sur bruit est faible, ou lorsqu'un événement local a lieu à proximité d'une des stations. Si le maximum de la CF n'est pas associé à l'événement le plus coréhent à travers le réseau, le pointé donné par BackTrackBB sera altéré. Pour illustrer cela, un exemple schématique est visible sur la Figure 4.9a. Ainsi, nous proposons d'utiliser la localisation du maximum de la SLF, \mathbf{q}_s , comme information à posteriori dans le but de corriger le pointé. En effet cette localisation nous donne accès, pour chaque corrélation entre deux stations, au temps de retard attendu que j'appellerai $\Delta t(\mathbf{q}_s)$ (Figure 4.9b). Celui-ci peut alors être utilisé pour "filtrer" la matrice de corrélation. Une fois le pointé corrigé, si besoin, pour chaque corrélation et le pointé moyen calculé pour chaque station, nous pouvons commencer la phase ③ de relocalisation avec NonLinLoc.

4.5.2 NonLinLoc

NonLinLoc produit à partir de pointés des ondes P et/ou S une PDF pour la localisation spatial et l'estimation du temps d'origine de la source x , y , z et t de l'hypocentre dans une grille 3D. Elle constitue une solution complète et du problème de localisation bien posé. L'algorithme de localisation de NonLinLoc suit la méthode d'inversion de [Tarantola and Valette \(1982\)](#) et celle de localisation de source présentée par cette même étude ainsi que celles proposées par [Moser et al. \(1992\)](#) et [Wittlinger et al. \(1993\)](#). A la différence de BackTrackBB où la solution de localisation obtenue est exprimée en terme de vraisemblance quand NonLinLoc fournit une solution en terme de probabilité. La méthode d'inversion suivie par NonLinLoc suppose que l'erreur sur les observations, celle des pointés des ondes sismiques, ainsi que l'erreur sur les temps de trajet sont gaussiennes. Cela permet notamment de calculer analytiquement le maximum de vraisemblance (likelihood) de la PDF pour un temps d'origine de la source selon les temps d'arrivées observés et les temps de trajet entre les stations utilisées dans l'inversion et un point de l'espace q . Ainsi un problème de localisation d'hypocentre à 4 dimensions s'en trouve réduit aux 3 dimensions de l'espace et selon la formulation de [Tarantola and Valette \(1982\)](#) qui incorpore la norme L2 s'écrit comme :

$$PDF(q, t_0) = k. \exp \left(-\frac{1}{2} \sum_s \frac{(t_s^{obs} - t_s^{theo})^2}{\sigma_i^2} \right) \quad (4.19)$$

Ici q est un point dans la grille de recherche 3D, t_0 est l'estimation du temps d'origine, k est un facteur de normalisation, t_s^{obs} et t_s^{theo} sont respectivement les temps d'arrivée observés et théoriques en q et enfin σ_s est l'erreur à priori sur t_s^{obs} . Cependant, [Font et al. \(2004\)](#) puis [Lomax \(2005\)](#) suggèrent que l'utilisation des EDTs est plus robuste en présence de mauvais pointés. Ainsi [Lomax \(2005\)](#) propose l'estimation d'une nouvelle PDF basée sur les EDTs :

$$PDF(q) = k \left[\sum_p \frac{1}{\sqrt{\sigma_i^2 + \sigma_j^2}} \exp \left(-\frac{\{(tt_i^{obs} - tt_j^{obs}) - (tt_i^{theo} - tt_j^{theo})\}^2}{\sigma_i^2 + \sigma_j^2} \right) \right]^{N_p} \quad (4.20)$$

ici q est un point dans la grille de recherche 3D, k est un facteur de normalisation, tt_s^{obs} et tt_s^{theo} sont respectivement les temps de trajet observés et théoriques en q ce qui permet de s'affranchir également de l'estimation du temps d'origine et enfin σ_i et σ_j est l'erreur à priori sur les observations. NonLinLoc localise la source au point q où les différence de temps de trajet observé et théorique sont minimales et donc maximise la PDF.

4.5.3 Sélection des événements

Une fois l'inversion effectuée, NonLinLoc calcule l'ellipsoïde d'erreur à 68% pour la PDF obtenue. La dernière phase **④** consiste à sélectionner les événements sur la base de

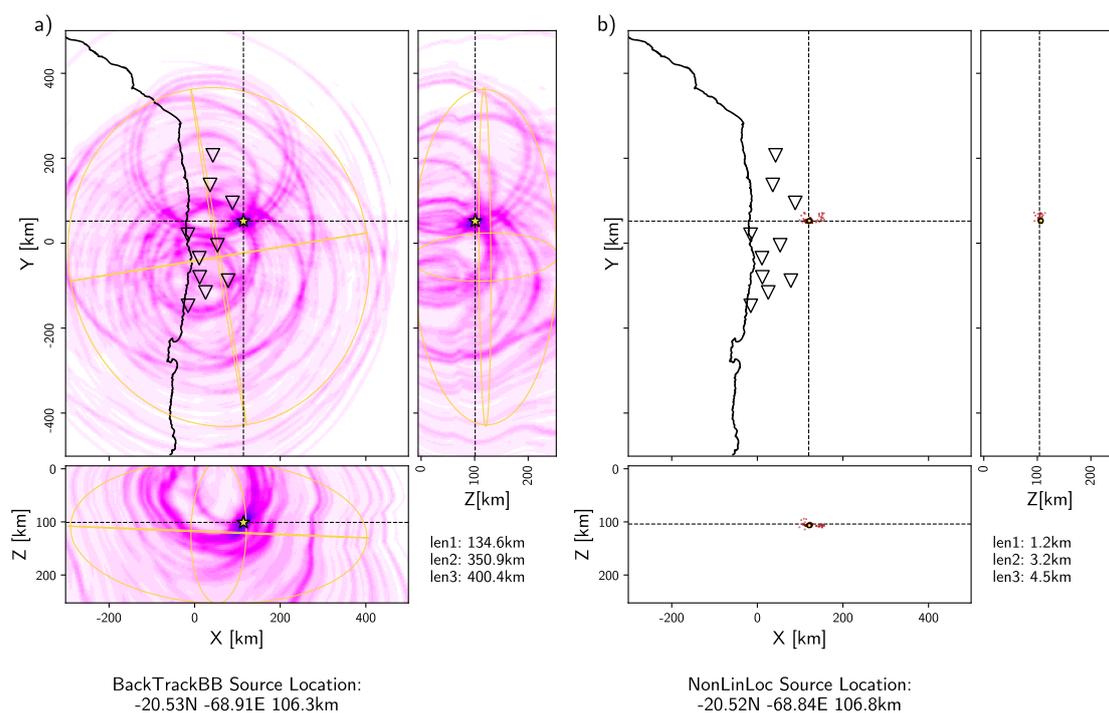


Figure 4.10 – Localisation finale d'un événement détecté par BackTrackBB avec NonLinLoc.
 a) Représentation 3D de la SLF issue de la combinaison des SLF obtenues à partir des ondes P (éq. 3.10) et de la corrélation des ondes P et S (éq. 4.9) dans les trois plans perpendiculaire passant par le maximum (équivalent à la Figure 4.8c). L'ellipsoïde à 68% de confiance est de couleur jaune et les stations utilisées sont représentées par les triangles noir. b) Représentation 3D de la fonction de densité de probabilité (points rouge) obtenue avec NonLinLoc en utilisant les pointés issus de BackTrackBB pour le même événement. Le point jaune correspond au maximum de likelihood. La localisation est similaire mais les dimensions de ellipsoïde d'erreur sont sensiblement différentes.

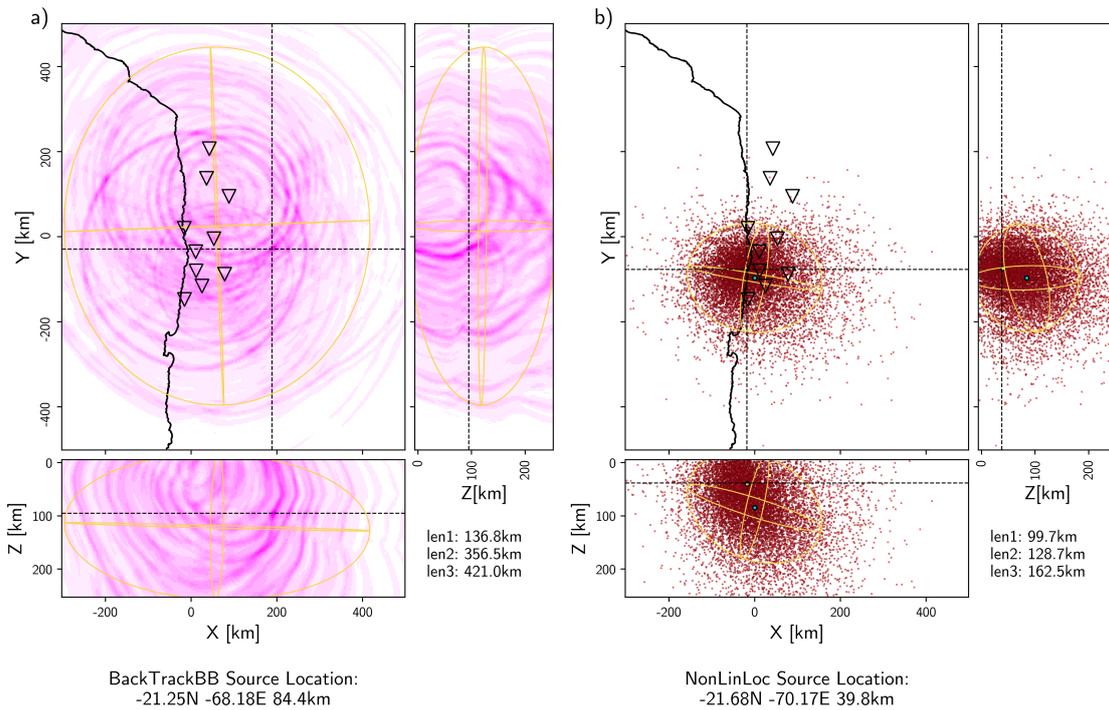


Figure 4.11 – Tentative de relocalisation dans une fenêtre de bruit.

Même légende que la figure 4.10 pour la fenêtre de bruit vue précédemment (Figure 4.5).

la qualité de leur localisation. Nous nous sommes basés une nouvelle fois sur la taille de l'ellipsoïde d'erreur comme ce fut le cas lors de la phase ①. Or ici, nous pouvons imposer un critère de taille plus sévère car si l'événement est bien localisé, son ellipse peut être très réduite (Figure 4.10). Pour le catalogue correspondant à la région d'Iquique nous avons utilisé un modèle de vitesse que je définirai comme *pseudo-3D* (modèle 1D + slab 2D), la résolution est profonde n'est donc pas très bonne ce qui nous a poussé à sélectionner les événements sur la base de la taille de l'ellipse d'erreur projetée dans le plan XY avec une taille maximale de demi-axe de 10km. Pour la crise de Valparaiso, j'ai utilisé un modèle de vitesse 3D réalisé par Bertrand Potin (correspondance personnelle). Nous avons donc sélectionné les événements, en tenant compte de l'ellipse en 3D cette fois-ci, lorsque leur demi-axes étaient inférieurs à 15km.

Enfin, autre cas de figure récurrent, il se peut qu'un événement semble bien localisé au regard de la taille de son ellipse d'erreur mais il se situe toutefois sur les bordures de la grille. Il s'agit souvent d'événements ayant eu lieu à des distances télésismiques ou plus en profondeur que la limite de la grille, il convient donc d'éliminer ces événements.

4.6 Calcul de Magnitude locale

Dans les années 1920, Harry Wood et John Anderson développèrent le sismomètre à torsion que l'on appellera Wood-Anderson, qui fut l'un des premiers instruments pratiques et transportables pour enregistrer les ondes sismiques. Wood développa ensuite, au California Institute of Technology, un réseau de sismomètres s'étendant à travers le sud de la Californie. C'est notamment à cette époque que sont recrutés Beno Gutenberg et Charles Richter. C'est en 1935 que ce dernier propose une échelle pour comparer les séismes entre eux après avoir observé une relation logarithmique entre l'amplitude des ondes et la distance à plusieurs stations.

Cette échelle appelée *magnitude* repose donc sur la mesure de l'amplitude en micron d'une onde sismique sur les composantes horizontales d'un sismomètre Wood-Anderson, qui n'est plus utilisé à l'heure actuelle mais peut être simulé. Pour la calibrer, Richter choisit d'attribuer à un séisme situé à 100km de distance avec la station et d'une amplitude de $1\mu\text{m}$ la magnitude locale $M_l = 3$. La magnitude de Richter (1935) ne prévaut cependant que pour le sud de la Californie car ailleurs, les propriétés élastiques du sol peuvent être différentes et influencer les amplitudes mesurées pour un séisme de même force. Il existe aujourd'hui dans la littérature bon nombre d'articles estimant la magnitude locale : par exemple au Sud de l'Italie (Bobbio et al. 2009), au Népal (Baillard et al. 2017), etc.

Dans notre cas, les études présentées dans cette thèse sont à l'échelle locale voire régionale ce qui nous permet d'utiliser ce type de magnitude. Toutefois, comme précisé plus haut, les données récoltées ne correspondent pas directement au déplacement du sol, nous devons donc déconvoluer la réponse instrumentale, puis convoluer les données avec la réponse d'un sismomètre de Wood-Anderson. Enfin la mesure de l'amplitude maximale peut être faite. Pour les catalogues produits au cours de cette thèse, nous avons suivi l'expression de la magnitude locale utilisée par le CSN [communication personnelle de S. Ruiz et F. Leyton] adaptée au Chili à partir de celle de Richter (1935) :

$$M_l = \log(A_{WA}) - 5.35 + 0.42 \cdot \log(\Delta) + 5 \cdot 10^{-3} \cdot \Delta \quad (4.21)$$

A_{WA} est l'amplitude maximale du déplacement, en micron, généré par le passage des ondes sismiques après la convolution du signal avec la réponse instrumentale d'un sismomètre de Wood-Anderson. Δ est la distance entre la source et le récepteur en kilomètre. J'effectue alors une moyenne pondérée avec la distance hypocentrale des différentes magnitudes obtenues aux diverses stations. Pour être plus rigoureuse, l'estimation de la magnitude devrait tenir compte de certaines sources d'erreur comme l'influence du diagramme de radiation des ondes de volumes générées au cours de la rupture sismique ou des effets de site.

Une fois la magnitude locale calculée, les événements sont classés et archivés. Le catalogue est alors prêt à être utilisé. Au cours des phases ① et ②, la fenêtre glissante W était de 60 secondes afin de couvrir la totalité de la lacune du Nord chilien. Cependant, cette taille est trop importante pour couvrir uniquement l'interface (Figures 4.3 et 4.7). Pour tenter de détecter plus d'événements il est possible d'utiliser une méthode, appelée *matched-filter*, basée sur la corrélation des formes d'ondes.

4.7 Détection de séisme à l'aide d'un algorithme type *matched-filter* : phase ⑤

On définit le signal, U , correspondant au passage d'une onde sismique comme :

$$U = S * G * I + N \quad (4.22)$$

* représente le produit de convolution, S est la fonction source qui décrit la rupture au cours du temps, G est la réponse du milieu traversé, plus connue sous le nom de la fonction de Green du milieu, I est la réponse instrumental de la station sismique et enfin N le bruit ambiant et aléatoire.

On appelle multiplet un ensemble de séismes émis par une ou plusieurs sources proches, qui partagent un même plan de faille ou un ensemble parallèle ainsi qu'un même mécanisme de rupture. De part leur proximité, ces sources émettent des ondes qui se propagent, à travers le même milieu, vers chacune des stations sismiques d'un réseau. Les formes d'ondes finalement enregistrées sont donc quasi-identiques puisque S , G et I sont équivalents, seul N change. Quelques différences peuvent notamment être expliquées par une magnitude différente, ce qui a un effet sur le contenu fréquentiel des signaux observés.

Considérons une station, une composante et une trace sismique discrète, avec un pas d'échantillonnage de Δt , si l'on souhaite comparer deux signaux u et v , chacun composé du même nombre d'échantillons N , le plus simple est de calculer un coefficient de corrélation $CC_{u,v}$ tel que :

$$CC_{u,v} = \frac{\sum_n^N (u(n\Delta t) - \bar{u}) \cdot (v(n\Delta t) - \bar{v})}{\sqrt{\sum_n^N (u(n\Delta t) - \bar{u})^2 \cdot \sum_n^N (v(n\Delta t) - \bar{v})^2}} \quad (4.23)$$

où \bar{u} et \bar{v} sont les moyennes respectives de u et v . Ce coefficient de corrélation peut varier entre -1 et 1 : il est égale à -1 lorsque les deux signaux sont complètement anti-corrélés, par exemple $CC_{u,-u} = -1$; il est égale à 1 lorsque les signaux sont parfaitement corrélés $CC_{u,u} = 1$. Ainsi pour deux multiplets, comme les formes d'ondes sont très proches, la valeur du coefficient de corrélation devrait être proche de 1.

La méthode de *matched-filter* repose sur ce principe : sélectionner un événement pré-déecté τ , que l'on appelle communément un **template**, et le corréler à une fenêtre glissante le long d'une trace sismique, s , à la même station et la même composante. A chaque fois, que la corrélation est jugée bonne, un événement est détecté. Cette méthode est couramment utilisé pour détecter une multitude d'événements : à la fois des séismes classiques (e.g. [Beucé et al. 2017](#), [Chamberlain et al. 2017](#), [Frank et al. 2017](#), [Kato et al. 2012, 2016](#), [Poli et al. 2017](#), [Ruiz et al. 2017a](#), [Warren-Smith et al. 2017](#)) ; des séismes basse-fréquence (e.g. [Frank et al. 2013](#), [Chamberlain et al. 2014](#)) ; des glissements lents ([Rousset et al. 2017](#)) ou encore de glissements de terrain ([Poli 2017](#)).

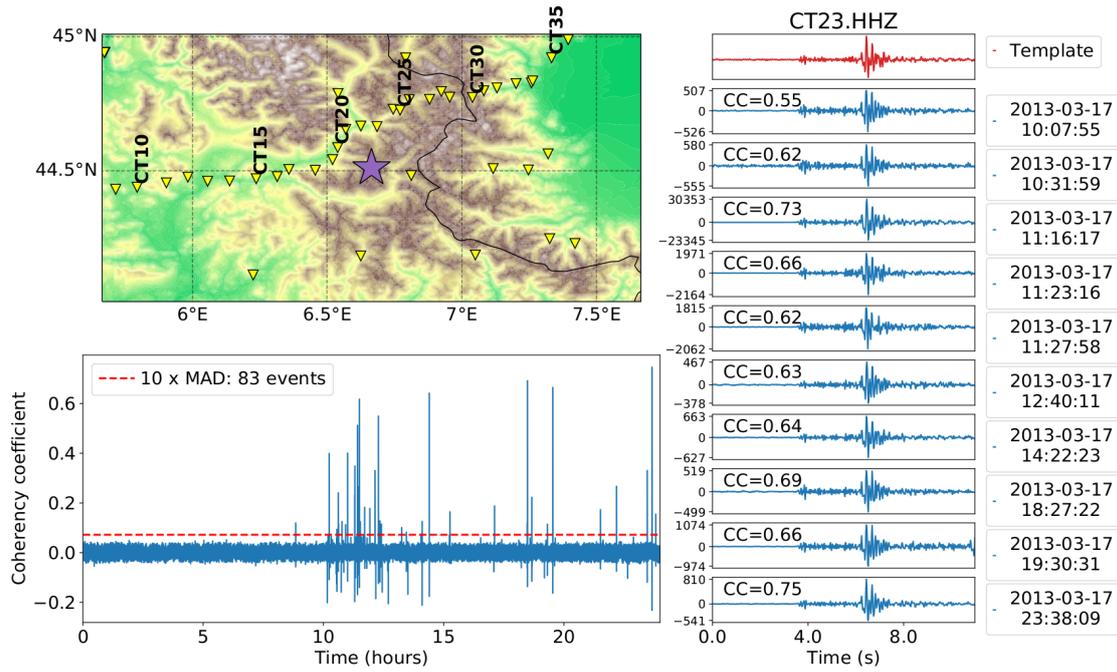


Figure 4.12 – Matched-Filter appliqué à un template dans les Alpes occidentales pour une journée. En haut à gauche : Carte indiquant l'emplacement du template (étoile) et les stations voisines (triangles inversés). En bas à gauche : Coefficients de corrélation (Équation 4.25) sur toute la journée. Le seuil de $10 \times \text{MAD}$ est représenté par la ligne en pointillé. 83 séismes ont été détectés. A droite : composante verticale du template à la station CT23 ainsi que 10 exemples de détections sur cette même composante. Figure issue de [Beaucé et al. \(2017\)](#).

On définit la corrélation, $CC_{\tau,s}$, entre le template τ et le signal u en fonction du temps t tel que :

$$CC_{\tau,s}(t) = \frac{\sum_n^N (\tau(n\Delta t) - \bar{\tau}(n\Delta t)) \cdot (u(t + n\Delta t) - \bar{u}(t + n\Delta t))}{\sqrt{\sum_n^N (\tau(n\Delta t) - \bar{\tau}(n\Delta t))^2 \cdot \sum_n^N (u(t + n\Delta t) - \bar{u}(t + n\Delta t))^2}} \quad (4.24)$$

Cette recherche à travers la corrélation d'un template est très efficace si le niveau de bruit est faible, en effet si celui-ci est élevé la similarité des formes d'ondes en sera altérée et par conséquent le coefficient de corrélation également. Une façon simple de pallier à ce problème est d'utiliser plusieurs stations et plusieurs composantes, car elles présentent un signal cohérent et un bruit de fond incohérent. Il est donc possible d'augmenter un faible rapport signal sur bruit avec un réseau de stations ([Gibbons and Ringdal 2006](#), [Gibbons et al. 2007](#)).

On définit le signal $u_{i,j}(t)$ enregistré à travers le réseau à la station i sur la composante j . Il est à présent nécessaire de tenir compte des différences de temps d'arrivée entre station. Si temps d'arrivée à la station i est égal à $t + \delta i$ où t est le premier temps d'arrivée à travers le réseau alors δi est le **moveout**, soit le temps de retard entre l'arrivée d'onde à la station i et la première arrivée d'onde à travers le réseau. On peut donc écrire une fonction de corrélation entre un template enregistré à plusieurs stations, sur plusieurs composantes et un jeu de donnée d'un réseau :

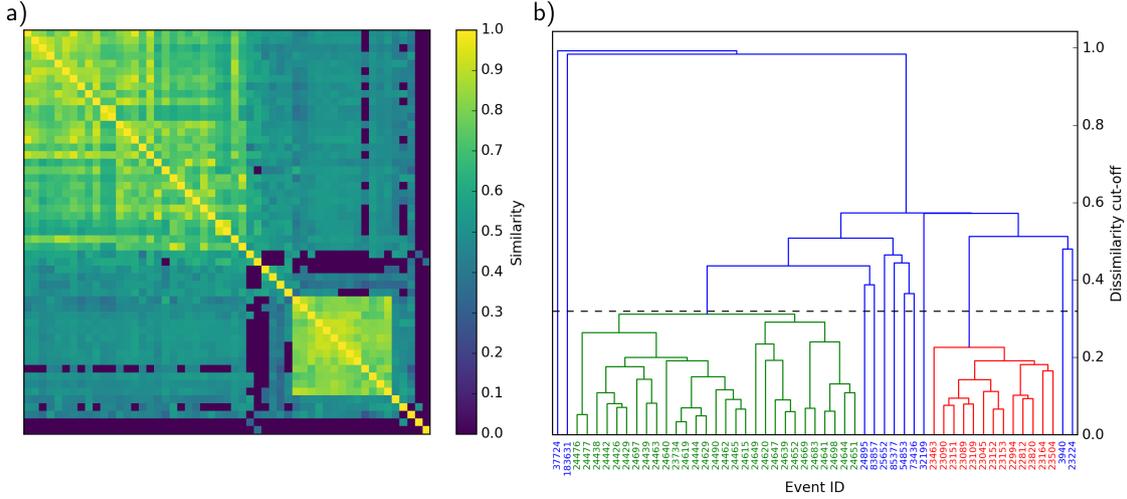


Figure 4.13 – Matrice de similarité et dendrogramme. a) Cette matrice contient des valeurs de similarité pour chaque paire d'événements d'un catalogue concernant le golf de Corinth en Grèce (Duverger et al. 2018). (b) Le dendrogramme de classification calculé à partir de la matrice. Cette arbre montre un dendrogramme tronqué formant deux groupes distincts de multiplets (vert et rouge) et isolant les événements restants (bleu). La ligne pointillée horizontale représente la différence de dissimilarité utilisée afin d'isoler les multiplets connus. Figure issue de Duverger (2017).

$$\begin{aligned}
 \hat{\tau}_i^j(n\Delta t) &= \tau_i^j(n\Delta t) - \bar{\tau}_i^j(n\Delta t) \\
 \hat{u}_i^j(t + \Delta t + \delta i) &= u_i^j(t + \Delta t + \delta i) - \bar{u}_i^j(t + \Delta t + \delta i) \\
 CC_{sum} &= \sum_i^I \sum_j^J \frac{\sum_n^N \hat{\tau}_i^j(n\Delta t) \cdot \hat{u}_i^j(t + \Delta t + \delta i)}{\sqrt{\sum_n^N \hat{\tau}_i^j(n\Delta t)^2 \cdot \sum_n^N \hat{u}_i^j(t + n\Delta t + \delta i)^2}}
 \end{aligned} \tag{4.25}$$

Ici I et J sont respectivement le nombre de stations et de composantes du réseau sismique. La décision de déclencher une détection repose, à l'instar de nombreuses méthodes automatiques, sur le dépassement d'une valeur seuil du stack des fonctions de corrélation (équation 4.25). Cette valeur seuil est généralement égale à 8 (9 ou 10) fois l'écart absolu à la médiane (MAD : **M**edian **A**bsolute **D**eviation). Ce seuil, pour une variable $X = [X_1, X_2, \dots, X_n]$, est défini par :

$$CC_{seuil} = 8 \times median(|X_i - median(X)|) \tag{4.26}$$

La MAD est une mesure statistique de la dispersion plus résistante que l'écart-type, notamment aux valeurs extrêmes qui sont ici associées à un événement détecté. En effet, les distances à la moyenne sont au carré dans le cas de l'écart type, les valeurs extrêmes ont donc un poids plus important tandis que dans le cas de la MAD, le faible nombre de valeurs extrêmes devient négligeable devant le nombre de valeurs faibles formant le bruit (Figure 4.12). L'utilisation de la MAD permet d'abaisser la valeur seuil de détection permettant d'accroître le nombre de détection d'événement plus lointain.

Il existe naturellement différentes façons de construire un template : certains utiliseront des formes d'ondes plutôt longues ($\simeq 45\text{s}$) pour prendre en compte les ondes P et S, et surtout la différence de temps de trajet S-P qui porte une information sur la distance, d'autres utiliseront des template courts ($\simeq 5\text{s}$) en tenant compte des ondes S notamment pour les séismes basse-fréquence. Le principal inconvénient de ce type de méthode est de ne détecter que ce qui a déjà été détecté, il est nécessaire de construire une banque de template au préalable à partir d'un catalogue existant (Shelly et al. 2009) ou après une détection manuelle (Shelly et al. 2009, Frank et al. 2013, Baratin et al. 2018).

Pour finir, la distinction entre multiplet et repeaters se fait compte tenu de la valeur de corrélation finale entre le template et l'événement nouvellement détecté ou lorsque un certain nombre de stations, souvent les plus proches de l'hypocentre, présentent des valeurs de corrélation maximale élevée. Dans la littérature, il est admis qu'une valeur de corrélation ≥ 0.95 est suffisante pour définir une paire d'événements comme des repeaters. Il existe bien évidemment d'autres façon, Duverger et al. (2018) proposent notamment de créer des matrices de corrélations $N \times N$, où N est le nombre d'événement du catalogue puis de regrouper les événements dont les formes d'ondes sont proches à l'aide de dendogramme (Figure 4.13).

Troisième partie

Cas d'étude

Chapitre 5

La crise de Valparaíso, Avril 2017

Préambule : Le mecanisme au foyer d'une rupture sismique	111
Le double-couple.....	111
Tenseur de moments sismiques général	111
Le tenseur des moments <i>DC</i>	113
Nucleation Phase and Dynamic Inversion of the 2017 Valparaíso Earthquake...	115
Résumé	115
Abstract	115
5.1 Introduction.....	116
5.2 Data, Methodology, and Results	117
5.2.1 Valparaíso Seismicity	118
5.2.2 Slow and Fast Movements Recorded by the GPS Instruments	121
5.2.3 Mainshock Seismic Rupture.....	121
5.3 Discussion.....	123
5.4 Conclusions	124

Ce travail a été réalisé au cours d'un séjour effectué au laboratoire de Géophysique (DGF : Departamento de Geofísica) de l'Université du Chili à Santiago entre Juin et Août 2017. Je tiens à préciser que ce projet a été financé par l'École doctorale de l'Institut de Physique du Globe de Paris, que je souhaiterais vivement remercier pour nous accorder leur confiance et pour leur soutien. Initialement ce séjour devait être l'occasion de collaborer avec les sismologues chiliens et notamment le Dr. Sergio Ruiz, qui suit mes travaux depuis mon stage de deuxième année de Master, sur l'étude de la phase préparatoire du séisme d'Iquique. C'était sans compter sur l'apparition d'un essaim sismique dans la région Métropolitaine quelques mois seulement avant mon arrivée au Chili.

Les résultats de cette collaboration ont été le sujet d'une publication dans la revue *Geophysical Research Letters* : Ruiz, S., Aden-Antoniow, F., Baez, J., Otarola, C., Potin, B., Campo, F., Poli, P., Flores, C., Satriano, C., Leyton, F., Madariaga, R., Bernard, P. (2017). *Nucleation phase and dynamic inversion of the M_w 6.9 Valparaíso 2017 earthquake in central Chile*. *Geophysical Research Letters*, 44(20).

Cette publication est le fruit d'une collaboration internationale (DGF, CSN, MIT, ENS, IPGP) et résume donc un travail mené par le Dr. Sergio Ruiz sur l'activité sismique soudaine apparue à partir du 22 Avril 2017, à quelques kilomètres de la côte et des villes de Valparaiso et Viña del Mar. Rapidement, l'essaim sismique inquiète par la succession de séismes modérés à fort ($M_l \geq 5$) et on craint une destabilisation à plus grande échelle d'une zone qui a déjà produit de très larges ruptures.

Ma contribution à cette étude a été la création du catalogue de sismicité et à l'inversion des tenseurs de moments pour les séismes dont la magnitude est $M_l \geq 3.5$.

Préambule : Le mécanisme au foyer d'une rupture sismique

En sismologie, on appelle **mécanisme au foyer** la géométrie décrivant un déplacement homogène sur un plan de faille lors d'un séisme. Les formes d'ondes enregistrées par les stations d'un réseau et émises par le glissement, sont utilisés pour déterminer la géométrie de la faille et le sens de la rupture. L'estimation de ces paramètres est rendue possible car la radiation des ondes sismiques dépend de ceux-ci. De manière générale, une source sismique assimilée à un mouvement homogène peut être modélisée par un tenseur, que l'on appelle en sismologie le tenseur des moments sismiques.

Le double-couple

Lorsque l'on imagine une rupture sismique, on pense à un glissement le long d'une faille et donc à un couple de force opposées disposées de chaque côté de la faille. Or le problème d'un tel modèle dit *simple-couple* est qu'un couple de force crée un moment, à la manière d'un tournevis. De ce fait, un tel modèle introduirait une rotation du système qui n'est évidemment pas possible. Une façon simple de remédier à ce problème est d'ajouter un autre couple de force afin d'éliminer le moment créé par le premier et conserver le mouvement sur le plan de faille. Ce second couple est ajouté le long d'un plan dit **auxiliaire**, perpendiculaire au premier. Ce modèle de **double-couple** est aujourd'hui utilisé pour expliquer une dislocation le long d'un plan de faille.

Tenseur de moments sismiques général

Le tenseur de moments qui décrit une dislocation comme une rupture sismique homogène sur une faille peut s'écrire d'après [Aki and Richards \(2002\)](#) comme :

$$\mathbf{M}_{pq} = C_{jkpq} A \Delta u (\nu_k \cdot n_j) \quad (5.1)$$

Ici C_{jkpq} est le tenseur des paramètres élastiques, A représente l'aire de la faille, ν_k est la composante k du vecteur $\rightarrow \nu$ de direction normale à la faille et n_j la composante j du vecteur unitaire $\rightarrow n$ qui suit la direction du déplacement le long de la faille, Δu . [Jost and Herrmann \(1989\)](#) ont décrit le tenseur de moments comme un tenseur de deuxième ordre pouvant représenter la source sismique comme un ensemble de neuf systèmes de forces :

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \quad (5.2)$$

Généralement, le tenseur des moments est symétrique, ce qui implique que $M_{12} = M_{21}$, $M_{13} = M_{31}$ et $M_{23} = M_{32}$, ainsi les couples de forces n'exercent aucune torsion. On peut dans ce cas réduire le tenseur à seulement six composantes indépendantes :

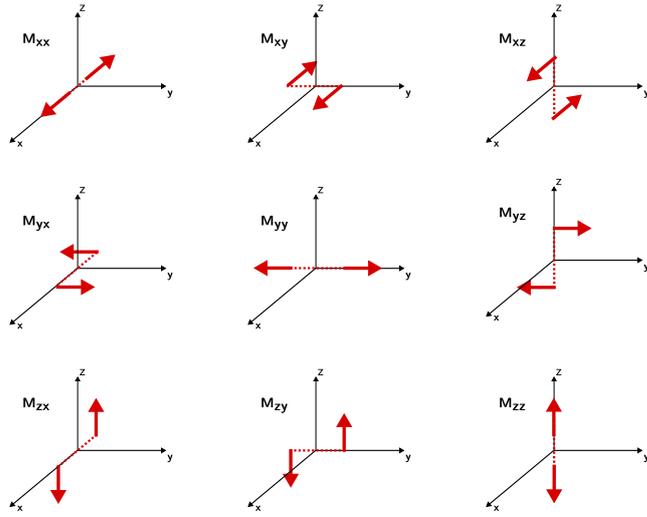


Figure 5.1 – Tenseur de moments sismiques général. Les neuf systèmes de forces définis par les composantes du tenseur des moments. Figure modifiée d'après Seth Stein (2003).

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{12} & M_{22} & M_{23} \\ M_{13} & M_{23} & M_{33} \end{bmatrix} \quad (5.3)$$

Afin de rendre le concept de tenseur des moments plus simple, il peut être utile de décomposer celui-ci en systèmes de forces qui représentent une signification physique. Afin d'obtenir une formulation générale de la décomposition du tenseur des moments M , considérons m , le tenseur de moments diagonalisé associé. m est composé des 3 valeurs propres de M . Ainsi le tenseur des moment, m , peut-être décomposé en une partie **isotrope**, m_{ISO} , et une partie déviatorique, m_{DEV} , tel que :

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_{ISO} + \mathbf{m}_{DEV} \quad (5.4)$$

avec m_{ISO} et m_{DEV} définis comme :

$$\mathbf{m}_{ISO} = \frac{tr(m)}{3} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} ; \quad \mathbf{m}_{DEV} = m - m_{ISO} \quad (5.5)$$

Le tenseur isotrope décrit un changement de volume **identique** dans toutes les directions, par exemple une explosion ou une implosion. La plupart des sources sismiques explosives sont d'origine anthropique (explosions nucléaires, tirs de mines) tandis que les sources sismiques naturelles de type explosif ou implusif sont associées aux zones magmatiques, à des migrations de fluides ou encore à des gaz sous pression. Le tenseur déviatorique, quant à lui, peut aussi s'exprimer comme la somme d'un double-couple (DC), qui décrit le cisaillement le long de la faille et le mécanisme à la source du séisme, ainsi que d'un CLVD (compensated linear vector dipoles).

Il existe trois causes potentielles génératrice de la partie CLVD, (1) un effet touchant la propagation des ondes et donc indépendant de la source sismique ; (2) un effet intrinsec

à la source et (3) un changement de volume, si la faille vient à s'ouvrir. Concernant la propagation, la source du CLVD peut être reliée à la rupture d'une faille non planaire ou sur une faille composée en réalité de plusieurs sous-failles orientées de façon désordonnées (Frohlich 1994). L'anisotropie sismique peut évidemment causer aussi ce genre de non-DC (Šilený and Vavryčuk 2002). Concernant un effet à la source, le CLVD pourrait refléter l'ouverture de la faille (Julian et al. 1998) : dans leur revue des séismes présentant un CLVD non-négligeable, Miller et al. (1998) y associent notamment des environnements sujet au volcanisme, au géothermalisme, miniers.

Le tenseur des moments DC

On définit le tenseur de moment double-couple (DC) comme :

$$M_{pq} = \mu A \Delta u (n_p \nu_q + n_q \nu_p) \quad (5.6)$$

ici μ est le module de cisaillement, A est toujours l'aire du plan de faille qui glisse ainsi que Δu , le glissement homogène sur la faille. \vec{n} est le vecteur de la direction du glissement et $\vec{\nu}$ représente la normale au plan de faille. Les vecteurs \vec{n} et $\vec{\nu}$ peuvent être permutés grâce à la symétrie du tenseur, cela implique que la normale au plan de faille peut être également vue comme le vecteur glissement sur un plan perpendiculaire qui sera le plan auxiliaire et vice versa. Le champ d'ondes qui serait émis par le glissement sur le plan de faille réel est le même que celui qui pourrait être émis sur son plan auxiliaire par le même glissement.

Le tenseur des moments DC est caractérisé par une trace et un déterminant nuls. La trace nulle implique que le tenseur soit composé en réalité d'uniquement cinq éléments indépendants puisque l'un des éléments de la diagonale sera l'opposé de la somme des deux autres. Les valeurs propres du tenseur DC sont proportionnelles à (0, -1, 1) et ces vecteurs propres, appelés \vec{B} , \vec{P} , et \vec{T} , donnent la direction des axes de la base propre du tenseur. On les définit en fonction de la normale à la faille, \vec{n} , et du vecteur déplacement, $\vec{\nu}$, tel que :

$$\vec{P} = \vec{\nu} - \vec{n} \quad ; \quad \vec{T} = \vec{\nu} + \vec{n} \quad ; \quad \vec{B} = \vec{\nu} \times \vec{n} \quad (5.7)$$

\vec{B} correspond à la valeur propre nulle et ainsi l'axe nul, \vec{P} correspond à la valeur propre négative et donne ainsi l'axe principal de compression, enfin \vec{T} correspond à la valeur propre positive donne l'axe principal de tension. Pour un séisme dont le tenseur est de type double-couple, la magnitude du tenseur des moments, moment scalaire, où **moment sismique**, se définit à partir de l'équation 5.6 et s'écrit comme :

$$M_0 = \mu A \Delta u \quad (5.8)$$

Une source de type DC peut être décrite, plus simplement, avec trois angles décrivant la géométrie de la rupture du plan de faille au lieu des cinq éléments indépendants du tenseur

DC. Ces trois angles sont l'azimut du plan de faille (ϕ , appelé aussi *strike* en anglais), son pendage (δ , appelé *dip* en anglais) et l'angle de la direction du glissement sur le plan de faille (δ , appelé *rake* ou *slip* en anglais). On peut tout à fait relier ces trois paramètres au tenseur de moments sismiques, les formules mathématiques existent (voir Box 4.4 de [Aki and Richards \(2002\)](#)) mais ne servant pas particulièrement le propos j'en ferai grâce aux lecteurs.

Ainsi la détermination du mécanisme au foyer d'une rupture sismique peut s'effectuer de deux façons : (1) la reconstitution du tenseur de moments sismique, équation 5.1, et plus particulièrement les 5 paramètres du tenseur DC, équation 5.6 à partir de l'inversion des formes d'ondes ; (2) la détermination des trois paramètres géométriques (*strike*, *dip* et *rake*) par la mesure de la polarité des différentes phases sismiques comme le montre le schéma Figure ??.

Finalement, pour représenter un mécanisme au foyer d'un séisme (que l'on considèrera uniquement DC), on assimile la Terre à une demi-sphère dont le centre est le foyer du séisme que l'on appelle également **sphère focale** comme si on la regardait d'en dessous. On projette ensuite le plan de faille et le plan auxiliaire que l'on appelle ici, les **plans nodaux**. On détermine la nature des cadrants entre les plans nodaux selon si ils sont le long de l'axe \vec{T} (tension, cadrant foncé) et \vec{P} (compression, cadrant clair), défini par l'équation 5.7, ou par mesure de polarisation à un ensemble de stations.

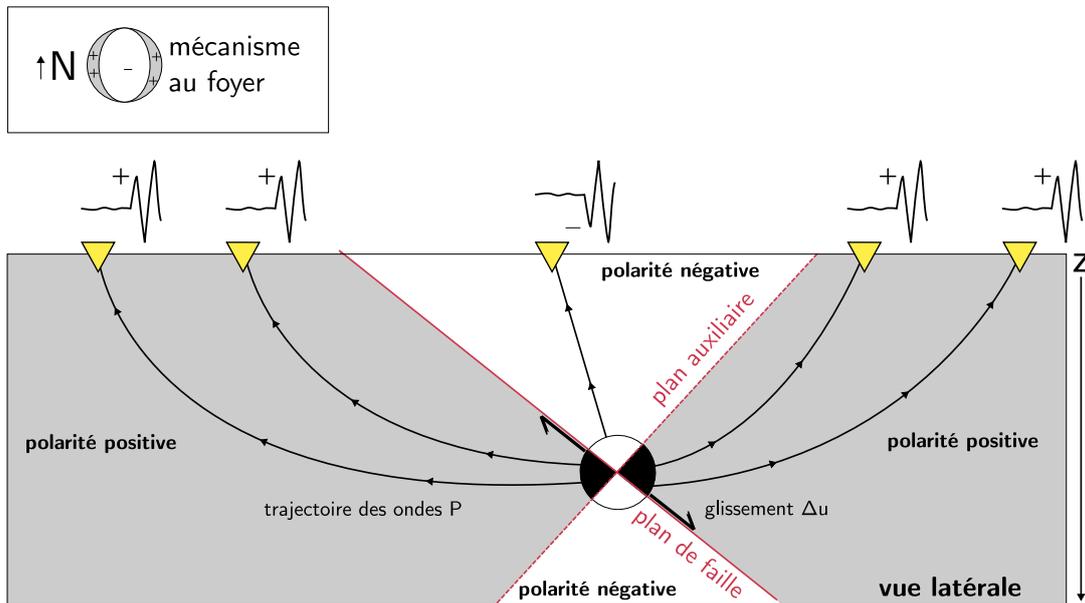


Figure 5.2 – Détermination du mécanisme au foyer en étudiant la polarité des ondes P. La polarité des ondes sismiques P (positive (+) si le premier mouvement de l'onde à la station est vers le haut, negative (-) si il est vers le bas) permet de déterminer les plans nodaux en rouge lorsque qu'elle s'inverse. Il est donc nécessaire d'avoir une bonne couverture de stations sismiques pour obtenir un résultats probant.

Nucleation Phase and Dynamic Inversion of the M_w 6.9 Valparaíso 2017 Earthquake in Central Chile

Résumé

La séquence de Valparaiso de 2017 pris place au niveau de la zone de subduction Chilienne, plus particulièrement la partie de la région centrale, une zone sismiquement active où le dernier mega-séisme eut lieu en 1730. Une sismicité intense commença deux jours avant l'occurrence du séisme principale de la séquence de magnitude $M_w = 6.9$ et fut accompagnée par un mouvement lent vers l'ouest, la direction de la fosse, qui fut observé par les antennes GPS situées à proximité sur la côte et par des précurseurs et une sismicité de type repeaters. Pour caractériser le processus de rupture de séisme principal, nous réalisons une inversion dynamique utilisant les données de capteurs strong-motion ainsi qu'une approche représentant le patch de glissement comme une ellipse. Nous proposons qu'un glissement asismique précéda et déclencha le séisme de magnitude $M_w 6.9$, qui rompit un patch elliptique (demi-axe de 10km et 5km, avec une vitesse de rupture inférieure à la vitesse des ondes S, un stress-drop $\Delta\sigma$ de 11.71 Pa, une contrainte relâchée de 17.21 MPa, une distance caractéristique d'affaiblissement de la résistance au frottement, D_c (voir section 1.3.1), de 0.65m ainsi qu'une valeur de κ de 1.98). Ce séisme pourrait être le début d'une nucléation à long terme d'une rupture majeure, au sein de la région centrale du Chili très couplé où un séisme majeur sur l'interface de subduction est attendue et de même type que celui de 1730.

Abstract

The Valparaiso 2017 sequence occurred in the Central Chile megathrust, an active zone where the last mega-earthquake occurred in 1730. Intense seismicity started 2 days before the $M_w = 6.9$ mainshock, a slow trenchward movement was observed in the coastal GPS antennas and was accompanied by foreshocks and repeater-type seismicity. To characterize the rupture process of the mainshock, we perform a dynamic inversion using the strong-motion records and an elliptical patch approach. We suggest that a slow slip event preceded and triggered the Mw 6.9 earthquake, which ruptured an elliptical asperity (semiaxis of 10 km and 5 km, with a subshear rupture, stress drop of 11.71 MPa, yield stress of 17.21 MPa,

slip weakening of 0.65 m, and κ -value of 1.98). This earthquake could be the beginning of a long-term nucleation phase to a major rupture, within the highly coupled Central Chile zone where a megathrust earthquake like 1730 is expected.

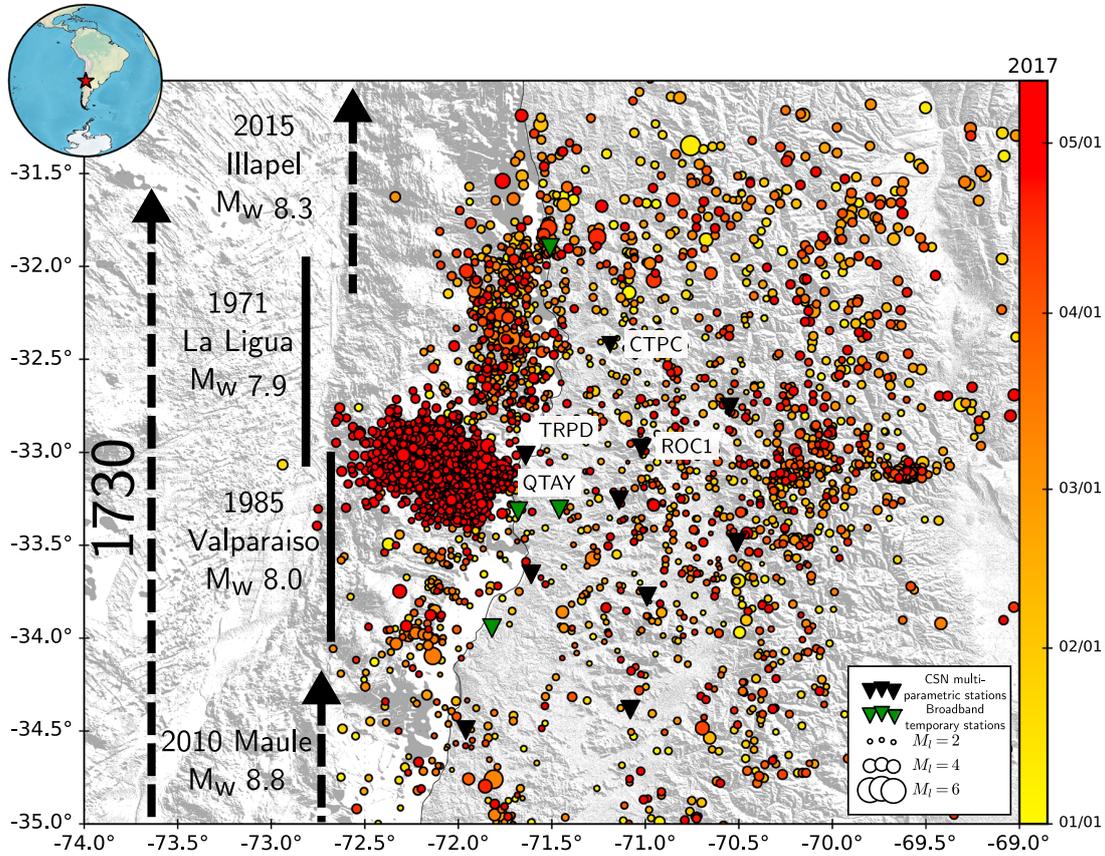


Figure 5.3 – Detected seismicity from 1 January 2017 to 12 May 2017. The largest concentration of earthquakes between latitude -33.0° and -72.2° corresponds to the Valparaíso 2017 sequence. The inverted triangles mark the seismological instruments used in this work : Black corresponds to permanent multiparametric stations, and green corresponds to temporary broadband stations deployed by our group and CSN (National Seismological Center of the University of Chile). Vertical bars show approximately the rupture length of the last interplate earthquakes that occurred in the zone, and the dashed lines are associated with the 2010 and 1730 megathrust ruptures. The code names indicate GPS antennas closest to the Valparaíso earthquakes. Topography from [Ryan et al. \(2009\)](#).

5.1 Introduction

An intense precursory activity started 2 days before the M_w 6.9 earthquake occurred in front of Valparaíso in Central Chile, at 21 :38 :28 (UTC) on 24 April 2017. This area is an active subduction zone where tsunamigenic megathrust earthquakes have occurred in the past ([Dura et al., 2015](#)). The largest recognized earthquake during the last five centuries was the magnitude $M_w \simeq 9.0$, 1730 earthquake, with a rupture length larger than 600 km ([Udías et al. 2012](#), [Carvajal et al. 2017b](#)). Other earthquakes of magnitude M_w 8.0 struck the zone during the last 100 years (Figure 5.3). In the same zone of the 2017 earthquakes,

a magnitude M_w 8.0 occurred on 3 March 1985 (Comte et al. 1986, Ruiz and Madariaga 2011; and references therein). This earthquake was preceded by an intense swarm-type foreshock activity, which started on 21 February 1985 (Comte et al. 1986). Despite a growing body of field observations of precursors (Bouchon et al. 2013, Ellsworth and Beroza 1995, Kato et al. 2016, Ruiz et al. 2014), the physics of the earthquake nucleation is still poorly understood. Low magnitude foreshocks or slow slip event precursory phenomena have been recently identified in subduction zones, thanks to the densification of seismological instrumentation. For example, in Chile, the GPS and broadband stations have been widely deployed along the coast. This recent increase in instrumentation enabled a detailed study of the Iquique 2014 earthquake Mw 8.2, along with the characterization of a precursory slow slip event accompanied by an intense foreshock activity, thus shedding light on the physics that control earthquake nucleation (Kato et al. 2016, Ruiz et al. 2014, Socquet et al. 2017). Here we took advantage of the excellent multiparametric data recorded in the Valparaiso region to study in detail the nucleation and the rupture dynamic of the Mw 6.9, 2017 earthquake. First, we analyzed the seismicity preceding the mainshock and GPS time series displacement to assess if the Mw 6.9 earthquake was triggered by slow slip on the subduction interface or by a cascade process. We start building a complete seismic catalogue of foreshocks and aftershocks using the continuous time data, we localized manually the largest events, and we computed their moment tensors to accurately define the fault plane of the Valparaiso seismicity sequence. We searched for repeating seismicity in the foreshocks sequence to relate it with possible aseismic movement. Then, we performed a geodetic inversion using the GPS time series displacement measured before the mainshock. Based on this analysis, we were able to quantify the relative amount of aseismic and seismic displacement at the seismogenic contact. Finally, we performed a detailed study of the rupture parameters of the mainshock using a full dynamic inversion. These dynamic parameters have been well studied for intermediate depth earthquakes on subduction zones (Herrera et al. 2017, Ruiz and Madariaga 2011, 2013); here we provide a first picture of the dynamics of an interplate thrust earthquake in Chile.

5.2 Data, Methodology, and Results

The Valparaiso sequence was recorded by the CSN (www.sismologia.cl) on seismological and GPS stations. The first earthquake occurred on 22 April 2017 at 22 :46 :44 with magnitude Mw 4.8 and was followed by an unusually intense seismicity, including a moderate magnitude earthquake that took place on 23 April 2017 at 02 :36 :06 (Mw 5.9). The mainshock took place on 24 April, with magnitude Mw 6.9. The aftershocks slightly migrated to the south, with the largest magnitude aftershock occurring on 28 April at 16 :05 :57 Mw 6.0 (Figures 5.3, 5.4, 5.5). We first characterize the Valparaiso 2017 seismicity using the broadband seismic records; then we analyze GPS data and show a possible slow slip event occurring before the main shock. Finally, we studied the seismic source rupture of the mainshock using strong motion data.

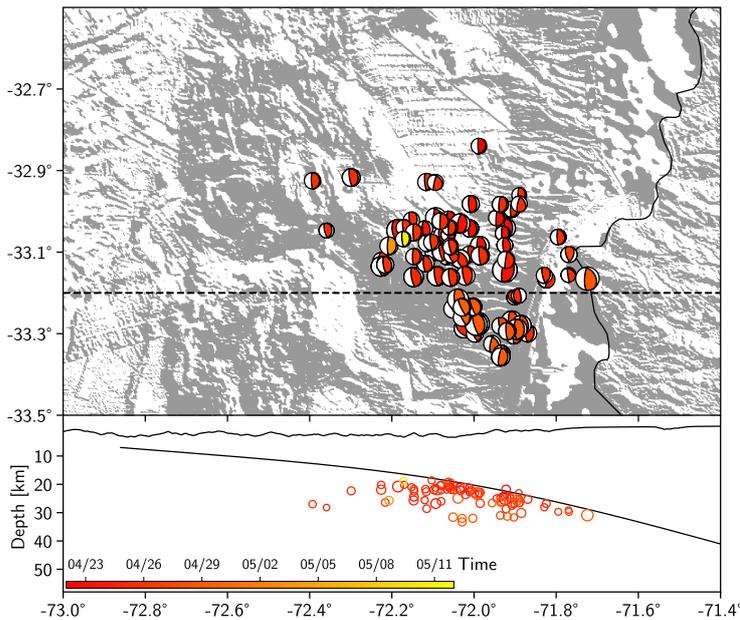


Figure 5.4 – Seismic map of the Valparaiso crisis. The seismicity started near -33.10°N on April the 22^{nd} and after the mainshock (which is not represented), it migrated southward near -32.30°N . All the focal mechanisms correspond to reverse faults. The color of the beachballs and the associated hypocenter below correspond to the time of occurrence of the event.

5.2.1 Valparaiso Seismicity

In the first step, we developed a 3-D velocity model (3DVM) for Central Chile, roughly between 30°S to 36°S and 68°W to 74°W . The inversion of the arrival times of body waves was carried out using a nonlinear least-squares approach based on the large number law and a stochastic description of both data and model, following (Potin 2016). The 3DVM is derived from the arrival times of 114,018 P and 96,157 S waves corresponding to 11,829 earthquakes in the CSN catalogue that occurred since 2012 (www.sismologia.cl). Then, to better resolve any spatiotemporal evolution of the seismicity, we built a new seismic catalogue from 1 January to 12 May 2017, using the methodology of (Poïata et al. 2016). This approach is based on a fourth order statistic characterization of the signal in different frequency bands, followed by back-projection and stacking of time-delay functions. Here we used 10 frequency bands between 5 and 50 Hz and a detection threshold of 0.7 for the maximum of the normalized stacked time-delay function. As a further step, we used the measured phase arrival time from the above analysis to perform a joint relocation using the NonLinLoc program of Lomax et al. (2000). We discarded earthquakes with one axis of the 68%-of-confidence ellipsoid larger than 30 km. The resulting catalogue is composed of 4,356 earthquakes, with 2,329 belonging to the Valparaiso sequence. The completeness magnitude (M_c) is M_L 2.8, significantly lower than that of the CSN catalogue ($M_c = M_L$ 3.8) for the same time period and zone (Figure A.1). After automatic detection and location, we picked P and S waves manually for each earthquake with a local magnitude greater than 3.5 and relocated them with the NonLinLoc code.

We inverted the full moment tensor for each identified earthquakes using the ISOLA code (Sokos and Zahradnik 2008, Vackář et al. 2017). We explored for the centroid and the best fitting nondouble couple using a 1 km width (50 m step) grid search around the hypocenter. The selected nondouble couples are kept if they minimized the variance between observed

and simulated traces and after a visual check of the waveform compatibility. The data were filtered using a band-pass filter for which we chose, after several tests, corner frequencies of 0.15 and 0.2 Hz, which are considered to be the best to model earthquakes larger than 3.5. A representative 1-D velocity model extracted from our 3DVM velocity model (Table A.1) was used to compute synthetics. The location and the computed focal mechanisms of 88 earthquakes suggest an interface-only activity during the sequence (Figures 5.4, A.4 and 5.5).

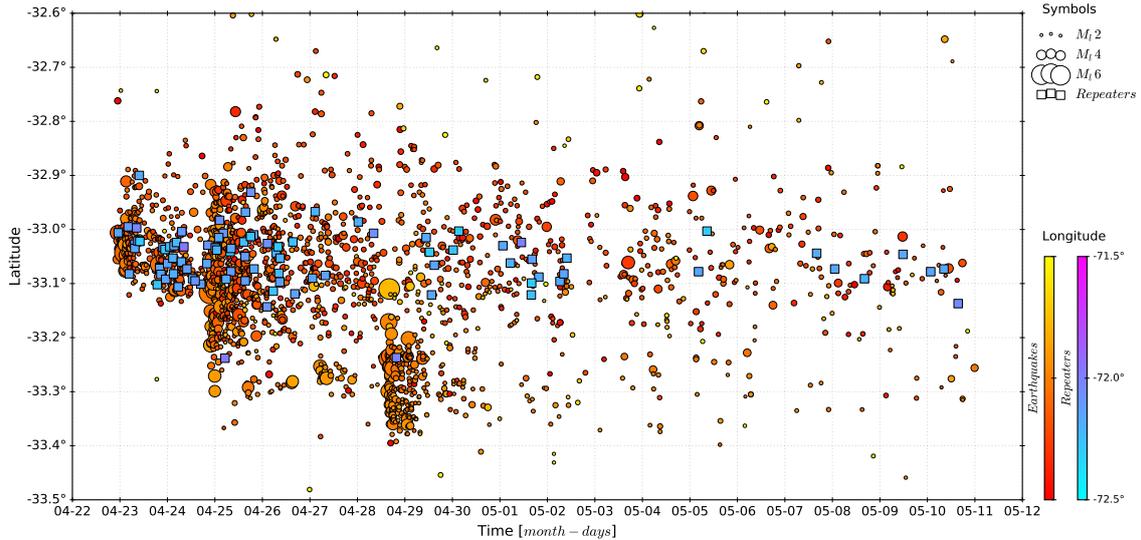


Figure 5.5 – Time–latitude evolution of the seismicity detected in this work, from 22 April to 12 May The seismicity from 1 January is shown in Figure S6. The dots are regular earthquakes, while the squares are repeating earthquakes.

We study the presence of repeating earthquakes using our seismic catalogue, to assess if any aseismic slip acceleration can be observed before the mainshock (e.g. Kato et al. 2016). The repeaters were identified by coherence of vertical component seismograms in a frequency band from 5 to 15 Hz. We used signals from 2 s before up to 10 s after the P waves; given the source to station distance, this window contains P, P coda, and S waves. A repeater is defined when the correlation coefficient at two or more stations exceeds 0.95 (Figure A.2). We found 93 repeating earthquakes (Figure 5.5), 34 of which occurred before the mainshock in a compact elliptical patch. Following the scaling relationships between slip and magnitude of Nadeau and Johnson (1998), we estimated the slip preceding the main shock using the approach of Kato et al. (2016). The estimated maximum slip before the mainshock is $\simeq 6$ cm; even more, the analysis of repeaters suggests that an aseismic movement took place before the mainshock. Hence, we decide to use GPS data to further constraint if any aseismic slip is present before the main event.

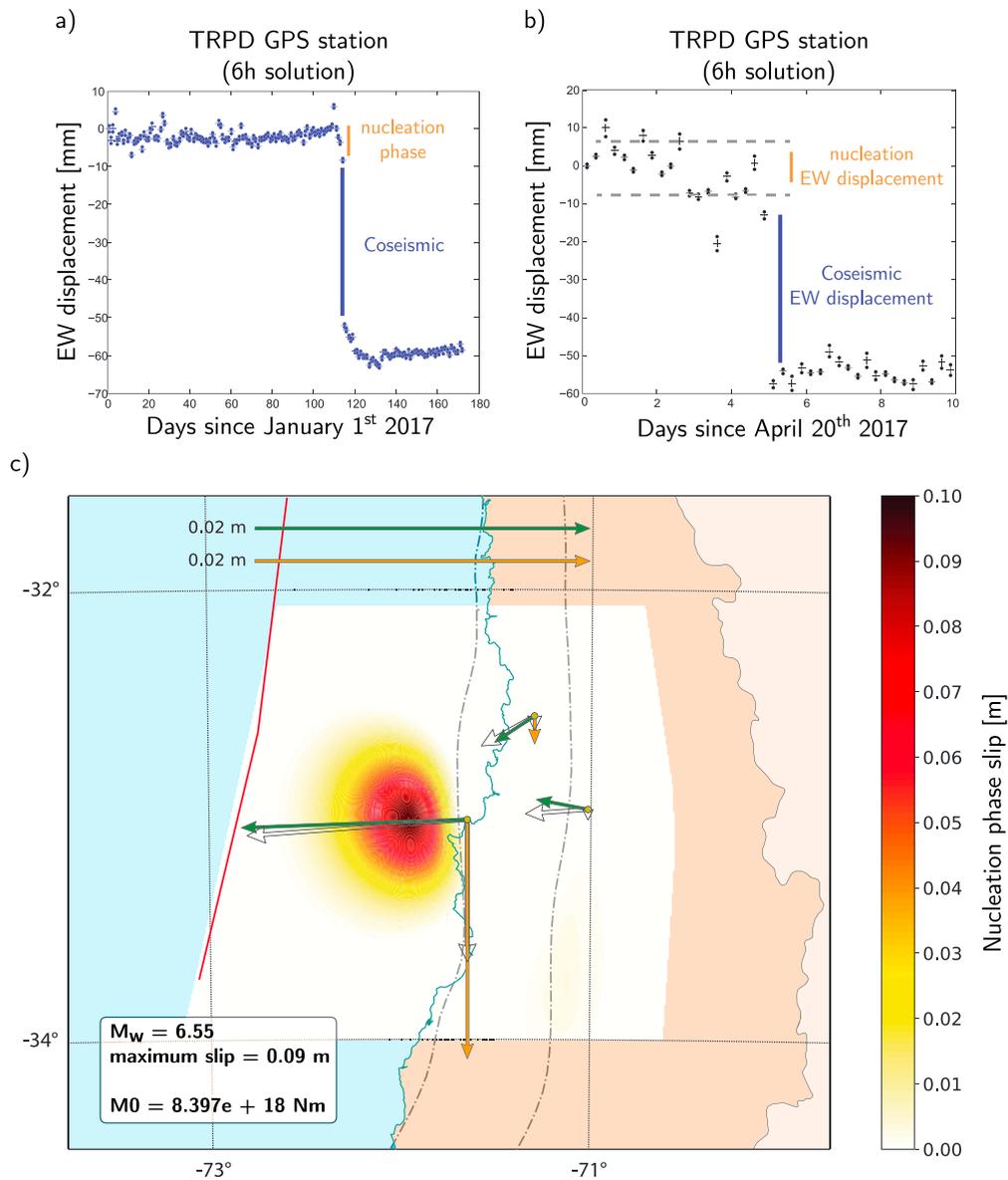


Figure 5.6 – Valparaíso GPS time series and slip distribution of nucleation phase. (a) East–west daily GPS solution for TRPD station. An accelerated movement to west is observed 4 days before mainshock. (b) Six hours GPS solution at TRPD station ; the nucleation phase is observed in more detail before the mainshock. (c) Slip distribution inverted considering the 2 day movement detected by the GPS stations ; in Figure S3 we show the time series of TRPD, CTPC, and ROB1 GPS stations. The colored arrows are the real GPS vector data, and the transparent arrows are the simulated GPS vectors.

5.2.2 Slow and Fast Movements Recorded by the GPS Instruments

The Valparaiso sequence was captured by GNSS stations recording at 1 Hz (Figure 5.3). These data were processed using Bernese GNSS Software V5.2, including Earth rotation and precise orbit parameters from IGS final products (Dach et al. 2015, Dow et al. 2009). The processing strategy was carried out in two steps : first, we used daily files for each station surrounding the earthquake area, at 15 s rate; 15 selected IGS regional stations were included to estimate the position in daily bases. We used the minimum constraint approach, for the datum definition, and we applied No Net Rotation and No Net Translation conditions for the regional IGS stations. For the second step, we added a selected set of IGS reference stations from the far field and divided all files into 6 h time windows at 1 Hz ; we selected this time window through a trial-and-error approach, balancing time resolution and error estimations. The nearest GPS antennas to the Valparaiso earthquakes are stations BN05, TRPD, and VALN located in Valparaiso city and stations QTAY, CTPC, and ROB1 (Figure 5.3). These time series show an accelerated trenchward movement starting 4 days before the mainshock, Figures 5.6 and A.5, which is in agreement with the enhanced amount of repeating earthquakes suggesting a slow deformation. We thus perform static inversion using this data set to better constraint the characteristic of the aseismic slip. From the Valparaiso stations, we only consider station TRPD located on rock ; we excluded stations BN05 and VALN because these antennas are located on the roof of three floor buildings. We modeled the slip distribution associated to the displacement that occurred 4 days before the mainshock. During this period, we observed a movement of 1.35 cm to the West in the Valparaiso stations (Figures 5.6) and also an important movement at ROB1 and CTPC. Considering the localization of the foreshocks and their corresponding focal mechanism, we assumed that the slip took place at the seismogenic contact and inverted the observed GPS displacement using a grid discretization following the slab proposed by Tassara and Echaurren (2012) (Figure 5.6). We computed a seismic moment of 8.4×10^{18} Nm (M_w 6.55), considering a shear modulus of 40 GPa and a maximum slip of 9 cm (see Figure 5.6). This last value agrees with the 6 cm slip estimated from the repeater analysis. The largest foreshock had a moment magnitude of M_w 6.0 (considering the USGS W phase moment tensor instead of the M_w 5.9 reported by the CSN), and the sum of the seismic moment of foreshocks is close to 1.73×10^{18} Nm. Therefore, nearly 80% of seismic moment was aseismic during the nucleation phase.

5.2.3 Mainshock Seismic Rupture

To characterize the mainshock rupture, we first performed a geodetic inversion of the observed coseismic displacement. The slip distribution solution shows a good fit of the GPS data and a compact slip distribution (Figure A.3). Given this a priori information about the final slip distribution of the mainshock, we performed a full dynamic inversion considering the ellipse approximation (Ruiz and Madariaga 2011, 2013), using the strong-motion records from this earthquake (evtdb.csn.uchile.cl). We filtered them between 0.02 Hz to 0.1 Hz, and we integrated twice the traces to compute the dynamic inversion (Figure A.6). We inverted for 10 parameters that completely describe the geometry and rupture process of the asperity (see details in Herrera et al. 2017). The frictional parameters

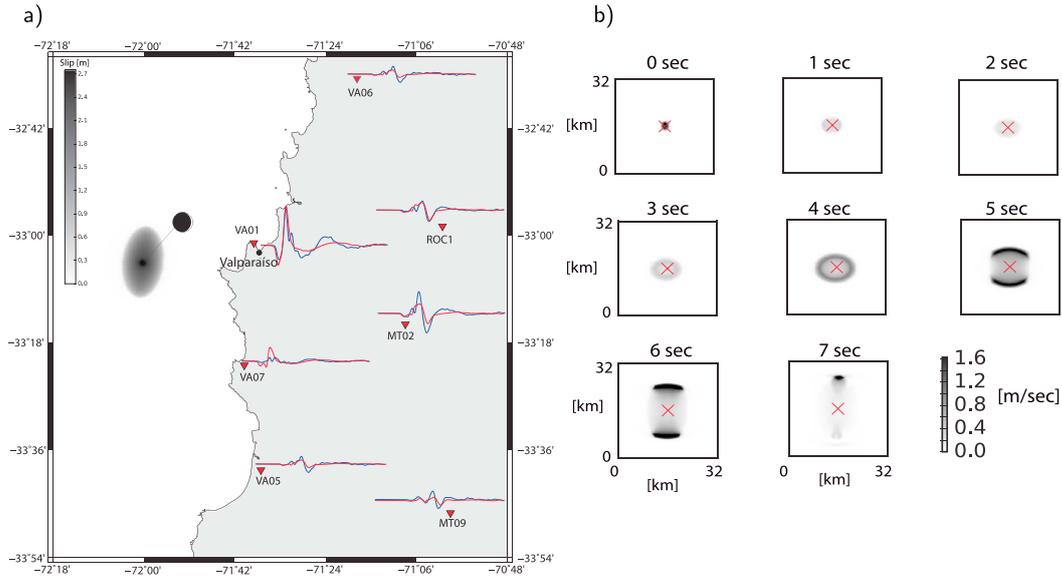


Figure 5.7 – Best model of dynamic inversion of Valparaiso mainshock. (a) Slip distribution obtained from dynamic inversion. Maximum displacement is 2.7 m. The EW components of real (blue) and simulated (red) strong motion records, integrated to displacement, used in the inversion are shown. The NS and UD records are shown in Figure S5. Focal mechanism from W phase moment tensor reported by USGS was used in the inversion. (b) Snapshots taken every second of the slip rate in the fault plane; the seismic rupture has a subshear velocity and a total duration shorter than 8 s.

are defined by three parameters proposed by Ida (1972) : slip weakening distance (D_c), stress drop (T_e), and yield stress (T_u). Wave propagation from source to receivers was computed with the AXITRA code of Bouchon (1981) and Coutant (1989). The velocity model used to generate synthetics is in Table A.1. For the inversion, we used an L2 misfit function between simulated and observed records. Finally, we computed the similarity parameter k , defined by Madariaga and Olsen (2000) :

$$k = \frac{(T_e - T_r)^2 \cdot L}{\mu \cdot (T_u - T_r) \cdot D_c} \quad (5.9)$$

Where T_e , T_u , and D_c are the parameters of the slip weakening friction law defined by Ida (1972), L is the average size of the rupture area, and μ is the shear modulus. The residual stress T_r is considered to be equal to zero in our definition. κ is a nondimensional parameter that controls the dynamic characteristics of the rupture (see details in Madariaga and Ruiz 2016). The best solution has a misfit of 0.397 with the following dynamic parameter values : stress drop $T_e = 11.71$ [MPa], yield stress $T_u = 17.21$ [MPa], $D_c = 0.65$ [m], and $\kappa = 1.98$ (Figure 5.7). These values agree with that observed in other intraplate intermediate depth earthquakes using the same methodology (Herrera et al. 2017; and references therein). The stress drop value obtained here is slightly lower than the intraplate earthquakes, but overall, the slip weakening friction law parameters are well represented by the k parameter, which is of the same order as that obtained for intermediate depth earthquakes.

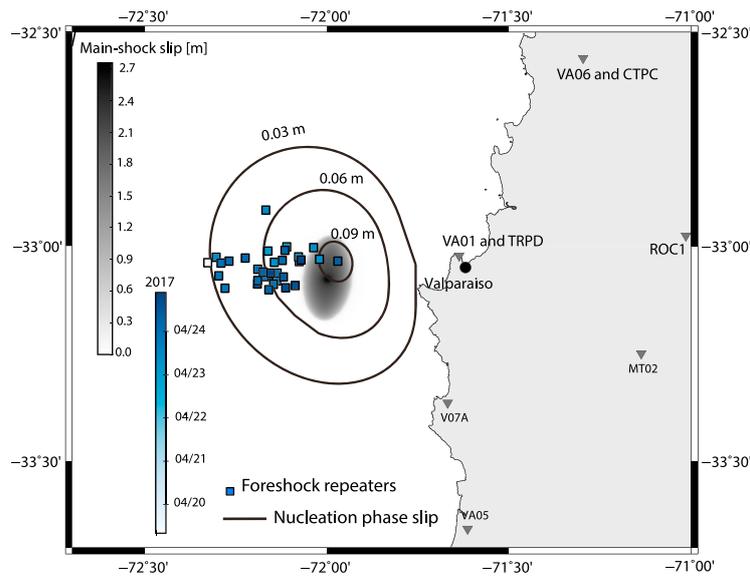


Figure 5.8 – Nucleation phase and mainshock slip distributions, and foreshock repeaters. Continuous lines correspond to the slip distribution obtained from GPS data inversion of the nucleation phase (Figure 3b). The gray dashed zone is the mainshock slip distribution obtained from dynamic inversion of strong motion records (Figure 4a). The foreshock repeaters are color-coded from their time of occurrence.

5.3 Discussion

The 3 March 1985 Valparaíso foreshocks occurred almost at the same place as that of the sequence studied here, within a zone of $20 \text{ km} \times 40 \text{ km}$; this sequence started on 21 February 1985 when an $M_b = 4.7$ earthquake occurred (Comte et al. 1986). Note that the mainshock $M_w 8.0$ of Valparaíso earthquake started inside the foreshocks region. There are clear similarities in the seismic process of both 1985 and 2017 earthquakes; the main differences being the magnitude of the main shocks. The simplest explanation for these differences is the cumulative strain occurred in only 32 years for the 2017 earthquake, in comparison with the longer period of quiescence of large magnitude events before 1985. In fact, the previous large earthquake occurred in 1906, a magnitude 8.2 that broke the deeper zone of contact in the Valparaíso region (Carvajal et al. 2017b, Okal 2005). However, the coupling maps for Central Chile zone (Métois et al. 2016, Moreno et al. 2010) show a high value of coupling; which could indicate that the Central Chile zone is prepared for another mega-earthquake. The 2017 sequence could correspond to the beginning of a long-term nucleation phase of a megathrust earthquake. A more conservative hypothesis is that the $M_w 6.9$ is an isolated earthquake and corresponds to normal seismicity for an area where earthquakes of magnitude about 9.0 occur every $\simeq 400$ years. Two main models of earthquake nucleation have been proposed (e.g. Ellsworth and Beroza 1995): a cascade process or an aseismic slip where the rupture starts slowly with foreshocks triggered by the slow slip and that accelerates in the final stage triggering the mainshock. In the case of Valparaíso 2017, the slip distribution of the nucleation phase (Figure 5.6) is concentrated in the same zone where the $M_w 6.9$ asperity was broken on 24 April 2017 (Figure 5.8). The repeating earthquakes are located to the west of the mainshock rupture zone. The presence of repeaters and the slip distribution of the nucleation phase, which has an important fraction of aseismic slip, suggest that the mainshock was probably triggered by a slow slip event rather than being the result of a cascade rupture process. We obtain dynamic

parameters for the M_w 6.9 earthquake. The stress drop value obtained here is slightly lower than the intraplate earthquakes; however, the κ -value, regrouping the friction law parameters, is of the same order as that obtained for intermediate depth earthquakes, suggesting a similar dynamic rupture process, despite of the different tectonic context.

5.4 Conclusions

The Valparaiso 2017 seismicity occurred at the interplate contact, where the 1985 and 1906 Valparaiso earthquakes previously occurred, as well as the 1730 mega-earthquake, among others. Two days before the M_w 6.9 main shock, intense seismic activity occurred in the zone. This seismicity was accompanied by an aseismic movement observed with GPS stations and repeater-type seismicity. The nucleation movement took place in the same zone where the main asperity was broken. The M_w 6.9 rupture was characterized by a subshear speed within a slip zone modeled by an elliptical patch of 10 km \times 20 km. The aftershock seismicity migrated to southeast surrounding the mainshock. All the above observations lead us to propose that the Valparaiso 2017 earthquake was triggered by a slow slip event.

Acknowledgements

This study of Central Chile earthquakes was supported by a FONDECYT N°1170430 and by PRS (Programa Riesgo Sísmico of Universidad de Chile). We thank CSN (Centro Sismológico Nacional of the Universidad de Chile) for providing the raw data used here. Some computations were performed using the high-performance computing infrastructure S-CAPAD at IPGP (SEASAME program). We thank Jirí Vackár for the availability of ISOLA-Obspy software, <http://geo.mff.cuni.cz/~vackar/isola-obspsy/>.

Chapitre 6

La sismicité du Nord chilien avant le séisme d'Iquique, de Décembre 2012 à Avril 2014

Préambule: Le caractère poissonien de la sismicité	126
La Loi de Poisson	126
La loi d'Omori et la Loi γ	126
A year of microseismicity before the M_w 8.1 Iquique earthquake, 2014	129
Résumé	129
Abstract	129
6.1 Introduction	130
6.2 Building the catalog: detection, location and event selection	132
6.3 Declustering of the catalog: Nearest-neighbor distance	134
6.4 Analysis of the background seismicity	136
6.4.1 Reference Poisson-law	136
6.4.2 Kolmogorov-Smirnov one-sample test	138
6.4.3 2D-diagram of Kolmogorov-Smirnov one-sample test	139
6.4.4 Evolution of the Kolmogorov-Smirnov one-sample test through time	141
6.4.5 Mapping the Kolmogorov-Smirnov one-sample test	143
6.5 Constraining aseismic slip along the interface with repeating-earthquakes	145
6.5.1 Detection of seismic event based on waveform similarity	145
6.5.2 Extraction of repeaters through a hierachical clustering approach	147
6.5.3 Inferred aseismic slip	149
6.6 Interpretation and Discussion	150
6.7 Conclusion	154

Préambule: Le caractère poissonien de la sismicité

Pour étudier l'activité sismique d'une région, les premières informations dont l'on dispose concernant un séisme sont: le temps d'origine, la localisation de l'hypocentre et la magnitude du séisme. Définir ainsi un séisme revient à le considérer comme un **processus ponctuel** au sens des probabilités et des statistiques. Il s'agit d'un type de processus stochastique qui définit les lois d'apparition en temps et en espace d'un point, en l'occurrence ici, d'un séisme. Cette méthode est utilisée dans de nombreux domaines comme l'épidémiologie, dans le but d'étudier la fréquence et la distribution des problèmes de santé au sein d'une population humaine, ou encore pour modéliser une file d'attente. Plus généralement, on appelle cela un processus poissonien qui vient de la loi de Poisson.

La Loi de Poisson

Elle fut introduite par Siméon Denis Poisson en 1838 dans son ouvrage *Recherches sur la probabilité des jugements en matière criminelle et en matière civile* (Poisson 1837) et étudie le nombre de fois qu'un événement a lieu dans un certain intervalle de temps et/ou d'espace. Elle est définie comme telle:

$$P(k, T, T_0) = \frac{1}{k!} \left(\frac{T}{T_0} \right)^k \exp \left(-\frac{T}{T_0} \right) \quad (6.1)$$

ici T représente la période d'observation, T_0 le temps de récurrence moyen entre deux événements successifs et k le nombre d'événements potentiellement observables.

Ainsi si l'on se trouve dans une région où se produit un séisme tous les jours et que l'on reste sur place 100 jours pour compter les séismes, il y a un maximum de probabilité pour que l'on soit témoin de 100 événements. Cela implique notamment que les événements soient indépendants les uns des autres. C'est ici que se trouve le premier problème, les séismes ne sont généralement pas indépendants, chaque séisme génère ses propres répliques et a peut-être des précurseurs. Lorsqu'un grand séisme se produit, un très grand nombre de répliques est engendré, mais que resterait-il si on venait à ne pas les considérer ? Une sismicité rémanente, que l'on appelle aussi **sismicité de fond**, qui comporterait des événements indépendants, uniquement générés par une accumulation de contrainte trop importante sur un plan de faille qui finit par lâcher. Ce taux de sismicité de fond est relié directement aux forces imposées sur la faille: si elles diminuent, la sismicité diminue, si elles augmentent, la sismicité augmente (Kostrov 1974, Ward 1998, McGarr 2014). Avoir accès aux variations de la sismicité de fond nous donne directement accès à l'état de contrainte de la faille. Il s'agit là d'un problème fondamentale lorsqu'on étudie une région sismiquement active: comment dissocier les événements se produisant de manière "spontanée" et leurs répliques ? On appelle cela le **declustering**, on "retire" d'un catalogue de sismicité les événements qui sont dépendants d'autres séismes.

La loi d'Omori et la Loi γ

On peut donc distinguer deux types de comportement au sein d'un catalogue, les séismes que j'appellerai principaux et les répliques. Les premiers étant considérés comme obéissant

à une loi de Poisson (équation 6.1) tandis que les secondes suivent la loi d’Omori. Cette loi majeure en sismologie porte le nom d’un sismologue japonais du nom de Fusakichi Omori, qui compta les répliques générées par le séisme de Nobi de 1891 (Omori 1894). Il put observé que le nombre de répliques n diminuait au cours du temps t de façon précise et suivait la loi suivante :

$$n(t) = \frac{\kappa}{(t + c)} \quad (6.2)$$

ici κ et c représentent respectivement la productivité et le temps à partir duquel il est possible de compter les répliques. Cette formule d’Omori fut appliquée avec succès à d’autres séismes avant que Tokuji Utsu, un autre sismologue japonais, ne propose que la décroissance du nombre de répliques au cours du temps pouvait être plus rapide (Utsu 1957) que celle décrite dans la loi d’Omori, dans laquelle il introduisit le facteur p :

$$n(t) = \frac{\kappa}{(t + c)^p} \quad (6.3)$$

Ici p est une constante -habituellement comprise entre 0.3 et 2 - décrivant la décroissance du nombre d’événements au cours du temps plus précisément. Pour l’anecdote, cette loi permet aussi d’expliquer la relaxation des indices de cotation en bourses après un crack (Lillo and Mantegna 2003).

Dans le but d’unifier les lois de Poisson et d’Omori, Bak et al. (2002) puis Corral (2004) ont proposé la loi γ . Au lieu de traiter les deux types de sismicité, ce qui nécessite le declustering du catalogue, la loi γ permet d’étudier le comportement d’un catalogue dans son ensemble à partir du temps inter-événement τ . Elle est définie comme:

$$\rho(\tau) = C\tau^{\gamma-1} \exp\left(-\frac{\tau}{\beta}\right) \quad (6.4)$$

Ici C et β sont des constantes. La loi γ permet l’unification des lois d’échelle puisque l’on peut remarquer que:

$$\begin{aligned} \gamma \rightarrow 0 \quad \rho(\tau) \propto \tau^{-1} \quad \text{avec } \tau \rightarrow 0 \quad \text{La loi d’Omori} \\ \gamma \rightarrow 1 \quad \rho(\tau) \propto \exp(-\tau) \quad \text{La loi de Poisson} \end{aligned} \quad (6.5)$$

A year of microseismicity before the M_w 8.1 Iquique earthquake, 2014: statistical evidence of seismic quiescence and its implications on the initiation of the megathrust-earthquake

Résumé

La crise sismique d'Iquique (Chili) de 2014, qui a culminé avec le tremblement de terre de M_w 8.2, le 1er Avril, met en évidence un découplage complexe de l'interface de subduction du nord du Chili, considérée comme une lacune sismique depuis 1877. Au cours de l'année précédent ce séisme, au moins trois essais sismiques ont été observés: en juillet 2013, janvier et mars 2014. Ces essais représentent potentiellement la signature de glissements transitoires accompagnant la déstabilisation progressive de l'interface entre les plaques. Des études récentes ont proposé qu'une déformation à grande échelle de la plaque plongeant en tant que déclencheur potentiel du séisme de subduction. Cependant, la signature d'un découplage progressif ou d'une déformation transitoire sur l'interface ne semble pas avoir une influence claire sur le taux de sismicité dans les mois qui précède le séisme principal. Pour répondre à cette question, un riche catalogue de séisme, pour les quinze mois précédant le choc principal, a été extrait du jeu de données continue enregistré par les réseaux IPOC (Integrated Plate Boundary Observatory) et Iquique Local Network (ILN). L'analyse spatio-temporelle du catalogue *declusterisé* permet de détecter une quiescence à grande échelle dans une zone à proximité de la rupture du choc principal. L'initiation de cette quiescence sismique semble avoir commencer après l'essai de juillet 2013 et pourrait être liée à des circulations de fluide. Les fluides peuvent avoir favorisé une transition entre un régime de glissement instable (sismique) à un régime de glissement stable (non-sismique), occasionnant une accumulation de stress sur l'aspérité du choc principal. De plus, une recherche de repeaters et plus particulièrement l'estimation du glissement asismique aux alentours de l'aspérité principale ont révélé que celle-ci a accumulé des contraintes à la fois dans la direction de la fosse et en profondeur.

Abstract

The 2014 Iquique seismic crisis (Chile), culminating with the M_w 8.2 earthquake, April 1st, highlights a complex unlocking of the North Chile subduction interface which has been

considered as a seismic gap since 1877. During the year preceding this event, at least three seismic clusters were observed: in July 2013, January and March 2014. These clusters are possibly representing the signature of slip transients accompanying the progressive destabilization of the plate contact. Recent studies have proposed a large-scale slab deformation as a potential trigger for the megathrust earthquake. However, no evidences of gradual unlocking of the interface or transient deformation were found in the seismic-rate. To address this question, a rich earthquake catalog, for the fifteen months preceding the mainshock, has been extracted from the continuous waveform data-set recorded by the Integrated Plate Boundary Observatory Chile (IPOC) and Iquique Local Network (ILN) networks. Space-time analysis of the declustered catalog, allows the detection of a large-scale quiescence downdip of the mainshock rupture area. The initiation of this seismic quiescence may have occurred after the July 2013 cluster and could be related to slow-slips. Fluids may have promoted a transition from unstable to stable slip regime generating a stress build-up on the mainshock asperity. In addition, a repeating-earthquakes search and more particularly the estimation of the surrounding aseismic slip revealed that the mainshock asperity was accumulating stress both from updip and downdip.

6.1 Introduction

Chile is well known for its intense seismic activity all along the country, place of the largest earthquake recorded in Valdivia in 1960 (M_w 9.5) and one of the major event in recent times, i.e. the M_w 8.8 Maule earthquake in 2010 (e.g. , [Delouis et al. 2010](#), [Vigny et al. 2011](#)) However the northern portion of the Chilean subduction, from the city of Arica (-18.5°N) to the Mejillones peninsula (-23°N), has been spared from great earthquakes since 1877 (e.g. , [Nishenko 1991](#), [Comte and Pardo 1991](#)), and it is thus considered as a seismic gap. On April 1st 2014, the so-called Iquique earthquake of moment magnitude 8.2 broke only a section of this gap occasioning a maximum slip around 8m ([Lay et al. 2014](#), [Ruiz et al. 2014](#), [Yagi et al. 2014](#), [Meng et al. 2015](#), [Duputel et al. 2015](#), [Liu et al. 2015](#), [Jara et al. 2018](#)). This earthquake was preceded by a series of seismic-swarms described by [Schurr et al. \(2014\)](#): the very first anomalous and shallow activity was reported on July 23rd 2013 offshore the city of Iquique and lasted for few days; the second swarm appeared southward during the first days of January 2014; the last swarm happened on March 16th 2014 with the major and upper-plate crustal foreshock of M_w 6.7 ([Bedford et al. 2015](#)) and lasted until the mainshock of April 1st. [Ruiz et al. \(2014\)](#) proposed that the last cluster of March 2014 was driven by a slow-slip event along the interface. [Kato et al. \(2016\)](#) detected several repeating earthquake since July 2013 and concluded that each episodic swarm was driven by slow-slip events. Recently, [Socquet et al. \(2017\)](#) found evidence of these transient signals in GPS data and demonstrated the existence of these signals since July 2013 at least. The unlocking of the interface by slow-slip events seems to be a common factor among subduction earthquakes: we could cite as examples the Tohoku-oki earthquake ([Kato et al. 2012](#)), the Arequipa earthquake ([Ruegg et al. 2001](#)), the Illapel earthquake ([Huang and Meng 2018](#), [Poli et al. 2017](#)) or more recently the sequence of Valparaiso in April 2017 ([Ruiz et al. 2017a](#)). [Bouchon et al.](#)

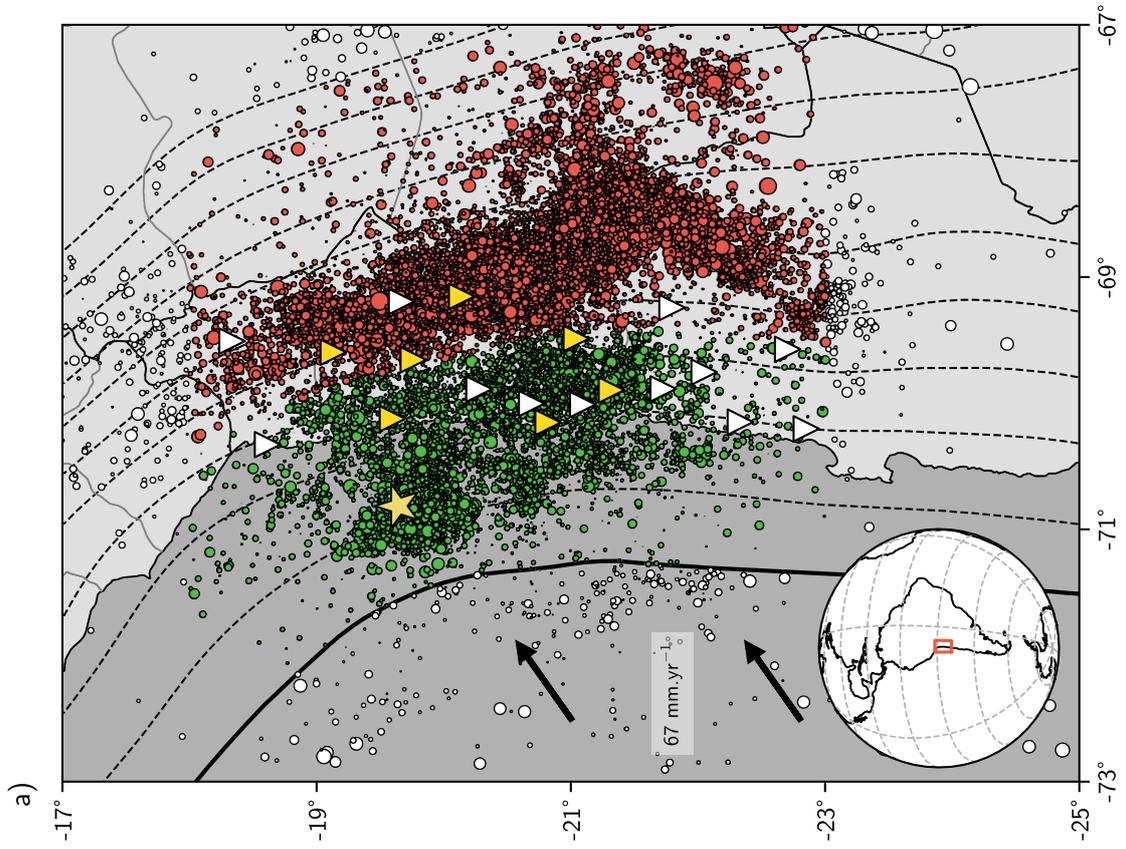
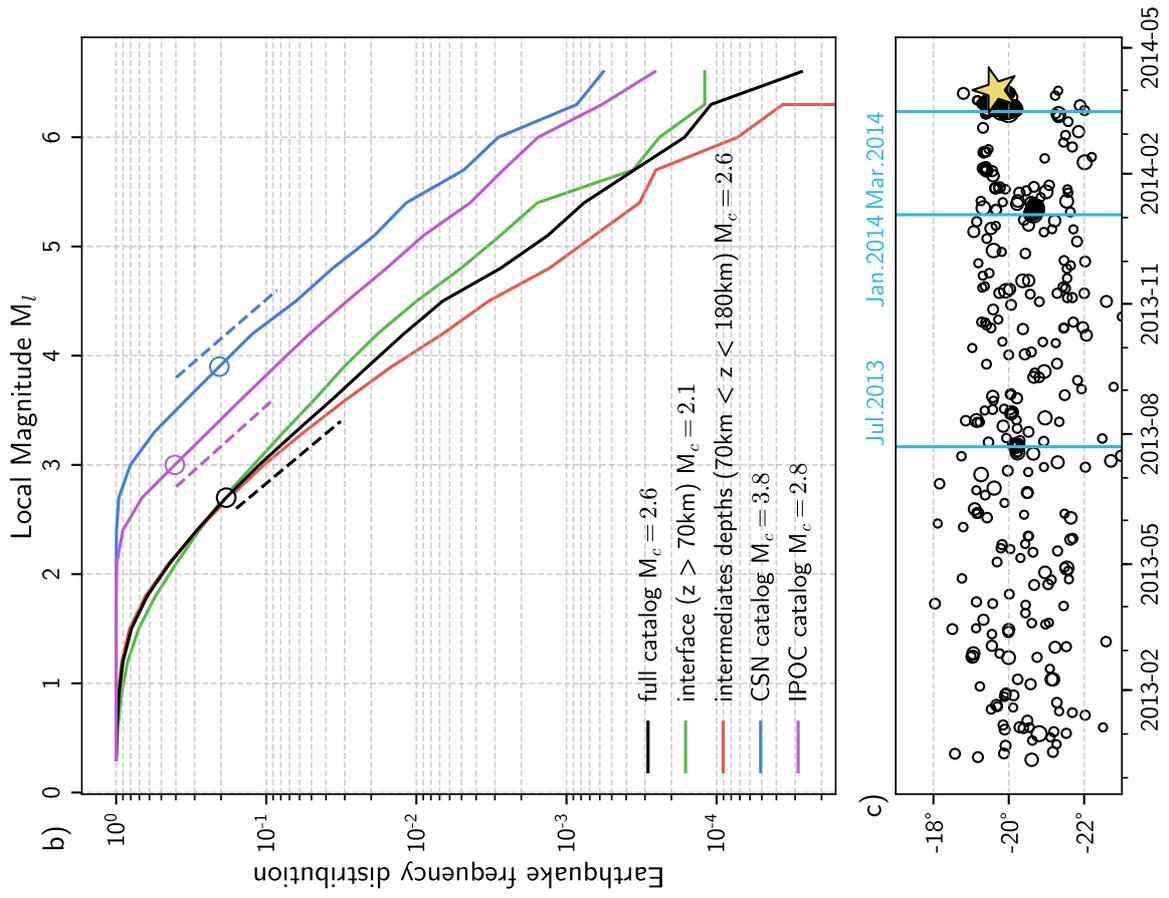


Figure 6.1 – Earthquake catalog for Northern Chile from December 12th 2012 to March 31st 2014 presented in this work. a) Location of the 35371 earthquakes extracted from the IPOC/ILN data-set. The black arrows point the direction of convergence at a rate of 67mm.yr^{-1} (Vigny et al. 2009). The solid black line marks the trench which separate Nazca and South-America plates while the dashed black lines are the isodepth profile each 20km depth extracted from the Slab 1.0 model (Hayes et al. 2012). The yellow star indicates the location of the Iquique earthquake. The triangle are the stations used in this work, their color indicates if it was used during the detection and location phases (yellow) or location phase only (white). The events are symbolized by circles and their size scale with their local magnitude. Green events constitute the interface catalog, red events are the intermediate-depths catalog while white events are discarded in this study. b) Earthquake frequency distribution as a function of their local magnitude. The different plain curves correspond to different earthquake catalogs which concern the same area. The completeness magnitude of the presented catalog is 2.6 (CSN $M_c = 3.8$, IPOC $M_c = 2.8$ (Sippl et al. 2018)) with a b -value of 0.87 (CSN $b = 0.85$, IPOC $b = 0.84$). The circles represent the completeness magnitudes of each catalog and the slop of the dashed line are the b -value estimated using a maximum likelihood method. c) Latitude-Time representation of the Iquique region seismicity prior to the mainshock (yellow star). Events with $M_l 3.0^+$ of the interface catalog are represented by black circles, the vertical blue lines mark the three seismic swarms of July 2013, January and March 2014.

(2013) observed a synchronization of high-seismic-moment release between the shallow part (depth < 40km) and the deeper part (depth > 80km) of the subduction during the different periods of the seismic swarms and interpreted it as a slab deformation. The slab-pull Tarapaca earthquake (Mw 7.1), which occurred in 2005 on an inherited normal fault at the latitude of Iquique (Peyrat et al. 2006), seems to have altered the seismic behavior of the area, as shown in the study of Jara et al. (2017). Indeed the authors point out 16 synchronized couples of shallow/deep events since 2005 and a constant acceleration of the background seismicity of both subduction areas until the Iquique earthquake. Their study suggests a preparatory phase even longer than previously expected, comparable to the 2011 Tohoku-oki earthquake decade preparatory phase (Mavrommatis et al. 2014, Yokota and Koketsu 2015), and more generally to subduction earthquakes through the initiation of stable slip (Bouchon et al. 2013). Despite the important results obtained on the preparatory phase of the Iquique earthquake, the potential of the IPOC (GFZ CNRS-INSU 2006) and ILN networks was not fully exploited until recently with the constitution of the IPOC catalog (Sippl et al. 2018): the CSN catalog comprises 2-3 events per day (with a completeness magnitude of 4 (Jara et al. 2017)) however a visual inspection of the data shows numerous undetected events (Figure 6.2). The objective of this work is to build a richer catalog to zero in on the micro-seismicity in order to highlights space-time transient forcing. Our main goal is to identify areas where a stable slip could have been initiated prior the Iquique earthquake.

6.2 Building the catalog: detection, location and event selection

The IPOC network was deployed in 2006 just before the Mw 7.7 Tocopilla earthquake in order to study the seismic gap of northern-Chile, and was designed to capture a large range of deformation processes by using seismographs, strong-motion sensors, GPS, magnetotelluric sensors, creepmeters and tiltmeters. This network represents a unique opportunity for studying the Northern-Chilean subduction seismicity: 16 stations with a dense distri-

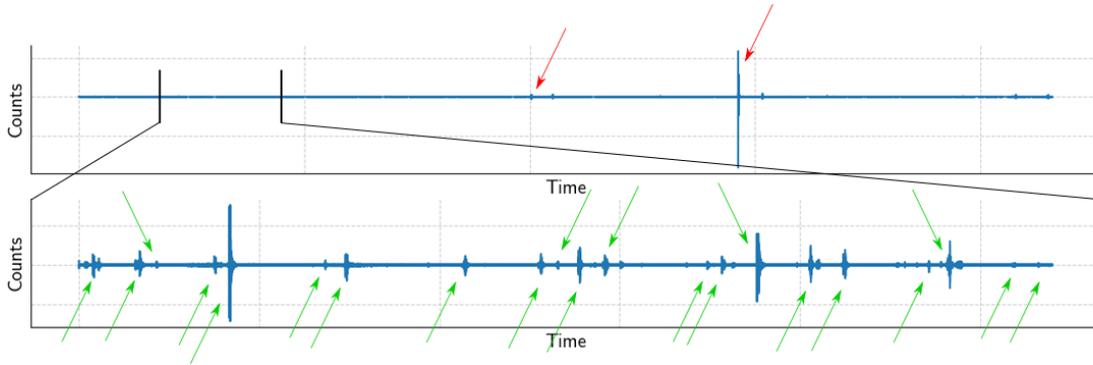


Figure 6.2 – Observation of microseismicity on a day-long waveform at station PB01, on January 1st 2014. The top panel show two events, pinte out by red arrows, found in the CSN catalog. In the bottom panel, which correspond to 3h-window, one is able to count many more local events pointed by green arrows.

bution close to the trench ($\approx 100\text{km}$) to investigate in details both the interface and the intraplate seismicity.

We built a new catalog following the method developed during this thesis, described in Chapter 4 and in Ruiz et al. (2017a). It combines automated methodologies to detect and locate seismic events. Our catalog will spans from December 13th 2012 to March 31st 2014. For the detection procedure we selected 7 stations (Figure 1) which remained operational over the largest period before the Iquique earthquake. We obtained a first set of detection with the BackTrackBB method (Poiata et al. 2016) applied on vertical component associated with a P-wave velocity model. To improve the location of the detected events, we relocate these event with BackTrackBB applied on the three components. We used as many stations as available and were able to differentiate P and S waves with a polarization analysis following Rosenberger (2010). We relocate every detection with the NonLinLoc program (Lomax et al. 2000, Lomax 2005) in order to obtain a probability density location-function which allows us to select events according the size of their 68% error ellipsoid. More details are to be found Chapter 4 of this manuscript. To locate earthquakes we use a 1D velocity model proposed by Dorbath et al. (2008). To properly recover the geometry of the subduction at these latitudes, we incorporated a slab following the geometrical model SLAB1.0 (Hayes et al. 2012) with velocities following a 3D velocity model presented by Dorbath et al. (2008).

We obtained 62054 detections with source location uncertainties defined by the 68% error ellipsoid: the average length of the minor, intermediate and major (mostly associated to depth resolution) semi-axis are respectively 4.98 ± 4.55 km with 9.5% above 10km, 9.69 ± 9.97 km with 26% above 10km and 22.68 ± 24.58 with 59% above 10km (Figures A.8 and A.9). The event selection consists in the projection of the 3D 68% error-ellipsoid on the horizontal plane to overcome the poor vertical resolution (Figure A.8). The new uncertainties defined by the 2D error-ellipsoid are for the average length of the minor and major semi-axis respectively 6.56 ± 11.23 km with 15% above 10km and 22.10 ± 46.46 km with 40% above 10km. We discarded events which have a 2D-ellipsoid with semi-axes maximum length greater than 10km. This threshold represents the better compromise between the number of event kept and the maximum length of the 2D ellipsoid (see M_l 3.0+ earthquakes ellipsoid Figures A.8 and A.9).

In our analysis, we kept 35371 earthquakes between -22.5°N and -18.5°N and between -72°E and -66°E . Among them 3503 events are comprised in the CSN catalog for the same period and the same area. We lowered the completeness magnitude from 4.0 for the CSN to 2.6 (Figure 6.1b). With the aim of studying the spatio-temporal variations of the seismicity we distinguish two areas: the contact between the Nazca and the South-America plate which starts from the trench to the down-dip limit of the seismogenic zone at approximately 50km depth for Northern Chile (Béjar-Pizarro et al. 2010; and references therein) and the deeper part. On one hand, to account for the weak resolution in depth of earthquake locations and still separate each area, we extracted isodepth profiles from SLAB1.0 (Hayes et al. 2012) at 0, 60, 70 and 200km depth in order to build longitudinal boundaries. On the other hand, the catalog is limited in latitude between -18.5°N and -22.5°N , in accordance with the latitude range of the network. The *interface catalog* comprises 7211 (1447 with $M_l \geq 2.5$) earthquakes between 0 and 60km slab isodepth, the *intermediate depths catalog* comprises 26962 earthquakes (4445 with $M_l \geq 2.5$) between 70 and 200km isodepths (Figure 6.1).

It is important to note that two stations went missing: PB01 from December 5th 2013 to January 1st 2014; PB02 from December 25th 2013 to January 1st 2014. Since the detection capacity of the BackTrackBB method depends on the network coherency (and thus the network geometry), this particular period should be considered with caution.

6.3 Declustering of the catalog: Nearest-neighbor distance

The analysis of the background seismicity is a powerful tool to reveal transient deformations (Marsan et al. 2013a, Reverso et al. 2015, 2016). Among numerous declustering techniques (Van Stiphout et al. 2012; and references therein) we selected the nearest-neighbor-distance metric (NND) proposed by Baiesi and Paczuski (2004) because it is self-adapted to observe seismicity and does not use tuning parameters other than the characteristic of each event (i.e. the magnitude, the location and occurrence time). It also represents a good compromise between computational efficiency and results robustness. It consists of the estimation of the distance η between each event j and any event i that precedes it. Thus, the nearest-neighbor event will be the event i that minimizes this distance:

$$\eta_{i,j} = t_{i,j}(r_{i,j})^{df} \cdot 10^{-b \cdot m_i} \quad (6.6)$$

where $t_{i,j} = t_j - t_i$ in days, $r_{i,j} = |r_i - r_j|$ in kilometers, m_i is the parent local magnitude, df is the fractal dimension which we set to 2 since we consider that the seismicity is located on the horizontal plane and b from the Gutenberg-Richter law (here $b = 0.87$, Figure 6.1). Zaliapin et al. (2008) went further and introduced a rescaled time-difference $T_{i,j}$ and distance $R_{i,j}$ for discriminating clustered and non-clustered events in order to account for both time and space in the η distribution:

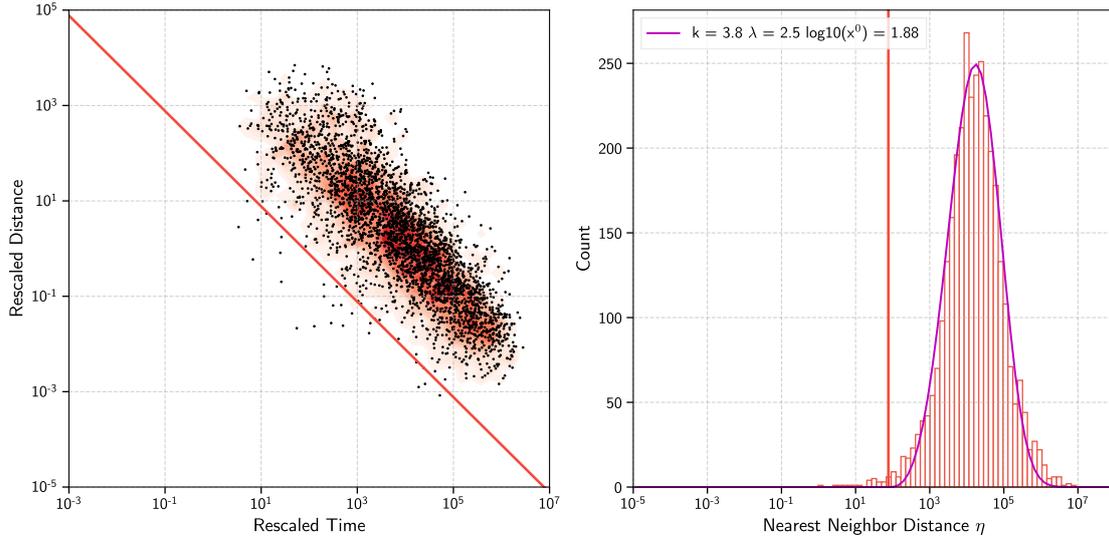


Figure 6.3 – Nearest-Neighbor-Distance distribution for the intermediate-depths catalog. a) Joint distribution of the rescaled time T and distance R of the nearest-neighbor distance η . The intermediate-depths seismicity show a single mode located along the line $\log(R) + \log(T) = 0.86$. b) Histogram of the nearest-neighbor distance η which may be modeled as a log-Weibull function (equation 6.8) or a log-Gaussian function (Figure A.11).

$$\begin{aligned}
 T_{i,j} &= t_{i,j} \cdot 10^{-\frac{1}{2} \cdot b \cdot m_i} \\
 R_{i,j} &= (r_{i,j})^{df} \cdot 10^{-\frac{1}{2} \cdot b \cdot m_i} \\
 \eta_{i,j} &= T_{i,j} \times R_{i,j}
 \end{aligned} \tag{6.7}$$

The η distribution of equation 6.6 of the intermediate-depths catalog is unimodal (Figure 6.3) and, following Zaliapin et al. (2008), Zaliapin and Ben-Zion (2013), can be describe, in a logarithmic scale, by a Weibull function. If we consider $x = \log(\eta)$, Weibull function is:

$$f(x; x_0, \lambda, k) = \begin{cases} \frac{k}{\lambda} \left(\frac{x-x_0}{\lambda}\right)^{(k-1)} \exp\left[-\left(\frac{x-x_0}{\lambda}\right)^k\right] & x \geq x_0 \\ 0 & x < x_0 \end{cases} \tag{6.8}$$

Where $k > 0$ is the shape parameter, $\lambda > 0$ is the scale parameter of the distribution and x_0 is the location parameter. We are able to determine the 3 parameters x_0, λ and k , through the minimization of a L2-norm. 6.3 shows the goodness of the fit and then confirms the Weibull-like shape.

The η distribution of the interface catalog is bimodal (Figure 6.4). To separate the two populations, we modeled the distribution in this particular case of bimodal distribution with a sum of a log-Gaussian function, $g(x) = a_0 \exp((x - x_0)/\sigma)$ and a Weibull function (equation 6.8). Zaliapin and Ben-Zion (2015) used a log-Gaussian mixture model to fit the η distribution, this gives very similar results (Figure A.12). Since the background lobe is

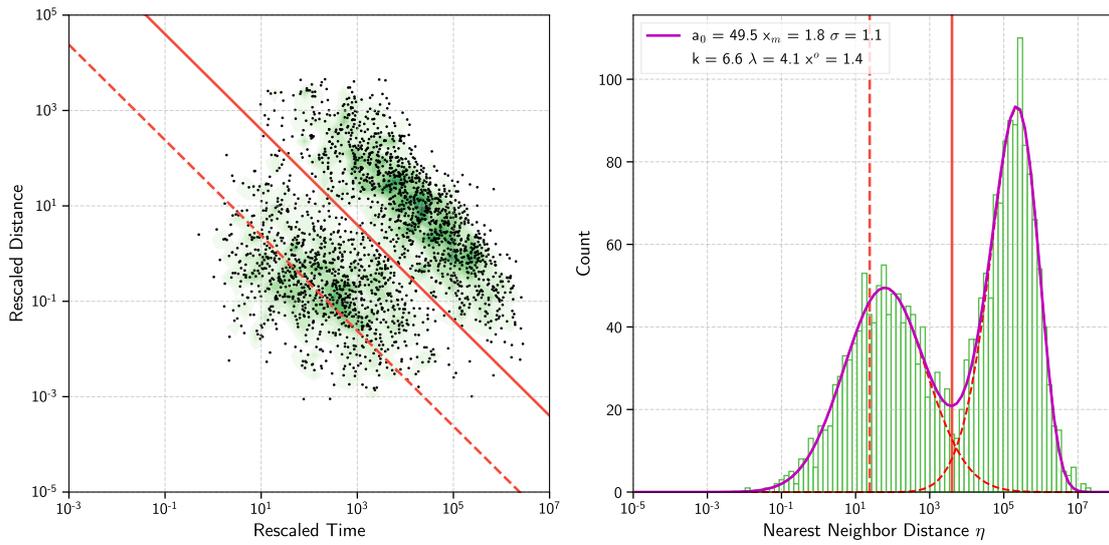


Figure 6.4 – Nearest-Neighbor-Distance distribution for the interface catalog. a) Joint distribution of the rescaled time T and distance R of the nearest-neighbor distance η . The interface seismicity show a bi-modal distribution which allows the separation of aftershocks from background events. b) Histogram of the nearest-neighbor distance η which we modeled as the a mixture of a log-Gaussian function (aftershocks) and a log-Weibull function (background, equation 6.8). The distribution may be modeled with a log-Gaussian mixture model as suggested by Zaliapin and Ben-Zion (2015) (Figure A.12).

modeled by a Weibull function, we will consider the model log-Gaussian + log-Weibull. We were able to fit the whole distribution by minimization of a L2-norm as well. We finally determine the threshold between the two population as the local minimum of the derivative of the Gaussian and the Wiebull distributions. This means that we will include a portion of background seismicity into the clustered catalog and a portion of the clustered seismicity into the background catalog.

6.4 Analysis of the background seismicity

6.4.1 Reference Poisson-law

Siméon-Denis Poisson introduced in 1838 the Poisson-law to express the probability of a given number of events k occurring in a fixed interval of time T if these events occur with a known constant rate T_0 and independently of the time since the last event:

$$P(k, T, T_0) = \frac{1}{k!} \left(\frac{T}{T_0} \right)^k \exp \left(-\frac{T}{T_0} \right) \quad (6.9)$$

Gardner and Knopoff (1974) demonstrated that a sequence of earthquakes in California freed from aftershocks follows a Poisson law in time. More recently Marsan et al. (2013a) revealed that aseismic transients through background seismicity rate increases along the Pacific Plate in Japan. However, the NND algorithm (Baiesi and Paczuski 2004, Zaliapin et al. 2008) prevents us to find, into the declustered catalog, small-scale transient process. The scale of the studied catalog seems to be a major parameter: it controls which groups of

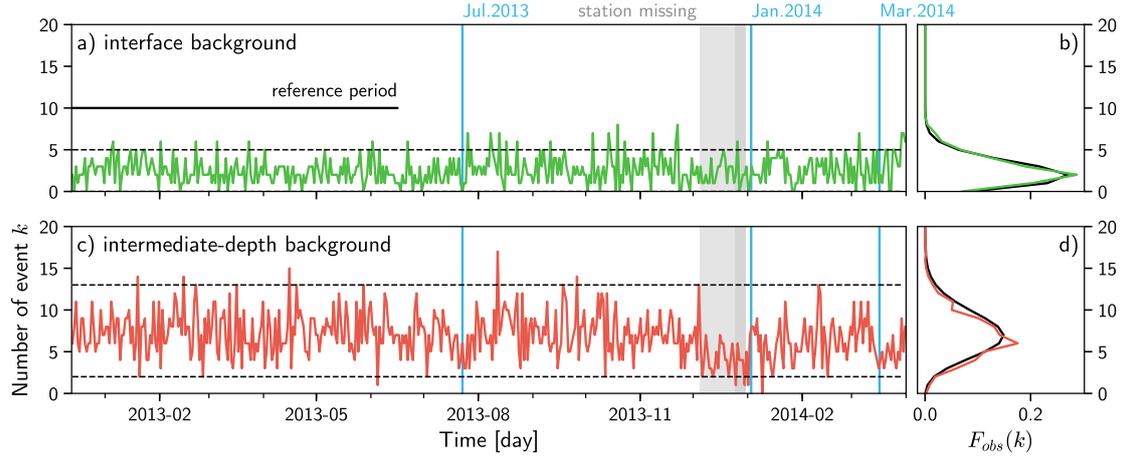


Figure 6.5 – Earthquake count against reference Poisson law. a) and b) stand respectively for the interface and intermediate-depths declustered catalog. The number of earthquake is counted in time window of size $T = 1$ day and is shown as colored curve for both catalogs. The black dashed line correspond to the 99% probability limit of the reference Poisson-law. The corresponding distribution of the number of event in a T observation window is shown on the right side of both plots. The black curve is the reference Poisson law when the colored curve is the distribution spawns from the measure over the whole catalog.

earthquakes are clustered or not. This leads us to believe that a multi-scale NND would be more appropriate for this kind of study and will be examined in a near future. These small-scale transient events generates spatio-temporal co-located seismicity bursts. Thus the triggered earthquakes should be then classified as clustered by the metric, regardless the mechanism that produced them, cascaded triggering or transient slip. As [Reverso et al. \(2015\)](#) observed, the interpretation of what drives the clusters extracted from the NND algorithm is not straightforward and eventually should be rather studied with Epidemic-Type Aftershocks Sequence model ([Ogata 1998](#)). However, the NND won't have effects if the seismic-rate is decreasing, which potentially reduces clustering.

Here, we rather attempt to detect large-scale acceleration/deceleration during the preparatory phase of the Iquique earthquake. We aim to investigate if the background seismic-rate of both catalogs varies significantly through time, especially from July 2013, similarly to what have been done for the Tohoku-Oki earthquake ([Marsan et al. 2017](#)). One cannot assess which period corresponds to the *stable* seismic rate especially for a catalog of this size (473 days). To begin with, we set the period spanning from the beginning of the catalog, December 13th 2012, until June 16th 2013 (185 days), as *reference*-period. The selection of this period is motivated by the visual observation of a constant seismic rate (Figure [A.10](#)) for both declustered catalogs before the first interface cluster of July 2013. During the following analysis, we will discretize the time into bins of $T = 1$ day and count the number of events in these bins. We consider that $T = 1$ day is enough for both bringing a sufficient number of catalog samples and number of event per T -window. For this reference period T_{ref} , we infer an average inter-event time $T_0 = T_{ref}/N_{ref}$, with N_{ref} the total number of event observed during T_{ref} . We compute the reference-Poisson probability density function, P_{ref} following equation [6.9](#). In a similar way, we count earthquakes into the $T = 1$ day time-window for both catalog, from December 13th 2012 to March 31st 2014 ($n = 472$ bins) to obtain the two earthquake counting distributions $F_{obs}(k)$ (Figure [6.5](#)).

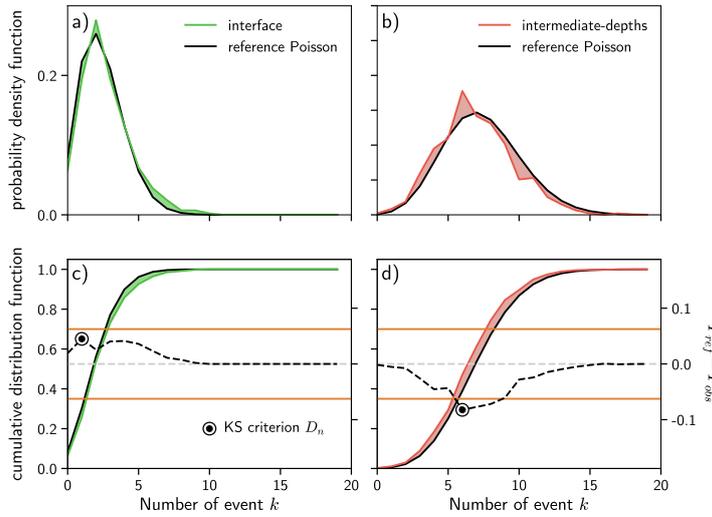


Figure 6.6 – Kolmogorov-Smirnov one-sample test for the interface and intermediate depths catalogs. a), c) refer to the interface catalog (green) when b) and d) refer to the intermediate-depths catalog (red). The normalized probability functions inferred from the event counting (see Figure 6.5) are shown in a) and b) along the reference Poisson-law (black) for the given catalog. The corresponding cumulative distribution function are shown in c) and d). The dashed black lines are the obtain from the absolute difference between the two distributions at each earthquake count k . The orange line is the 95% significance of the KS1 for $n = 472$.

For both background catalogs, their F_{obs} remains mostly contained between the 99% probability boundaries of their P_{ref} (Figure 6.5b and d). For the interface catalog, we notice the greater number of events after March 16th and this may be due to at least four factors: (1) the limitation of the declustering method which may consider aftershocks as background events; (2) dynamic triggering; (3) triggering by a broad aseismic transient; (4) chance. For the intermediate-depth background catalog, the loss of 2 stations used for the detection phase during December 2013 seems to reduce the number of detections (Figure 6.5b) but it does not drive out the earthquake counting distribution. A similar drop may be observed after March 16th as expected with the triggering of the third seismic swarm of the Iquique foreshock sequence. To verify the significance of these results we perform the Kolmogorov-Smirnov one-sample test to compare the P_{ref} to the background F_{obs} for both catalogs.

6.4.2 Kolmogorov-Smirnov one-sample test

The Kolmogorov-Smirnov one samples test (**KS1**) is a non-parametric statistical test commonly used to test the equality between a distribution and a reference law through the estimation of a distance between the two (Lehmann and Romano 2006, Gibbons and Chakraborti 2011). For the corresponding cumulative distribution functions (**cdf**), the observed distribution $F(x)$ of size n and the theoretical distribution $P(x)$, the test consists in the estimation of the Kolmogorov-Smirnov criterion, denoted D_n , which is the maximum of the absolute difference between the two cdf :

$$D_n = \max_x |P(x) - F_n(x)| \quad (6.10)$$

In seismology, the KS test has already been used to assess the uniformity of declustered earthquake sequences preceding mainshocks (Reasenbergs and Matthews 1988, Matthews

and Reasenber 1988). In the following, we won't consider the absolute difference in equation 6.10 but will keep the information given by the sign of the difference, which is an indication of a lack (negative sign: shift to the left of F_n) or an abundance of events (positive sign: shift to the right of F_n). The null hypothesis, $H_0 : F_n(x) = P(x) \quad \forall x$, is considered rejected at significance level, α for a large number of observation $n > 50$ if:

$$|D_n| > \frac{K(\alpha)}{\sqrt{n}} \quad (6.11)$$

where $K(\alpha)$ is a constant and its value can be found in tables (e.g. Gibbons and Chakraborti 2011). In the following we will consider a significance of 95%, the corresponding K is $K(\alpha = 0.05) = 1.36$. To begin with, we tested by a KS1, the null hypothesis $H_0 : P_{ref}(k) = F_{ref}(k) \quad \forall k$, the earthquake counting distribution of the reference period. The test shows that we cannot reject the null hypothesis H_0 and thus confirms that P_{ref} and F_{ref} cannot be distinguished (Figure A.13). We may now estimate the KS1 criterion D_n between the interface and intermediate-depths catalogs and their respective P_{ref} in order to study the significance of our previous observations. In the following, the full earthquake counting distributions (December 12th 2012 to March 31st 2014) will be called F_{obs} . (Figure 6.5).

A KS1 test is performed to evaluate the null hypothesis $H_1 : P_{ref} = F_{obs} \quad \forall k$ for both catalogs (Figure 6.6). The null hypothesis H_1 cannot be rejected for the interface background catalog despite the acceleration of the seismic rate starting on March 16th. However, the D_n obtained for the intermediate-depths catalog overcomes the significance threshold. The KS criterion obtained is negative suggesting a decrease of the seismic activity after the reference period, from June 2013 to April 2014.

6.4.3 2D-diagram of Kolmogorov-Smirnov one-sample test

To fully understand what could have been found if there was an acceleration/deceleration of the background seismic rate, we investigate the KS criterion in relation to a potential variation of the average reference time T_0 of P_{ref} . Let us consider $T'_0 = \theta \times T_0$. Simultaneously, we study the variations of T_0 for a fraction of the period spanning from the reference period till the end of the catalog: $\phi \times (T_{tot} - T_{ref})$. To summarize, we will assume a constant T_0 during the reference period and the period $(1 - \phi) \times (T_{tot} - T_{ref})$. Thus, T_0 will vary during the period $\phi \times (T_{tot} - T_{ref})$. We may model the resulting and theoretical distribution $F_{eff}(\theta, \phi)$ as:

$$\begin{aligned} F_{eff}(k, \theta, \phi | a, T_0, T) &= P_{ref} + P_{T_{tot}-T_{ref}} \\ &= aP(k, T_0, T) + (1 - a)[(1 - \phi)P(k, T_0, T) + \phi P(k, \theta \times T_0, T)] \end{aligned} \quad (6.12)$$

Here $a = T_{ref}/T_{tot}$ and T the observation window (kept at 1 day). From the F_{eff} , we then draw $n = 472$ number of event per day in order to have an approximation of it and compute the KS criterion $D_n(\theta, \phi)$. This distribution will be named $F_{draw}(k)$ in the

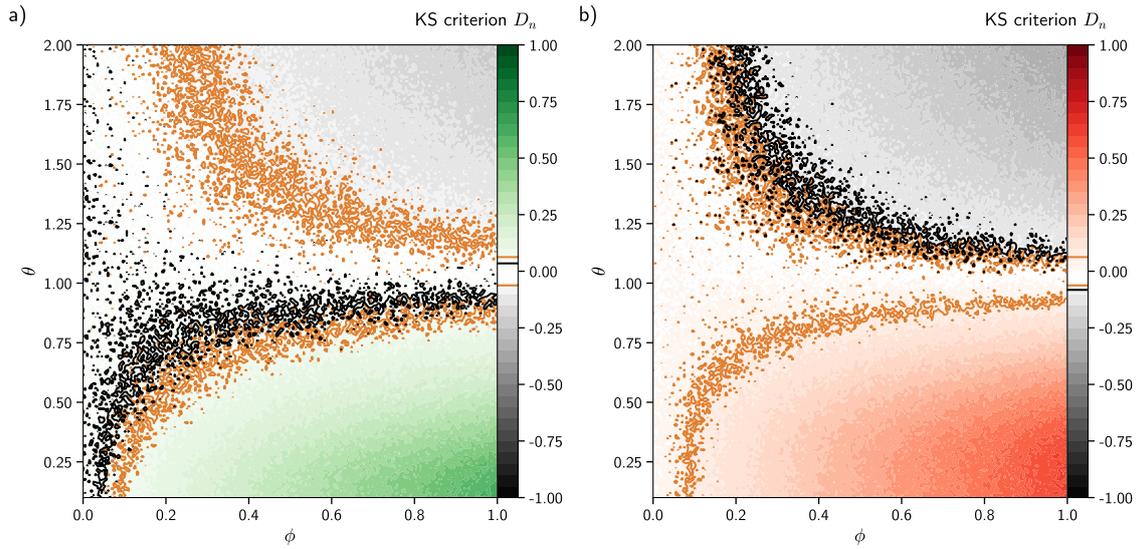


Figure 6.7 – 2D-diagram of the Kolmogorov-Smirnov one-sample test as a function of θ and ϕ . a) and b) represent the 2D KS1 diagram respectively for the interface and intermediate-depths background catalogs. The color scale gives the value of the KS criterion D_n for a given θ and ϕ , parameters of the effective distribution equation 6.12. The orange contour-lines give the significance threshold for $n = 472$ and $\alpha = 0.05$ (see equation 6.11) when the black dashed contour-lines represent the catalog KS criterion value. For the interface catalog, this value is comprised between the threshold, whereas, for the intermediate-depths catalog, the KS criterion is located below the threshold.

following. Let us keep in mind that $F_{draw}(k) = F_{eff}$ only if $n \rightarrow \infty$ following Bernoulli's law of large numbers. For a range of θ and ϕ we will compute the following:

$$\begin{aligned} \bar{k} &= \operatorname{argmax}_k \{|P(k, T, T_0) - F_{draw}(k | \theta, \phi, a, T_0, T)|\} \\ D_n(\theta, \phi | a, T_0, T) &= P(\bar{k}, T, T_0) - F_{draw}(\bar{k} | \theta, \phi, a, T_0, T) \end{aligned} \quad (6.13)$$

The results for both catalogs are shown Figure 6.7 and the computation of the $D_n(\theta, \phi)$ distribution allows to determine the significance domains, i.e. the regions where the KS criterion overcomes the significance threshold. Indeed these diagrams provide bounds for our capability to detect transient variations of the seismic rate for a certain reference period, T_{ref} , and an observation window, T and T_0 .

We may notice several things for a given value of the KS criterion, D_n : (1) The same criterion can be associated with different θ and ϕ (black curves Figure 6.7); (2) even if the perturbation θ of the reference T_0 is not constant during $\phi \times (T_{tot} - T_{ref})$, it is possible to model the seismic-rate with an equivalent catalog with a couples of constants θ and ϕ that will give a similar D_n . This last point won't be developed in the following however the first point gives crucial information of the seismic-rate variations.

Let us consider the interface catalog as an example (Figure 6.7), the KS criterion D_n is slightly positive, meaning that the seismic rate could have increase greatly for a short period of time (as seen Figure 6.5a) or increase for a greater period but more lightly. Concerning the intermediate-depth catalog, the criterion D_n rises above the significance threshold, this means that we should be able to detect when the intermediate-depths

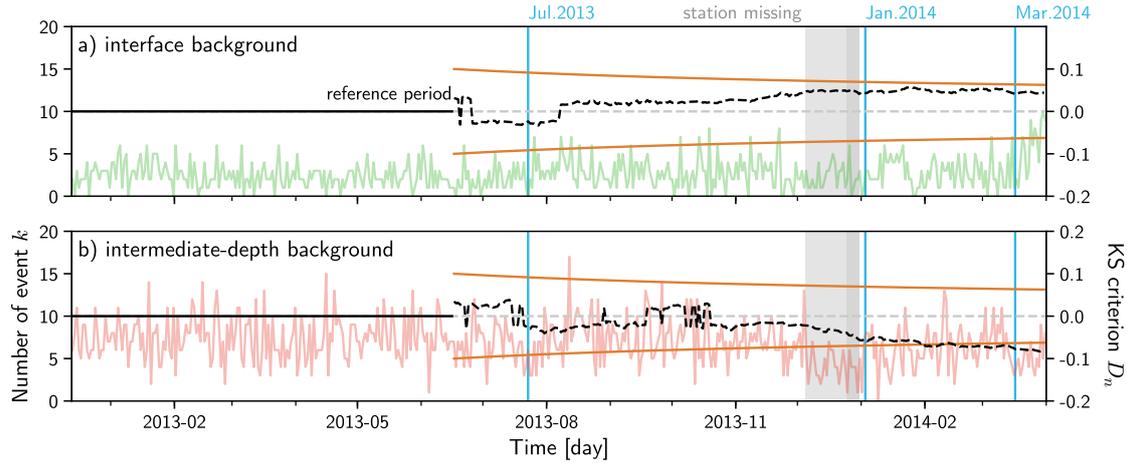


Figure 6.8 – Time-integrated Kolmogorov-Smirnov one-sample test estimated for interface and intermediate-depths background catalogs. a) and b) represent the KS1 test estimated through time, starting from the end of reference period, respectively for the interface and intermediate-depths background catalogs. The green and red lines give the number of earthquake per window T (here $T = 1$ day) alike Figure 6.5 whose scale is on the left side of the figure. The continuous orange lines are the significance threshold through time, diminishing as the number of observation n increase (see equation 6.11). The dashed black lines represent the corresponding KS criterion D_n for both catalog. The null hypothesis cannot be rejected for the interface catalog at any moment when the intermediate-depth catalog shows a significant deviation in the last months of the catalog.

distribution becomes different enough from the reference Poisson-law by studying the value of D_n through time.

6.4.4 Evolution of the Kolmogorov-Smirnov one-sample test through time

To study the evolution of the criterion D_n , we compute the KS criterion from the end of the reference period T_{ref} to the end of the catalog T_{tot} with an increment of 1 day. At each step, we extract the F_{obs} from the beginning of the catalog and compute D_n . Doing so, the last value of the KS1 criterion is the same we previously determined in section 6.4.2. The Figure 6.8 shows the evolutions of D_n through time for both interface and intermediate depths. Even if the criterion D_n , for the interface catalog, never reaches the significance threshold, nonetheless it slowly increases in mid-November (Figure 6.7).

Concerning the intermediate-depths catalog, we can detect that the criterion D_n drops in December 2013 corresponding to the epoch where the 2 stations, PB01 and PB02, were lost. Plus, as seen previously the activation of the shallow March 2014 cluster seems to decrease our capability to detect intermediate-depths events by increasing the background noise. This gives approximately a period of 41 days which corresponds to $\phi \approx 41/(T_{tot} - T_{ref}) \approx 0.14$. Given this value of ϕ we can infer a potential value of θ on the KS diagram 6.7 and compute the effective distribution $F_{eff}(\theta|\phi)$. At each θ : (1) we draw $n = 473$ times from $F_{eff}(\theta|\phi)$ to obtain an approximated distribution $F_{draw}(\theta|\phi)$; (2) We compute the KS1 criterion between P_{ref} and $F_{draw}(\theta|\phi)$; (3) We repeat (1) and (2) a thousand times to obtain a distribution of D_n for every θ . (4) we compute the mean and standard deviation

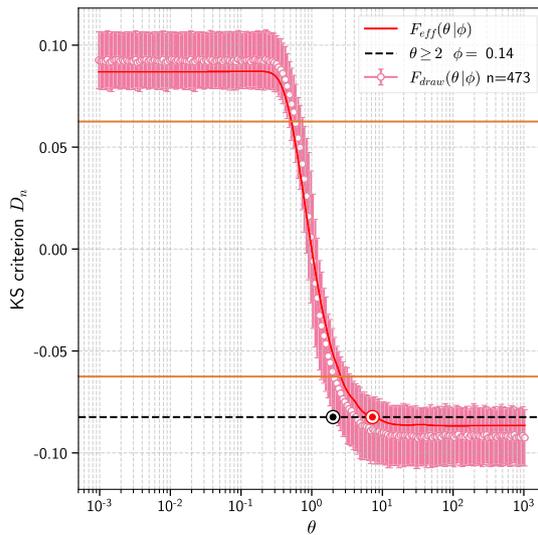


Figure 6.9 – Determination of the rate variation for the 41 days of non-stationnarity of the intermediate-depths background seismicity.

The red curve represents the KS criterion D_n for a range of the θ parameter of the effective distribution F_{eff} (equation 6.12) with a given ϕ parameter ($\phi = T_{non-sta.}/(T_{tot} - T_{ref}) \approx 0.14$). The orange lines correspond to the significance threshold for $n = 472$ and $\alpha = 0.05$ (see equation 6.11) while the dashed black line is given by the KS criterion D_n obtained from the intermediate-depths catalogs (see Figures 6.6, 6.7 and 6.8). The intersection between the red and dashed-black lines allows us to determine the parameter θ such as $\theta \geq 2$.

of the thousand values of D_n . The result is shown Figure 6.9. From the KS criterion of -0.08 for the intermediate depths catalog, we find that the KS criterion $D_n(\theta | \phi) = -0.08$ cross the $F_{draw}(\theta | \phi)$ distribution with its uncertainties taken into account for $\theta \geq 2.0$ and $n = 473$. This means that for 41 days the average recurrence time was multiplied by a factor ≥ 2 .

Finally, we compute the KS1 criterion in a sliding window of $T_s = 51$ day (changing this parameter does not alter the following observation) and compute the significance threshold from equation 6.11 with $n = 51$. Respecting the intermediate-depths catalog, the result confirms that F_{obs} deviates from P_{ref} in December 2013 and is related to the loss of PB01 and PB02 (Figure A.14b). Regarding the interface catalog, the null hypothesis is rejected for a brief period during September 2013 after a sharp increase of the D_n following the July 2013 cluster (Figure A.14a). Considering the small amount of samples here ($n = 51$) and the slow increase of the time-intergrated KS criterion seen Figure 6.8a, it seems the seismicity may have increase in 2013, unfortunately not enough to be statistically significant.

We eventually compare these results with 3 synthetic catalogs, C1, C2 and C3 in appendix B. These catalogs share similar features with the Iquique interface seismicity and are composed both of background earthquakes and their respective aftershocks. Their background seismicity will be defined such as: (C1) the seismic rate with remains constant and similar to the interface background seismicity; (C2) same as (C1) but the seismic rate is increased by a factor 2 for the last third of the synthetic catalog; (C3) same as (C1) but the seismic rate is divided by a factor 2 for the last third of the synthetic catalog. We demonstrate, in appendix B, that for a given catalog and reference period we are able to define the limitations of the methodology presented here. We are able to predict our capability of detecting transient based on the Gutenberg-Richter law and for a given completeness magnitude.

In the following lines, we map the KS1 test over the investigated region to study the temporal evolution of earthquake locally.

6.4.5 Mapping the Kolmogorov-Smirnov one-sample test

Until now we only applied the KS1 test on the full background catalogs, neglecting spatial variations of seismicity. To have an overview of the spatio-temporal evolution of both interface and intermediate-depths background catalogs we apply the KS1 test at each node of a 2D grid discretized every 5km. At each node, we consider all events included in a circle of 60km. We then infer the reference Poisson law from the first 185 days ($= T_{ref}$) of the period covered by the catalog (473 days) with a window of observation $T = 1$ day. The KS1 test is applied analogously to 6.4.2 and 6.4.4 for all sub-catalogs and the determined KS1 criterions are assigned to all specific nodes. The result for both background catalogs is shown Figure 6.10.

With respect to the interface background catalog we can identify areas where the KS criterion D_n is positive (a greater than expected number of events per day is observed) and negative (a lower than expected number of events per day is observed) (Figure 6.10). Along the coupling map for Northern Chile obtained by Métois et al. (2016), we identify a patch of significant decrease of events after the reference period close to (-70.1°E -19.9°N), considering $n = 472$ and $\alpha = 0.05$ (see 6.4.2 and equations 6.11). This patch is associated with the strongly coupled area which spans offshore the cities of Iquique and Pisagua (Figure 6.10a). On the contrary, the area around this highly coupled zone shows an increased number of event per day. There is a patch of positive significativity located nearby (-71.0°E -19.0°N). However, we think that this patch is not relevant given the poor number of events which constitute its P_{ref} (Figure A.17). By reproducing the same map and excluding the earthquakes after March 16th, the significantly negative patch remains and is still correlated with the highly coupled zone (Figure A.16a). Its size is only reduced if we keep the events before December 1st 2013, but the region still shows a decreased number of event per day after the reference period (Figure A.15a).

Concerning the intermediate-depths background catalog (Figure 6.10b), it seems that the number of earthquakes per day has globally decreased after the reference period. However, the significance patches at longitudes close to -69.5°E should not be interpreted (or at least with caution), since these areas have P_{ref} constituted by few events (Figure A.18). We interpret the large significantly negative zone to the south (Figure 6.10b) as due to the loss of the two most southernmost stations of the detection network, PB01 and PB02, which went missing during December 2013. Indeed if we reproduce the same map and excluded the seismicity after December 1st 2013, the global decrease of the number of event seen previously is not observed anymore (Figure A.15b) but a large area of positive KS1 criterion at depths, with narrow significant regions in the eastern part of the patch while the rest of the intermediate depths seismicity is associated to negative D_n , meaning the seismicity has slowed-down at depth between June and December 2013.

With the aim of characterizing the aseismic slip which may take place on the subduction interface, we complete a repeating-earthquake search with a Matched-Filter approach.

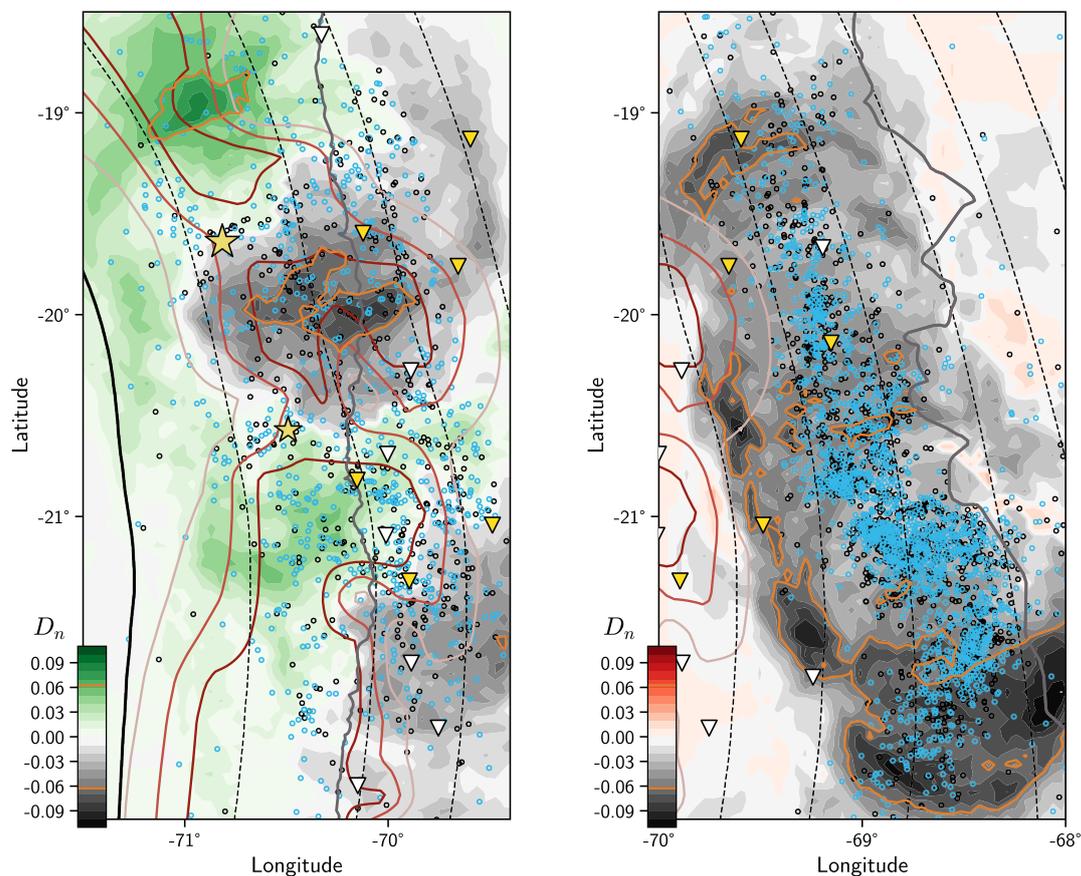


Figure 6.10 – KS1 estimated spatially for interface and intermediate-depths background catalogs: December 13th 2012 - April 1st 2014. Both maps represent the KS1 test considering a 5-km discretized grid with events gathered in a radius of 60km. Grey areas are associated to a negative KS1 criterion D_n which means a lower than expected number of events occurred after the end of reference period. Green (interface background) and Red (intermediate depths background) are regions where a greater than expected number of events occurred after the end of reference period. Orange contour are delimiting areas of negative/positive significance. Black dots mark the seismicity that occurred during the reference period while blue dots correspond to events which occurred after. Red lines are 0.3, 0.6 and 0.9 intersismic coupling coefficient contours (Métois et al. 2016). The solid black line is the trench while dashed black line are isodepth slab-profile every 20km. The triangles are the stations used previously (Figure 6.1) and the two yellow star are located at the epicenter of the Iquique earthquake (to the north) and its major aftershock. Grey solid line marks the coastline and the border with Argentina.

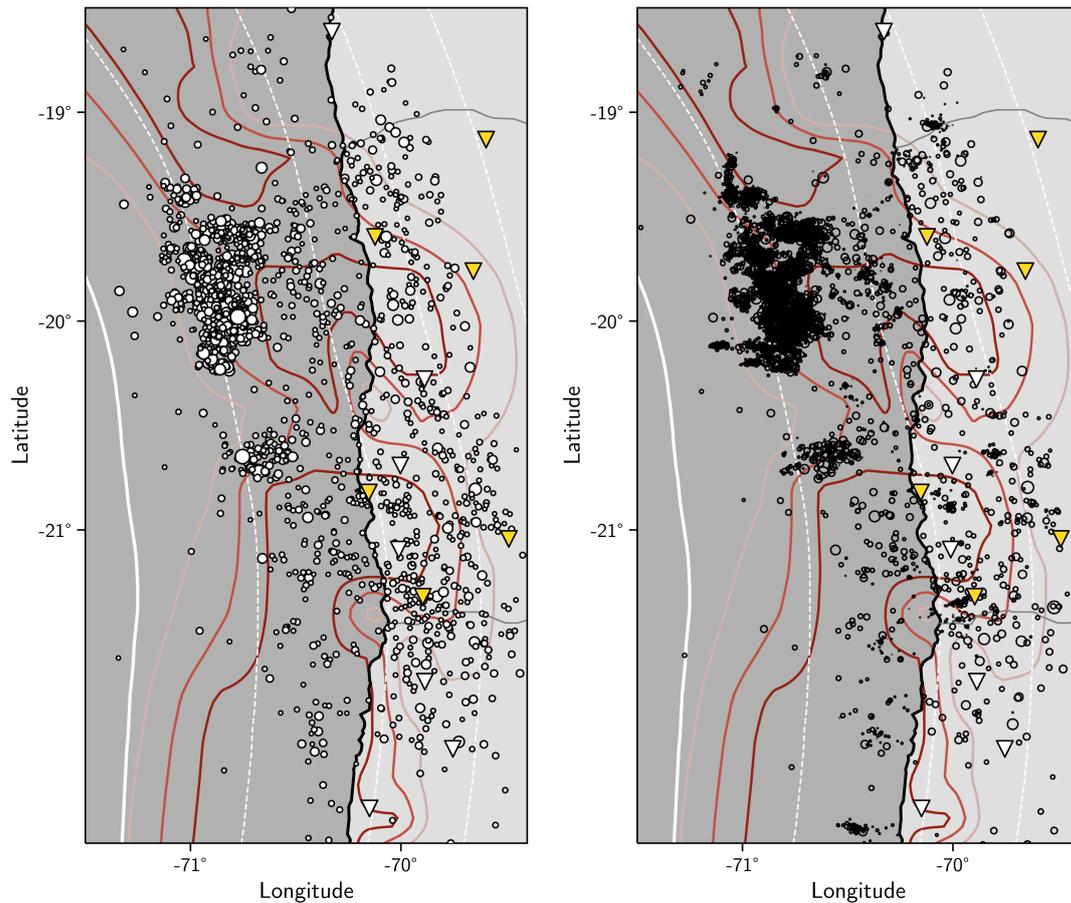


Figure 6.11 – Matched-Filter used with interface-seismicity templates from northern Chile. a) Map of the selected templates, initially detected with BackTrackBB (Poiata et al. 2016). b) Map of the newly detected events. This events will be analysed to extract repeating events.

6.5 Constraining aseismic slip along the interface with repeating-earthquakes

Repeating earthquakes result from repetitive ruptures of the same asperity induced by a more or less continuous slip of the region surrounding the asperity (Nadeau and McEvilly 1999). We also call them *in situ creep-meter* because the larger the repeater of the sequence, the greater the sliding they will record caused by the silent slip. To identify such events in our interface catalog, a classical signal processing tool, the cross-correlation can be used to: (1) increase the total number of earthquakes in our catalog; (2) identify repeaters by quantifying the similarity between different event waveforms.

6.5.1 Detection of seismic event based on waveform similarity

Matched-Filter techniques are based on the following principle: select a pre-detected τ event, commonly called template, and correlate it to a sliding window along a seismic

trace, u , at the same station and the same component. Each time, that the correlation is considered good (i.e. above a certain threshold), an event is detected. This method is commonly used to detect different types of events: classical earthquakes (e.g. [Beaucé et al. 2017](#), [Chamberlain et al. 2017](#), [Frank et al. 2017](#), [Kato et al. 2012, 2016](#), [Poli et al. 2017](#), [Ruiz et al. 2017a](#), [Warren-Smith et al. 2017](#)); low-frequency earthquakes (e.g. [Frank et al. 2013](#), [Chamberlain et al. 2014](#)); slow slip events ([Rousset et al. 2017](#)) or landslides ([Poli 2017](#)). We define the signal $u_{i,j}(t)$ recorded across the network at the station i on the component j . If the time of arrival at the station i is equal to $t + \delta i$ where t is the first time of arrival through the network, then δi is the moveout, i.e. the delay time between the wave arrival at the station i and the first wave arrival through the network. We can write the time-dependent correlation function between a template event τ , of N samples, recorded at I stations, with J components and set of continuous seismograms u , as:

$$CC_{sum}(t) = \sum_i^I \sum_j^J \frac{\sum_n^N \tau_i^j(n\Delta t) \cdot u_i^j(t + \Delta t + \delta i)}{\sqrt{\sum_n^N \tau_i^j(n\Delta t)^2 \cdot \sum_n^N u_i^j(t + n\Delta t + \delta i)^2}} \quad (6.14)$$

Here, we make use of the full interface catalog composed by background and aftershocks which are gathered into clusters after the nearest-neighbor-distance declustering (see section 6.3). We select events which have at least 4 stations showing a signal to noise ratio equal of higher than 3 for their P arrivals. The selected templates are then composed by waveforms sampled at 100Hz whose duration is 5 seconds: starting 1 second before the P-wave arrival time on the vertical component and 2 second before the S-wave arrival time on the horizontal components. The template waveforms are filtered between 1 and 8Hz following [Kato et al. \(2016\)](#). A waveform may be discarded if the *a posteriori* weight given by the NonLinLoc inversion of the corresponding phase is lower than 1.0. Finally, an event is discarded if the number of stations is less than 4 and if the number of S-phase is less than 2.

The continuous data to be scanned are three-components seismograms from the IPOC and ILN data-sets from December 13th 2012 to March 31th 2014. Data is preprocessed in a similar fashion as the template waveforms. We eventually scan the continuous waveform followed the methodology presented ([Beaucé et al. 2017](#)) and set the threshold value as 8 time the daily estimated median average distance.

With this approach, we were able to detect a total of 9078 events from 1833 templates (915 from the background seismicity and 918 from the aftershocks whom 73% come from the aftershocks of the March 16th cluster see Figure 6.11). To improve the picking of the newly detected events, we followed the methodology of [Warren-Smith et al. \(2017\)](#) which consists in the correction of the newly detected event picking with the template parent. For each waveform of the new event, we compute the cross-correlation with the parent template corresponding waveform, and by allowing a shift from -2 to $+2$ seconds around the parent phase arrival, it is possible to catch the maximum of correlation, CC_{max} and its corresponding time-lag. τ_{max} is then used to correct the event picking for the given phase (Figure 6.12) .

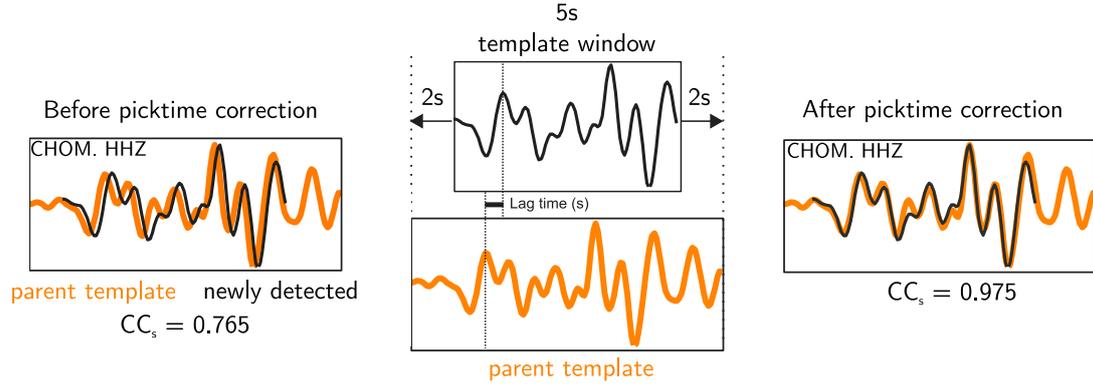


Figure 6.12 – Single channel cross-correlation-based phase picking correction. Example of lag-time generation to improve single-channel normalized cross-correlation coefficient CC_s . The 5-s template window is scanned through a 4s waveform window until the maximum CC_{max} and the corresponding time-lag τ_{max} are found. τ_{max} is then used to adjust the pick time and allow for variation in event location from the template event. Modified from Warren-Smith et al. (2017).

The locations of the newly detected events are then computed through NonLinLoc (Lomax et al. 2000). For each phase, we set the a priori weight equal to the corresponding CC_{max} and the picking uncertainties equal to τ_{max} . We discarded the events which have at least one of the semi-axis of the 2D 68% error ellipsoid larger than 10 kilometers. Finally, we computed the local magnitude as we did for the full catalog presented previously.

6.5.2 Extraction of repeaters through a hierarchical clustering approach

To classify events into families and extract repeating earthquakes, the waveform similarity of P and S phases between two events may be evaluated using cross-correlation coefficients as well. We compute a similarity coefficient matrix between each u and v events using the following expression:

$$CC_{u,v} = \sum_i^I \sum_j^J \frac{\sum_n^N (u_i^j(n\Delta t) - \bar{u}_i^j) \cdot (v_i^j(n\Delta t) - \bar{v}_i^j)}{\sqrt{\sum_n^N (u_i^j(n\Delta t) - \bar{u}_i^j)^2 \cdot \sum_n^N (v_i^j(n\Delta t) - \bar{v}_i^j)^2}} \quad (6.15)$$

Since coefficients $C_{u,v} = C_{v,u}$ and $C_{u,u} = 1$ by definition, only values of the upper triangle are computed without the diagonal. This condensed similarity matrix is converted into a condensed dissimilarity matrix such as:

$$D_{u,v} = 1 - CC_{u,v} \quad (6.16)$$

This defines a metric that will be used for the hierarchical clustering algorithm proposed by Duverger et al. (2018). Among different methodologies in cluster analysis, the hierarchical clustering seeks to create links and hierarchy between observations, based on a

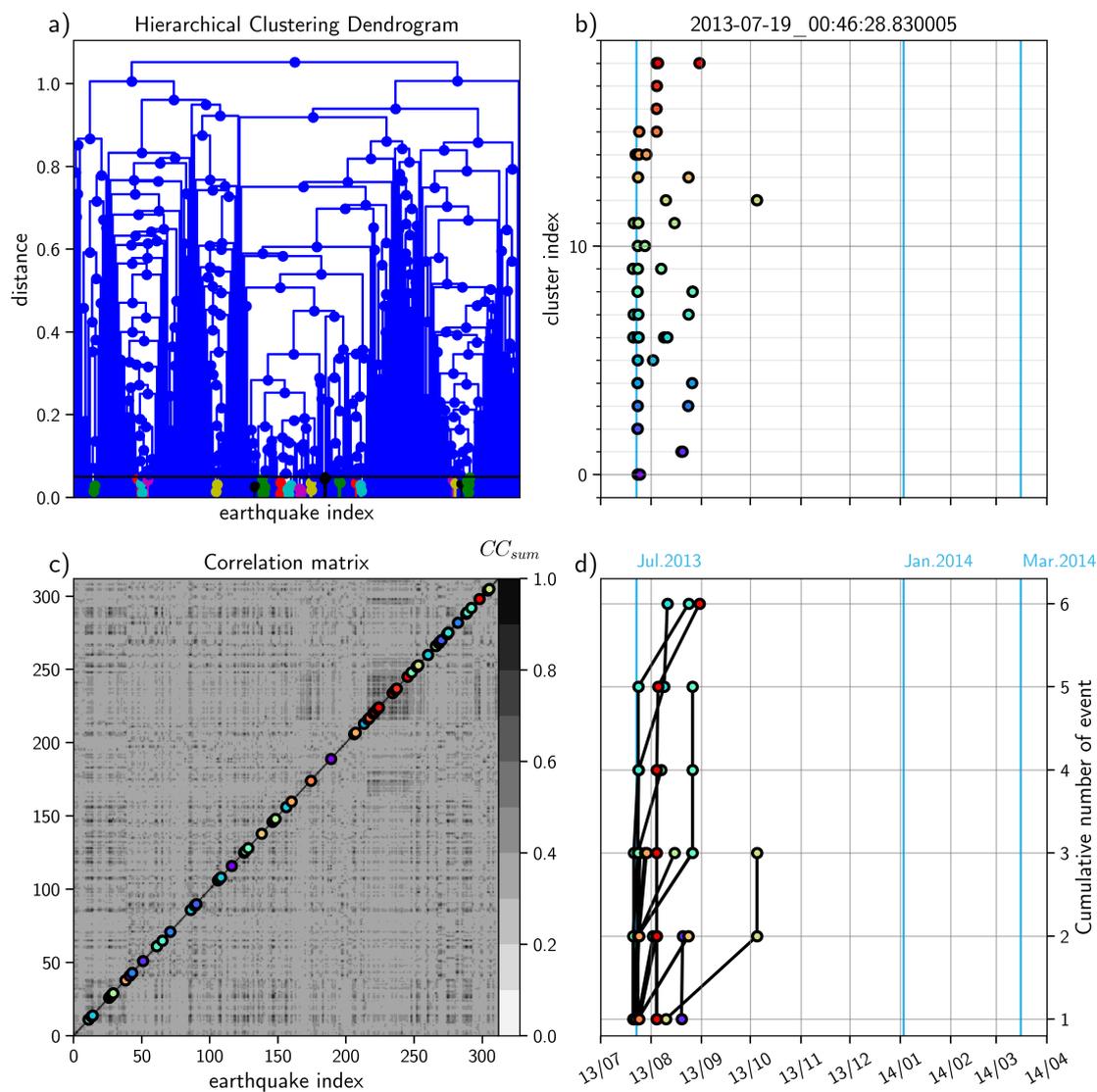


Figure 6.13 – Extracting repeating-earthquakes with dendrograms: Exemple with the July 2013 cluster.
 a) The hierarchical clustering dendrogram computed from the cross-correlation matrix. This figurative tree shows a dendrogram forming different sub-clusters (colored circles) and isolating the remaining events (blue) for a threshold distance of 0.05 ($CC_{sum} \geq 0.95$). b) Occurence of the identified sub-clusters. c) This matrix contains similarity values for each event of the July 2013 cluster. The colored circles mark the position of each repeating events. d) Cumulative number of events per sub-cluster.

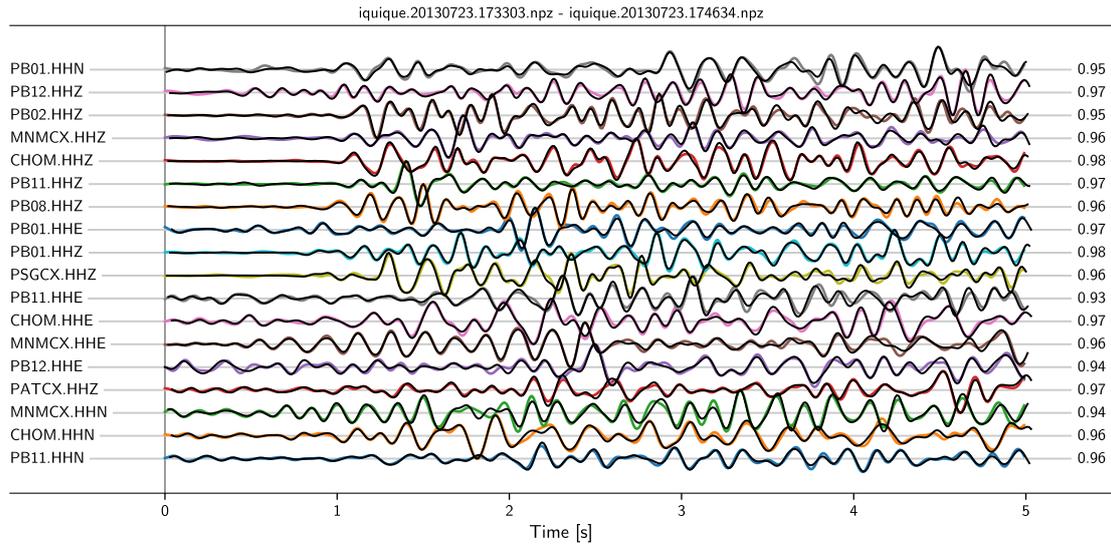


Figure 6.14 – Example of an identified repeating-earthquake. This figure shows the similarity between waveforms of two earthquakes which are part of the July 2013 cluster and occurred 13 minutes apart. On the left hand side, the name and the component of the template waveforms are indicated while on the right hand side the maximum correlation coefficient between the two waveforms. Vertical components are used for P-phases correlation while the horizontal components are used for S-phases.

distance matrix. [Duverger et al. \(2018\)](#) used an agglomerative algorithm which starts with all individual observations and tries to link each data point to its nearest neighbor, generating a cluster of observations. This has the main advantage of allowing the creation of a complete range of cluster solutions. While they are forming, a so-called linkage method is necessary to determine if the distance between emergent clusters satisfies a minimum distance criterion. The authors chose an average linkage criterion ([Sokal 1958](#)), which is the average of the pairwise distances between forming cluster members. The linkage between clusters \mathcal{A} and \mathcal{B} can be written as:

$$L = \frac{1}{|\mathcal{A}||\mathcal{B}|} \sum_{a \in \mathcal{A}} \sum_{b \in \mathcal{B}} d(a, b) \quad (6.17)$$

Here, $d(a, b)$ is the distance between event a and b which come from the sum of cross-correlation between them, as defined in equation 6.15. A figurative tree diagram, called a dendrogram can be used to illustrate the arrangement of the observations (Figure 6.13). Finally, to definitely form clusters, we use a distance threshold in the dendrogram to divide the dataset into clusters. As a preliminary study we focus on repeaters (Figure 6.14) and set this cut-off at $D_c = 0.05$ (which corresponds to $CC_c = 0.95$ usually used for bringing repeaters together), meaning that clusters which has a distance equal or lower than D_c will be merged.

6.5.3 Inferred aseismic slip

Using a similar approach to [Meng et al. \(2015\)](#), [Kato et al. \(2016\)](#) or more recently [Ruiz et al. \(2017a\)](#), we followed the scaling relationships between fault slip, d (in cm), and

seismic moment, M_0 (in *dyn.cm*), of [Nadeau and Johnson \(1998\)](#) for repeating earthquakes. We estimated the aseismic slip during the period covered by our catalog as :

$$\log(d) = -2.36 + 0.17 \log(M_0) \quad (6.18)$$

We converted the local magnitude (M_l) to moment magnitude (M_w) by using the relations determined in northern Chile ([Meneses 2014](#)) :

$$M_w = \begin{cases} \frac{2}{3}M_l + 1.56 & \text{for } M_l \leq 4.41 \\ M_l + 0.09 & \text{for } 4.41 < M_l < 5.71 \\ M_l & \text{for } M_l \geq 5.71 \end{cases} \quad (6.19)$$

For each family of repeating earthquakes, we compute the cumulative seismic moment and the aseismic-slip spatial distribution, by averaging the cumulative slip of different families in 20km-wide boxes (Figure 6.15). The pattern of the aseismic slip is compatible with previous observations in terms of location, size and slip amount for the forershocks of the Iquique earthquake ([Meng et al. 2015](#), [Kato et al. 2016](#)). The distribution of slip and repeating-earthquakes through time (Figure 6.15) may give us the opportunity to study the dynamics of these transients. Before August 2013, we were able to locate repeating events to the East of the coseismic rupture zone obtained from kinematic inversion (personal communication, M. Vallée and Figure 6.15a). If we look back in time, aseismic slip may have migrated from the surroundings of the Iquique mainshock southward and toward the location of July 2013 (Figures A.19 and 6.15a). Between August 2013 and January 2014, slip accumulated down-dip of the coseismic slip patch which at that time seems bounded by slipping areas toward South-East (Figure 6.15b). Prior to the major foreshock of March 16th 2014, aseismic slip is inferred North-West of the coseismic rupture area. We see that aseismic slip is detected in the January 2014 cluster and at the southern part of the major aftershock of the Iquique earthquake which occurred on April 3rd (M_w 7.7)(Figure 6.15c). Finally if we consider the total amount of aseismic slip recorded by repeating-earthquakes from December 2012 to April 1st 2014, the dislocation area of the Iquique earthquake is remarkably surrounded by regions where transient slip have occurred mostly since July 2013. When the major foreshock of March 16th strikes and the March 2014 cluster develops, a large amount of aseismic slip is observed updip both in our data (Figure 6.15d) and in literature ([Kato and Nakagawa 2014](#), [Meng et al. 2015](#), [Herman et al. 2016](#), [Kato et al. 2016](#)).

6.6 Interpretation and Discussion

We investigated a potential large scale destabilization of the plate interface in the North of Chile, through transient aseismic processes. We built a continuous seismic catalog from

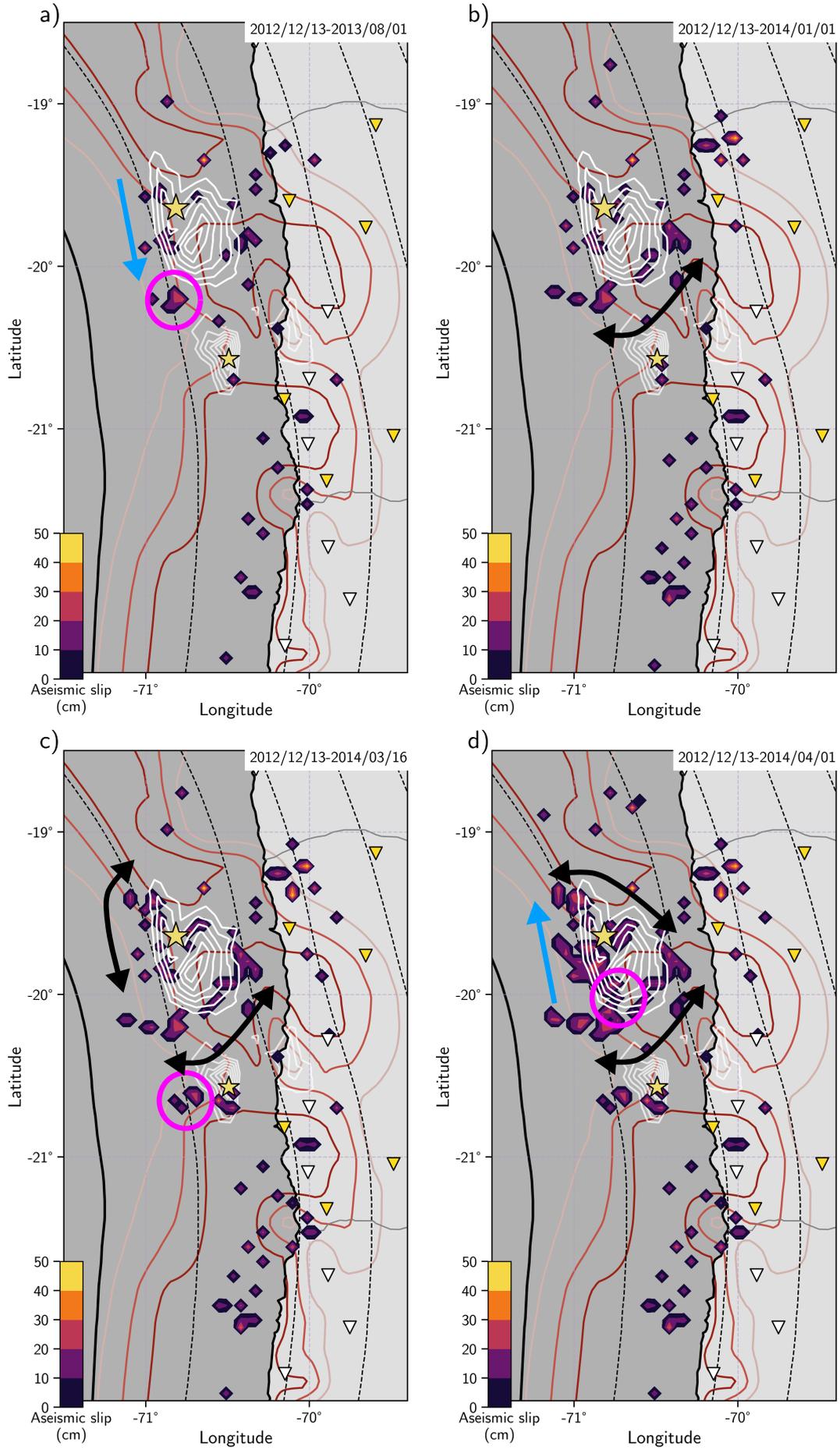


Figure 6.15 – Map of cumulative aseismic slip before the Iquique earthquake: December 2012-April 2014. a), b), c) et d) represent four snapshots of the cumulative aseismic slip inferred from repeating earthquakes from dark purple to yellow contours. The solid black line symbolize the trench and dashed black are isodepth contours for every 20km-depth. Red curves are the 0.3, 0.6 and 0.9 interseismic coupling coefficient (Métouis et al. 2016). Triangles show the position of the stations used in this study: detection and location (yellow); location-only (white). The white contours delimit the coseismic slip of the Iquique earthquake to the north and its major aftershock represented by yellow stars. a) December 2012 - July 2013. The blue arrow point toward the direction of a potential migration of aseismic slip while the purple circle marks the July 2013 cluster. b) December 2012 - January 2014. Slip developed southward and in the downdip part of the coseismic slip of the Iquique earthquake. c) December 2012 - March 16th 2014. The January 2014 cluster is represented by the purple circle. The aseismic-slip developed anew downdip and to the northwest of the coseismic patch of the mainshock. d) December 2012 - April 1st 2014. The march cluster is marked by the purple circle while the migration of aseismic slip to the north and the nucleation area of the mainshock is represented by the blue arrow. Just before the nucleation of the Iquique earthquake, its rupture zone is already distinguishable.

December 12th 2012 till March 31st 2014. The catalog's magnitude frequency distribution is described by a Gutenberg-Richter law with $b = 0.85$ - similar to CSN and IPOC catalogs, see Figure 6.1 - and a completeness magnitude $M_c = 2.6$. We took particularly care of selecting the stations for the detection phase to avoid bias on the seismic-rate. Usually, from seismic catalogs, we can study the occurrence of transient deformation from two distinct approaches: (1) the seismic moment released through time (e.g. , Bouchon et al. 2013, 2016); (2) the seismic-rate (e.g. , Reverso et al. 2015, Marsan et al. 2017).

We followed the second approach and investigated the background seismic-rate for two regions: the interface ($z < 70km$) and the intermediate depths ($70km < z < 200km$). We seek for potential transient processes into these declustered catalogs with a one-sample Kolmogorov-Smirnov test. To do so, we compared a theoretical Poisson distribution, extracted from the first 150 days of each background catalog, and an earthquake counting distribution obtained for the complete period covered by our analysis.

The results of the KS1 mapping for the intermediate-depths seismicity show an interesting feature from June to December 2013 (Figure A.15b): the seismicity experiences a loss of events except for the *red* patch which is located in an region where the seismicity is shifted to the East (Figure 6.1). Earlier studies explained the shift to the East of the seismicity with a slab tear (Rietbrock et al. 2006), eventually related to a former oceanic transform fault. This may explain why this region of intermediate-depths seismicity experiences the greatest number of event of the whole catalog (Figure A.18b).

Concerning the interface background catalog, we cannot find significant variations of the seismic-rate if we neglect spatial location of events (Figure 6.6a). However, we repeated the test on overlapping circular regions (radius = 60km) of the interface to gather enough events to compute the statistics. Once taken into account the spatial localization of background earthquakes, we identify several interesting areas (Figure 6.10): a region significantly positive, meaning that a greater number of events than expected occurred; a region significantly negative, implying a lesser number of events. While the first has to be taken with caution since it corresponds to a region where only few earthquakes showed up, the second presents a more significant number of events located upon a patch of high interseismic coupling (Figure 6.10). Moreover, this decrease of earthquake number is not associated with the loss of stations PB01 and PB01, which happened in December 2013. Thus seismic-rate decreasing should have started between June and December 2013. We

may link this *quiescence* with the other observations such as the slow-slip events (SSE) detected by Socquet et al. (2017) (Figure 6.16). Indeed, they found several large areas of aseismic slip and one is especially located at the bottom of the highly-coupled patch near Iquique. We may think this SSE is related to the area which experience a quiescence before the Iquique mainshock. Quiescences have been observed many times before large earthquakes (e.g. Wyss and Habermann 1988, Ogata 1992, Wiemer and Wyss 1994, Wu and Chiao 2006, Katsumata 2018) and may be related to a transition between fast and episodic slip (earthquakes) to stable sliding (Kato et al. 1997). An explanation would be the prolongation of this SSE updip or a second SSE updip, undetected by geodetic analysis. Indeed, such slow and stable slip would have allowed the release of stress along the interplate but in the meantime would have promoted stress build-up updip on the Iquique mainshock asperity.

This hypothesis is consistent with the aseismic-slip map we inferred from a catalog of repeating-earthquakes. These events are considered as repeated breaking of the same asperity triggered by a surrounding transient slip (Nadeau and Johnson 1998). As seen in section 6.5, aseismic slip may have, surprisingly, surrounded the co-seismic slip area of the Iquique earthquake. During their search of repeating-events for a similar purpose, Meng et al. (2015) and Kato et al. (2016), found aseismic slip in majority in the updip part of the coseismic slip zone of the Iquique earthquake which is consistent with our results. By considering templates from a more complete catalog, we detected aseismic slip with similar values of slip in this area and reduced amount of slip downdip. This may be promoted by the poorly coupled interface toward the trench at this latitude (Figures ?? and 6.16) where aseismic slip may occur and stimulate stress build-up down-dip on areas where the coupling is increasing.

Our observations seem to pinpoint the fact that the asperity which broke on April 1st 2014 generating a M_w 8.1 earthquake was stressed both updip where most of aseismic slip took place and downdip by a slow stable slip. Maksymowicz et al. (2018) and Jara et al. (2018) suggested that heterogeneous structures of the marine forearc may have played a key-role during the mainshock rupture propagation. Plus, Maksymowicz et al. (2018) connect free-air gravity anomalies from Sandwell and Smith (2009) to a reduction of the normal-stress over the seismogenic contact by a higher degree of fracturation of the upper plate. We suggest, with these observations, that fluid circulations along the interplate may have facilitated the reduction of the effective normal stress by the increase of the fluid-pore pressure. Fluids have been found to take place at the interface in this very particular regions (Yoon et al. 2009; and references therein) and may allow a transition from fast slip to stable slip highlighted by a seismic-quiescence. Indeed, fluids has been already invoked as a major parameter controlling the coupling at the interface and modulating the stress in the regions of the Illapel earthquake (Poli 2017) or Maule earthquake (Moreno et al. 2014). This is an acceptable hypothesis, especially since recent observations by Pasten-Araya et al. (2018) suggested that fluids may be crucial for the frictional regime in the northern part of the Chilean subduction zone.

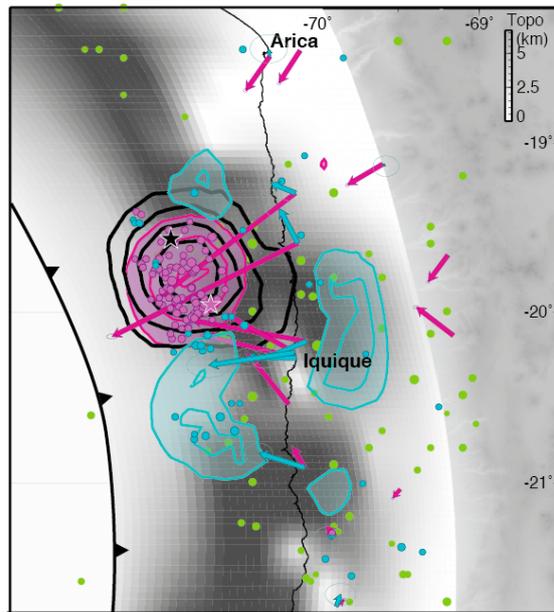


Figure 6.16 – Long- and short-term slip events (in blue and purple respectively), preceding the M_w 8.1 Iquique mainshock. Figure from Socquet et al. (2017). Map background is the interseismic coupling distribution (Métois et al. 2016) in gray, and the co-seismic slip 1m contours in black. Foreshock seismic activity (CSN catalog) for the same periods is also shown (in blue, purple and green, M_w 4+). Epicenters of the mainshock and the M_w 6.7 foreshock are shown as black and pink stars. The colored arrows are the direction of motion of the GPS stations corresponding to the different slow-slip events.

6.7 Conclusion

Through the lens of the micro-seismicity, our results confirm the large-scale unlocking of the Iquique interface, expanding from approximately -20.5°N to -19.5°N . We propose that the Iquique earthquake was triggered by a stress build-up promoted by surrounding aseismic slip both updip and downdip. We suggest that fluids circulation along the interface in the deeper part of the seismogenic zone may have reduced the effective normal stress applied on the plate contact. This could have permitted the transition from an unstable slip regime, which generates earthquakes, to a more stable-slip regime, which explains the seismic quiescence observed in our analysis.

With the original framework presented here, we highlight, the importance of building more complete and detailed catalogs, taking peculiar care of limiting artifacts which may artificially alter the seismic-rate. Permanent or semi-permanent ocean bottom seismic and geodetic observatories are an absolute necessity for assessing the seismic hazard in subduction zones such as northern Chile. To conclude, the joint use of all geophysic datasets available is a requirement to improve our understanding of the preparatory phase of megathrust-earthquakes.

Conclusions et Perspectives

Le glissement qui s'effectue le long de l'interface d'une zone de subduction est complexe et dépend de nombreux facteurs : l'histoire du glissement, la température, la composition des roches, la présence de fluide, etc. Si notre compréhension de ces zones a certes évolué tant sur l'aspect mécanique et de la friction de l'interface que sur les observations des manifestations d'un glissement plusieurs questions restent en suspens notamment en ce qui concerne la préparation grands séismes de subduction. Le Chili et la zone de subduction qui borde son littoral est une véritable mine d'or pour étudier ce genre de phénomènes.

Le premier cas étudié au cours de cette thèse et présenté chapitre 5, est la crise sismique qui pris place à proximité de Valparaiso à partir du 22 Avril 2017. Cette crise s'est produite au niveau du contact entre les plaques, dans une région où des méga-séismes se sont produits par le passé, en 1906 et en 1730 notamment. Cet essaim sismique dont le choc principal est un séisme de magnitude M_w 6.9, fut marqué par une activité sismique très intense ($N > 2000$ pour 10 jours). Cette sismicité s'est accompagnée d'un glissement asismique observé à la fois à l'aide des données GPS et par la détection de séismes appelés repeaters. Ces événements particuliers partageant un mécanisme de rupture similaire et résultent de la rupture d'une même aspérité (Vidale et al. 1994). Ces séismes répétitifs sont considérés comme des marqueurs de déformation in-situ puisqu'ils se témoigneraient de la présence d'un glissement stable se produisant autour de l'aspérité (Nadeau and McEvilly 1999). Il est très intéressant de remarquer que ce glissement asismique s'est produit dans la région d'un choc principale démontrant l'existence d'un enchevêtrement de zone de glissement instable, produisant des séismes, et de zone de glissement stable.

La phase préparatoire du séisme d'Iquique est remarquable car il fut précédé par trois importants essais sismiques (Juillet 2013, Janvier et Mars 2014) (Schurr et al. 2014). S'il est toujours délicat de définir la source d'un essaim sismique, Kato and Nakagawa (2014), Meng et al. (2015), Kato et al. (2016) ont montrés que ceux précédents le séisme d'Iquique étaient en partie constitués de repeaters. Un glissement lent et asismique aurait pu accompagner chacun des essais sismiques dans les mois précédant la rupture principale de façon similaire à celui de Valparaiso d'Avril 2017. Socquet et al. (2017) ont d'identifié des zones de glissement stable durant une période d'environ huit mois avant le choc principal. Ces glissements se localisent à plusieurs endroits autour de la région impactée par le glissement cosismique du séisme d'Iquique et semblent par endroit pouvoir être reliés aux essais sismiques précurseurs. Différents styles de glissement semblent pouvoir se superposer le long l'interface et cela dépend probablement de ses propriétés frictionnelles.

Dans le chapitre 6, l'analyse statistique de la sismicité de fond de l'interface met en évidence une période de quiescence sismique longue de plusieurs mois et localisée à l'endroit

d'un patch de couplage important. Si le couplage inter-sismique peut être vu comme le comportement moyen de l'interface sur plusieurs années, il n'est pas impossible que celui-ci puisse varier l'espace de quelques mois. Ainsi en se basant sur le modèle de *rate-and-state* (section 1.3.1), l'initiation de cette quiescence sismique est interprétée comme la transition d'un régime de glissement instable à un régime plus lent et stable. Le glissement serait continu, participant alors à réduire la production de séisme mais également les contraintes accumulées dans la zone jusque là. Cette hypothèse s'accorde avec les observations géodésiques évoquées plus haut et suggèrent que l'aspérité qui a généré le séisme d'Iquique du 1^{er} Avril 2014 ai put accumuler des contraintes transférées depuis la partie plus profonde de la zone sismogénique.

Des observations d'anomalie gravimétrique à l'air-libre montrent notamment un changement net de la structure de la plaque supérieure à l'avant de la plaque Sud-américaine aux latitudes touchées par le séisme d'Iquique (Sandwell and Smith 2009). Cela a été interprété comme un degré de fracturation plus élevé au sein du prisme (Maksymowicz et al. 2018). De plus, l'observation d'une reflectivité importante de l'interface suggère qu'une quantité non négligeable de fluide pourrait se trouver dans la partie profonde de la zone sismogénique (Yoon et al. 2009). Ainsi, ces fluides auraient pu migrer le long de l'interface et auraient réduit la contrainte normale au plan de faille, facilitant ainsi le glissement sur celui-ci et ainsi la propagation des contraintes vers l'aspérité principale. Si aucun lien direct entre la sismicité de profondeurs intermédiaires n'a été trouvé au cours de cette thèse, cela peut peut-être s'expliquer par la relativement courte durée du catalogue par rapport aux échelles de temps auxquelles un transfert de contrainte des profondeurs intermédiaires vers l'interface.

Enfin, la recherche de repeaters a permis de confirmer la présence de glissements asismiques au sein des essais précurseurs et a également permis de contraindre de nouvelles zones de glissements asismiques autour de l'aspérité principale.

Les travaux effectués au cours de cette thèse permettent de mettre en évidence les différents régimes de glissement le long de l'interface de subduction et surtout mettent en lumière les possibles mécanismes d'interaction des phénomènes sismiques et asismiques. Cette thèse permet également de souligner l'importance des catalogues de sismicité comme celui de la région d'Iquique afin de mieux caractériser les dynamiques de l'interface. Il est d'une importance majeure d'allier à la sismologie la géodésie, mais aussi l'imagerie et la tomographie pour mieux définir les interactions sismiques/asismiques, les structures géologiques qui influencent potentiellement le système ou encore la géologie du système.

Une perspective évidente de ces travaux est la prolongation du catalogue de sismicité depuis l'installation du réseau IPOC jusqu'à nos jours, car la lacune au Nord du Chili est restée intacte pour près des deux tiers de sa longueur. L'étude réalisée pour ce manuscrit gagnerait à être prolongée tant le nombre d'évènements potentiellement détectables depuis l'installation du réseau IPOC pourrait nous permettre de détecter de plus faibles variations du taux de sismicité. Il en va de même pour la région métropolitaine, l'essai d'Avril 2017 n'a certes pas donné suite à une plus large rupture mais l'identification et l'étude de telles activations de l'interface sont nécessaires pour une meilleure estimation du risque sismique de la région notamment en le mettant en relation avec le couplage inter-sismique. Le catalogue de sismicité de la région Nord a été construit en considérant une

zone très large, il serait donc intéressant de se focaliser sur des régions spécifiques telles que l'interface, la partie profonde de la zone sismogénique voir la sismicité très intense des profondeurs intermédiaires. Plus généralement, une étude systématique de la zone de subduction chilienne à l'aide de catalogues de sismicité plus riches comparés aux mesures GPS et/ou inclinométriques semble plus que prometteuse.

Nous envisageons également d'utiliser d'autres test statistiques, notamment le test d'Anderson et Darling, afin de mieux estimer la robustesse des résultats présentés dans ce manuscrit. Pour finir, de nombreuses perspectives d'un point de vue méthodologie peuvent être envisagées : (0) Dans l'immédiat, la recherche de repeaters présentée chapitre 6 présentent de nombreux défauts, notamment celui de ne pas prendre en considération la distance source-recepteur pour pondérer la moyenne des corrélations, un exemple de ce qui pourrait / devrait être considéré comme un repeater est montré Figure A.20 ; (1) l'introduction d'un délais a priori entre les stations lorsque les données sont scannées par BackTrackBB, basé sur les temps de trajet théorique entre les arrivées des ondes sismiques, permettrait d'optimiser au maximum la détection de séisme pour une région ciblée ; Toutefois, BackTrack considère uniquement la phase des signaux, (2) implanter ce délais entre les stations necessite une prise en compte de l'amplitude des arrivées d'ondes. Nous pourrions utiliser des lois d'atténuations pouvant être obtenues à partir des données elles-mêmes ; (3) la séparation de sources imbriquées et leur identification au moment de sommer toutes les corrélations dans la grille-3D permettrait également d'enrichir le catalogue. Finalement, des catalogues tels que ceux présentés dans cette thèse peuvent être utilisés d'autre type d'étude : une étude est en cours, en collaboration avec l'Universidad de Chile, dans le but de réaliser un modèle 3D de tomographie aux alentours de la péninsule de Mejillones.

Chapitre A

Annexes

A.1 Chapter 5: supplementary materials.....	160
A.2 Chapter 6: supplementary materials.....	165

A.1 Chapter 5: supplementary materials

Depth [m]	V_p [m.s ⁻¹]	V_s [m.s ⁻¹]
0	4629	2659
2000	5084	2913
4000	5396	3083
6000	5652	3217
8000	5876	3332
10000	6376	3581
15000	6599	3708
20000	6821	3835
30000	7098	4005
40000	7569	4246
50000	7860	4425
60000	8006	4538
70000	8079	4580
80000	8122	4595
90000	8143	4594
99999	8135	4580

Table A.1 – 1D velocity model for the Valparaiso sequence zone.

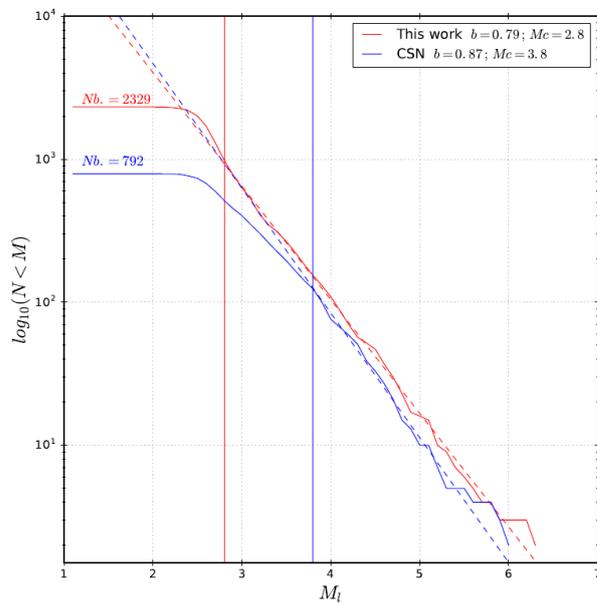


Figure A.1 – Gutenberg-Richter law for the 2017 Valparaiso sequence. Comparison between CSN and this work. Red line is at $M_I = 2.8$ and blue line is at $M_I = 3.8$.

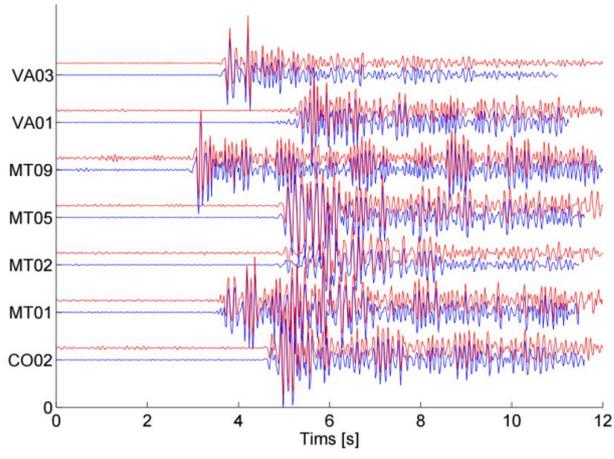


Figure A.2 – Example of repeater for the Valparaiso 2017 sequence, with a cross correlation value larger than 0.95.

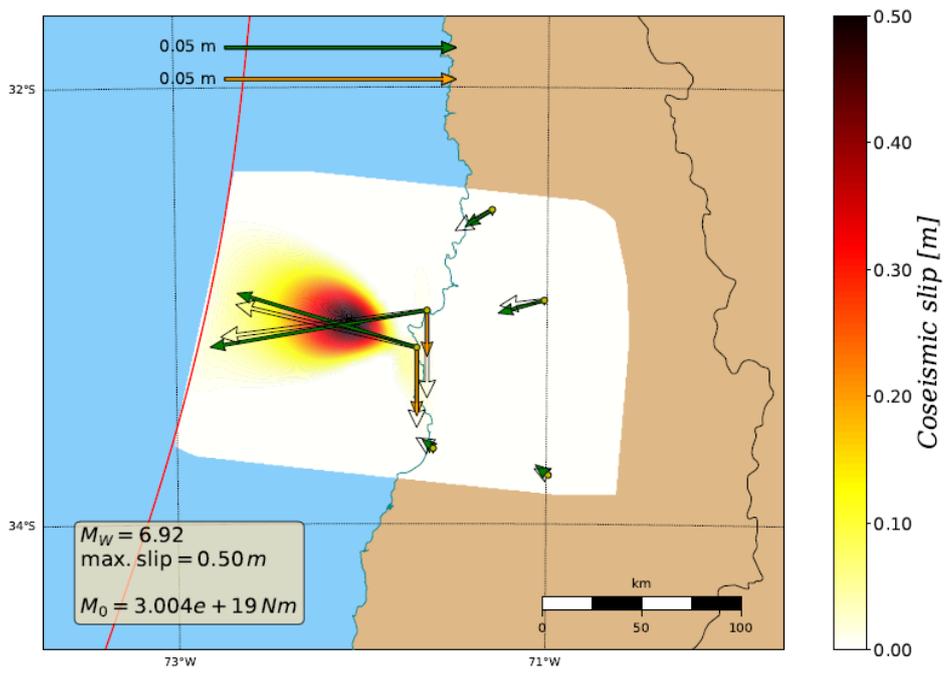


Figure A.3 – Slip distribution of Mw 6.9 considering only the GPS data.

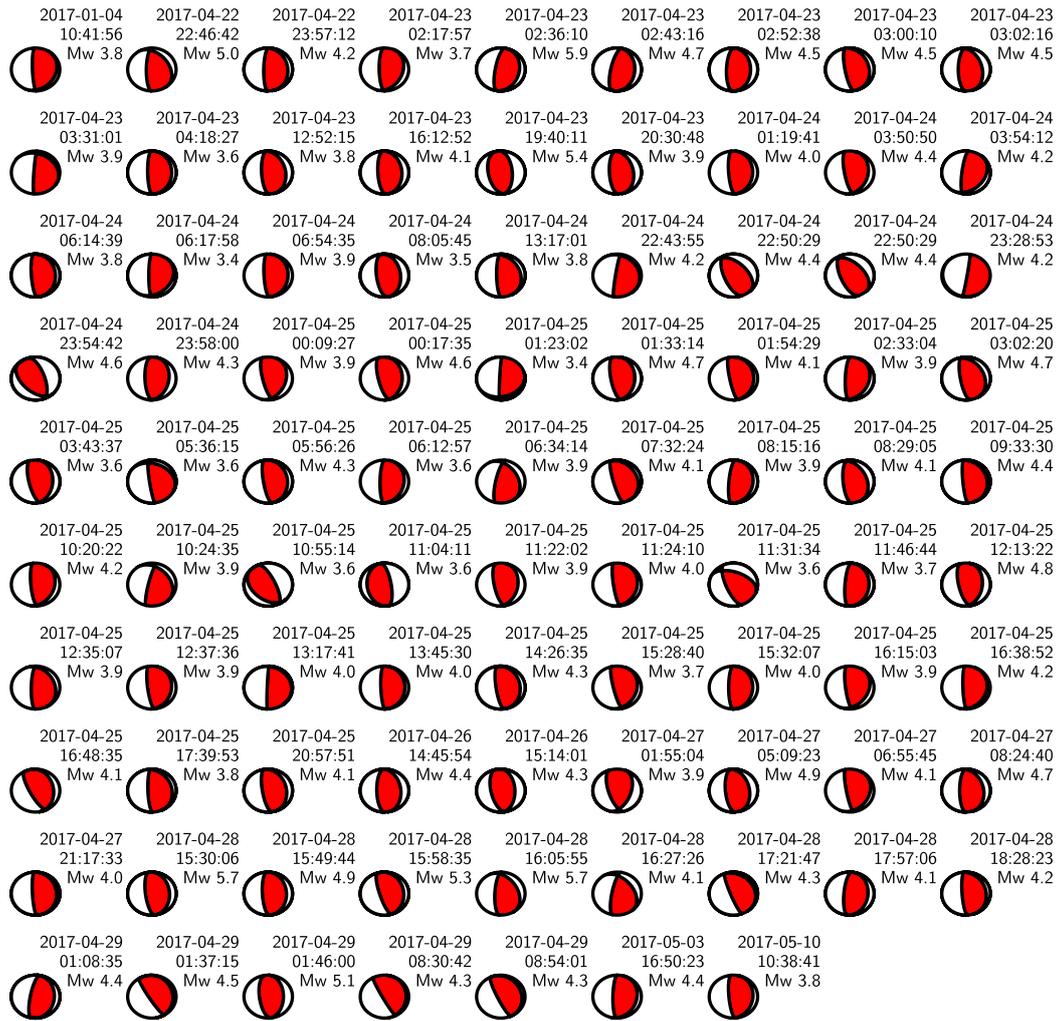
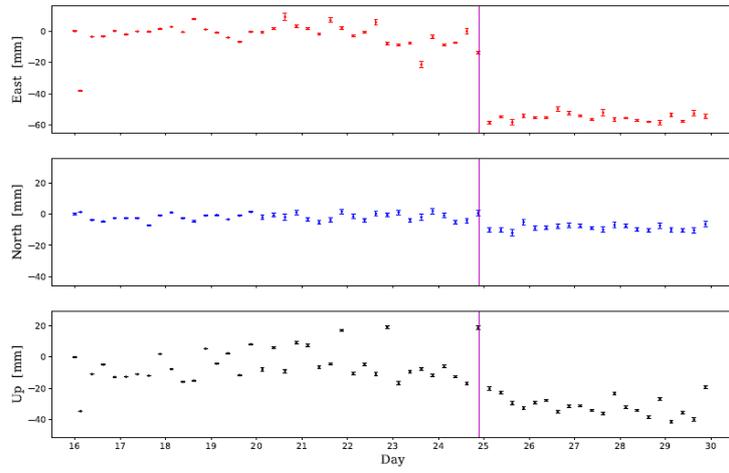
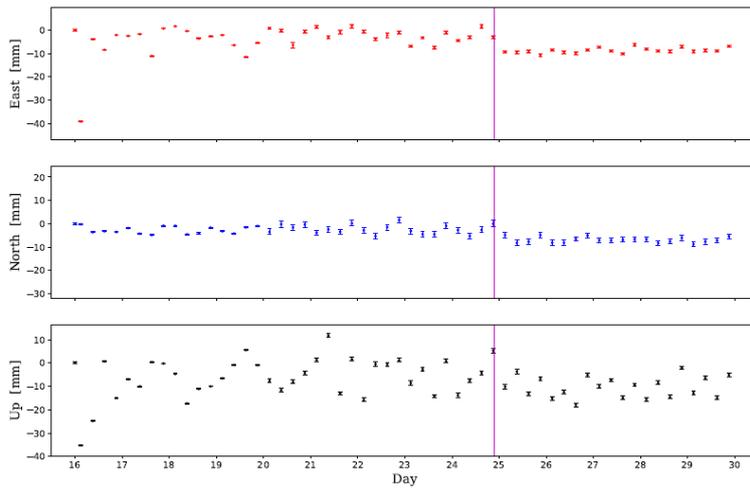


Figure A.4 – Detailed catalog of 88 determined focal mechanisms of earthquakes larger than magnitude 3.

Valparaiso 2017-04-24 21:38:28 TRPD



Valparaiso 2017-04-24 21:38:28 CTPC



Valparaiso 2017-04-24 21:38:28 ROB1

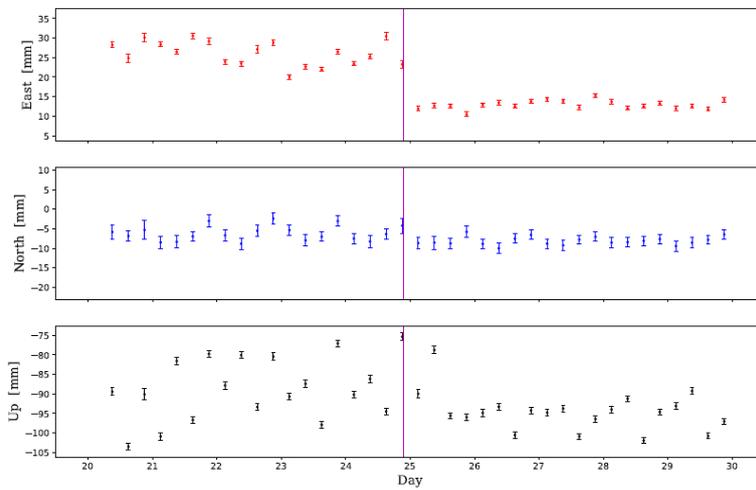


Figure A.5 – 6-hours GPS time series of TRPD, CTPC and ROB1 stations from Valparaiso 2017 sequence.

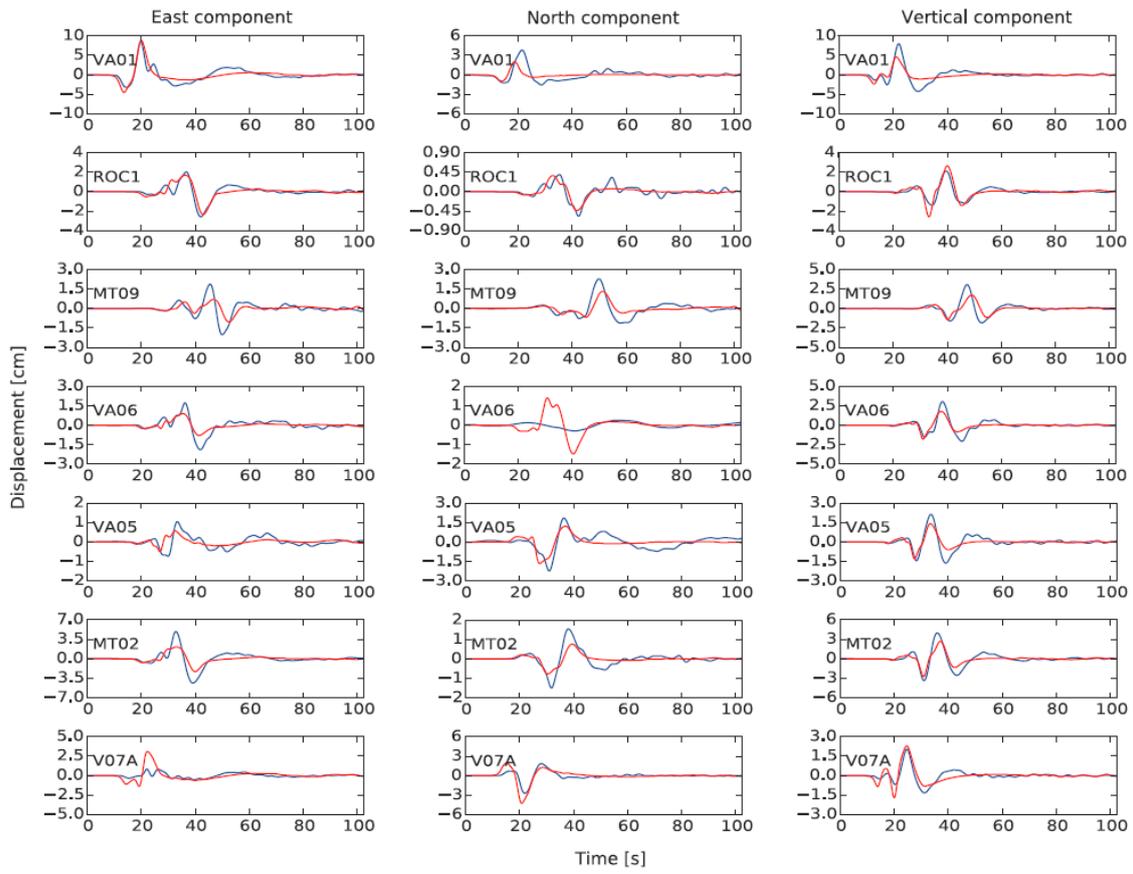


Figure A.6 – Comparison between real and synthetic data for the best dynamic model.

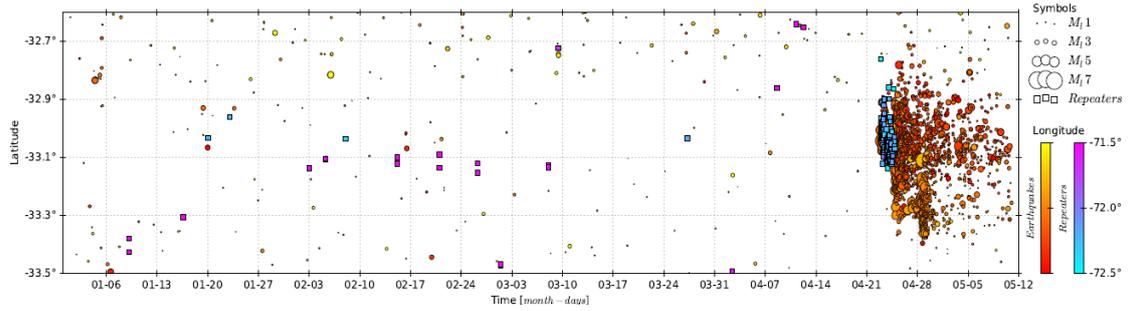


Figure A.7 – Time-latitude evolution of the seismicity detected in this work, from January 1st to May 12th.

A.2 Chapter 6: supplementary materials

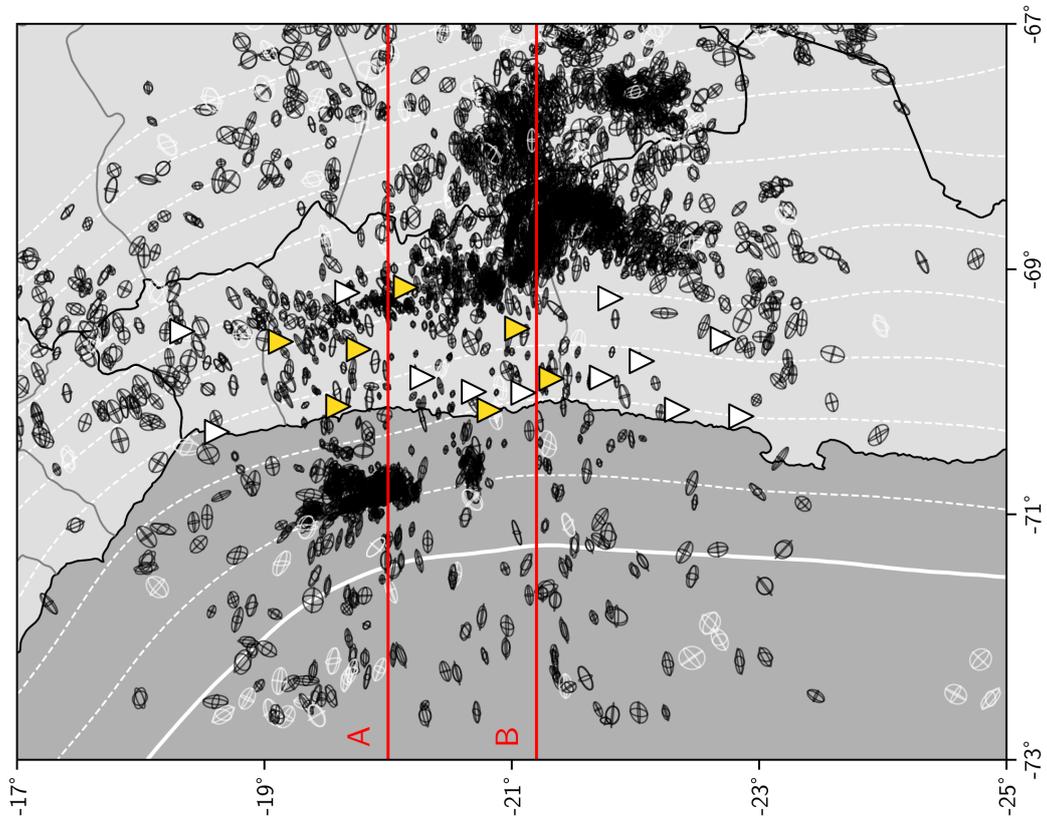


Figure A.8 – 3D-68% error ellipsoid for magnitude 3.0^+ earthquakes, projected on the XY-plane. This map represents the error ellipsoid for $M_l 3.0^+$. Black ellipsoids mark the event kept in the final catalog while the white ellipsoids are discarded. Profiles A and B are shown in Figure X.

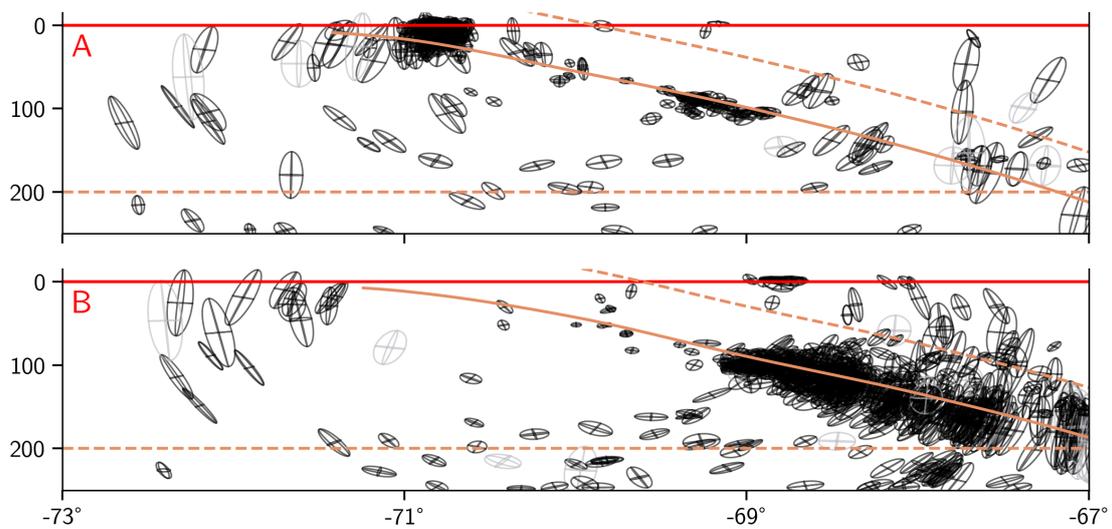


Figure A.9 – 3D-68% error ellipsoid for magnitude 3.0^+ earthquakes along 20°N and 21.2°N profiles

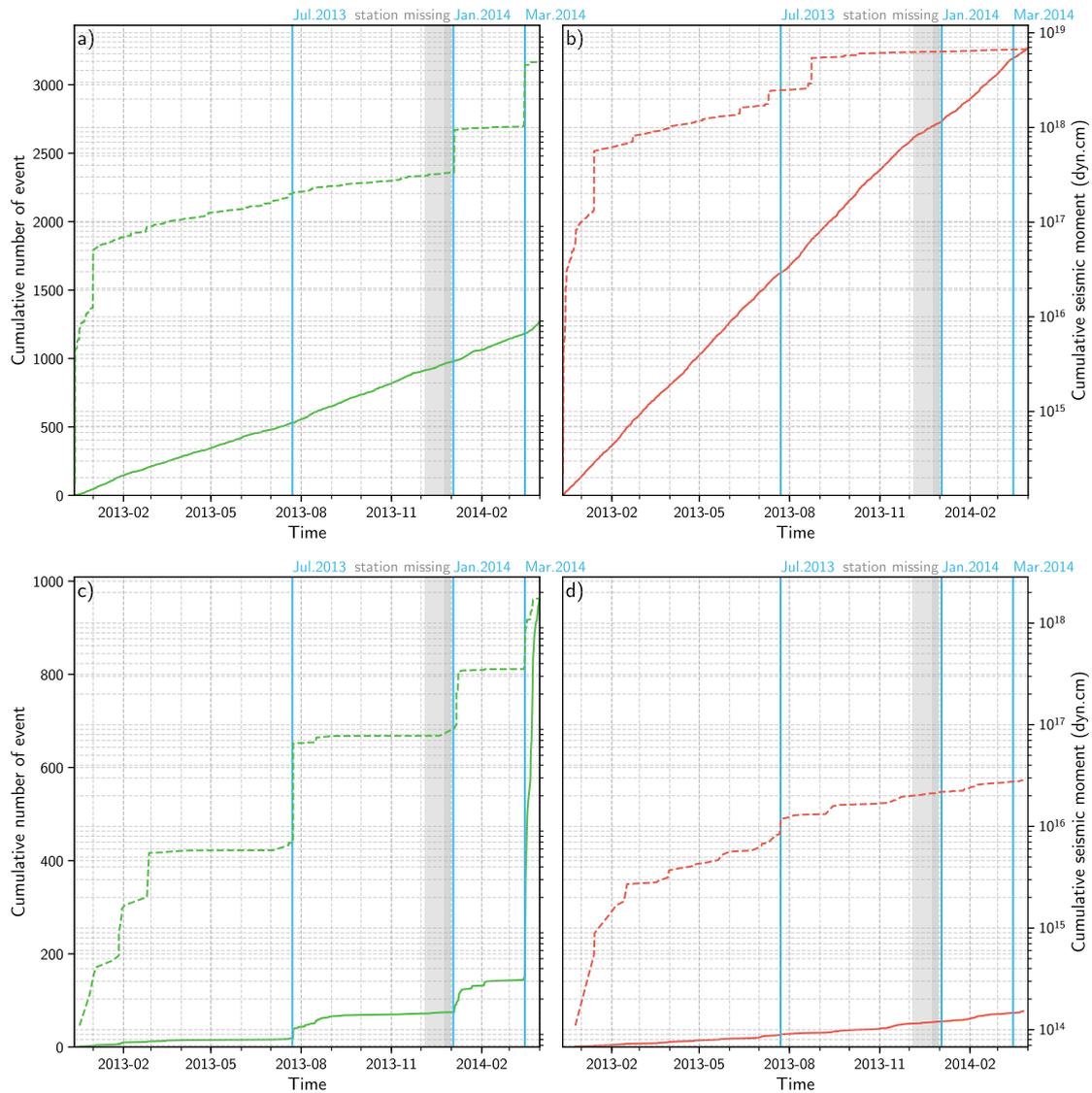


Figure A.10 – Cumulative number of event and seismic moment for interface and intermediate-depths catalogs. a) and c) show respectively the cumulative number of event for background and clustered seismicity (green plain curves) along their respective cumulative seismic moment (green dashed curves). b) and d) show the same curves for the intermediate-depths catalog. The vertical blue lines mark the initiation of the three interface clusters. The grey patches represent the period where the stations PB01 and PB02 are lost.

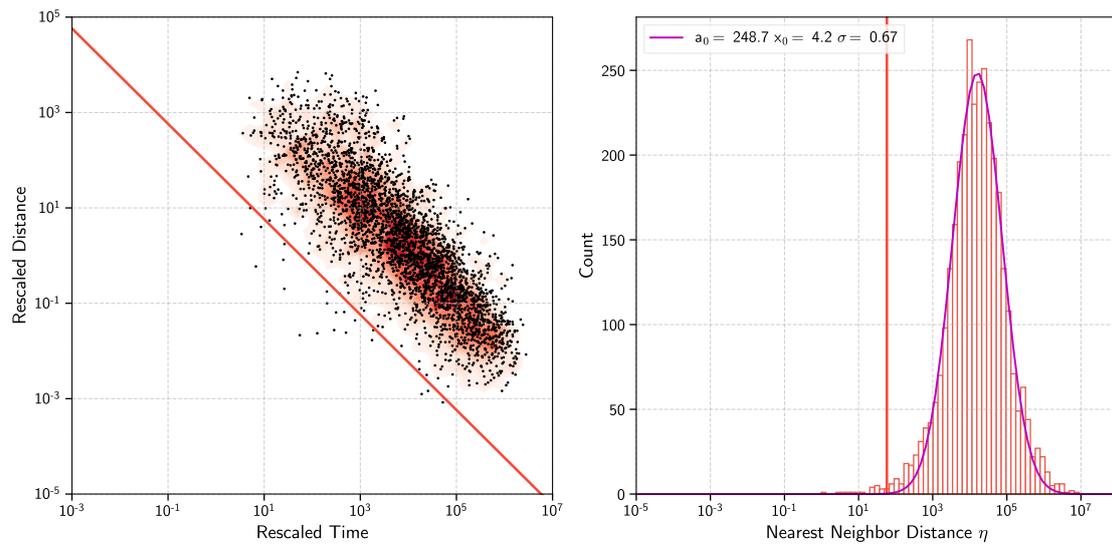


Figure A.11 – Nearest-Neighbor-Distance distribution for the intermediate-depths catalog. a) Joint distribution of the rescaled time T and distance R of the nearest-neighbor distance η . The intermediate-depths seismicity show a single mode located along the line $\log(R) + \log(T) = 0.86$. b) Histogram of the nearest-neighbor distance η which may be modeled as a log-Gaussian function.

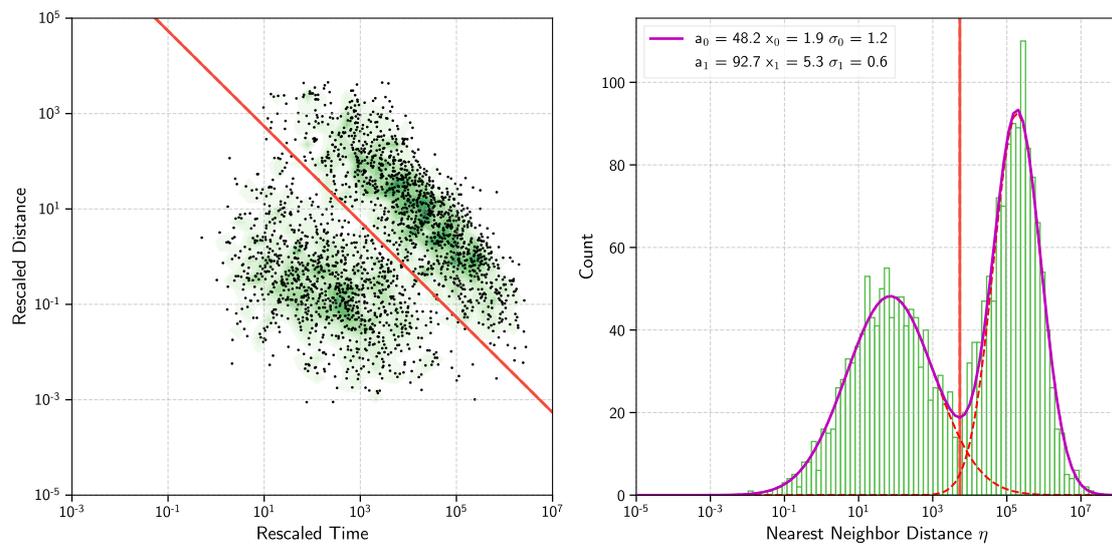


Figure A.12 – Nearest-Neighbor-Distance distribution for the interface catalog. a) Joint distribution of the rescaled time T and distance R of the nearest-neighbor distance η . The interface seismicity show a bimodal distribution which allows the separation of aftershocks from background events. b) Histogram of the nearest-neighbor distance η which we modeled the distribution η with a log-Gaussian mixture model.

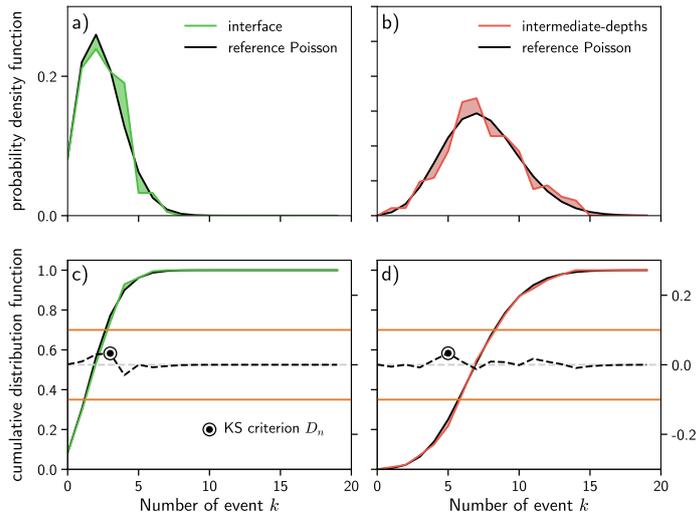


Figure A.13 – Kolmogorov-Smirnov one-sample test between P_{ref} and F_{ref} . a), c) refer to the interface catalog (green) when b) and d) refer to the intermediate-depths catalog (red). F_{ref} are shown in a) and b) along the RP (black) for the given catalog. The corresponding cumulative distribution function are shown in c) and d). The dashed black lines are the obtain from the absolute difference between the two distributions at each earthquake count k . The orange line is the 95% significance of the KS1 for $n = 472$.

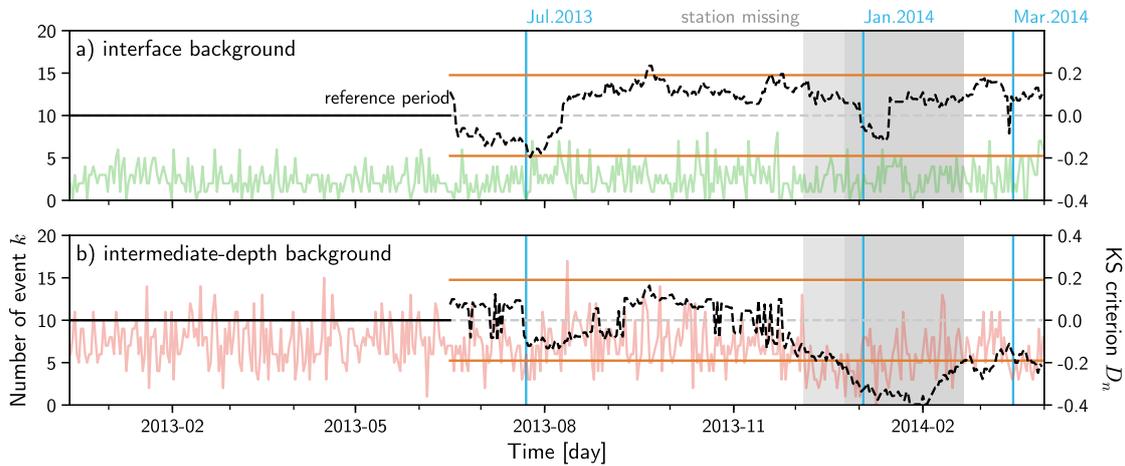


Figure A.14 – Kolmogorov-Smirnov one-sample test estimated through a sliding time-window ($T_s = 51$ days) for interface and intermediate-depths background catalogs. a) and b) represent the KS1 test estimated through the sliding-window, starting from the end of reference period, respectively for the interface and intermediate-depths background catalogs. The green and red lines give the number of earthquake per window T (here $T = 1$ day) alike Figure 6.5 whose scale is on the left side of the figure. The continuous orange lines are the significance threshold for $n = 51$ (see equation 6.11). The dashed black lines represent the corresponding KS criterion D_n for both catalog.

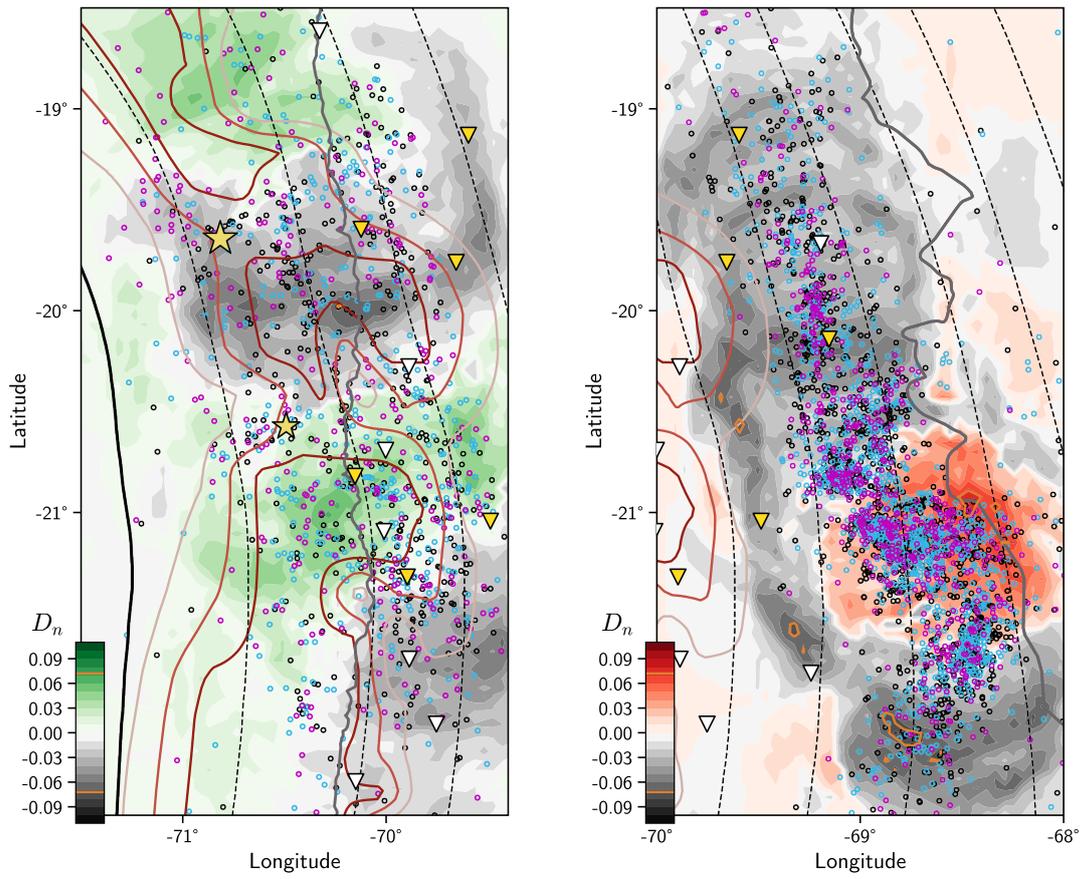


Figure A.15 – KS1 estimated spatially for interface and intermediate-depths background catalogs: December 13th 2012 - December 5th 2013. Both maps represent the KS1 test considering a 5-km discretized grid with events gathered in a radius of 60km. Grey areas are associated to a negative KS1 criterion D_n which means a lower than expected number of events occurred after the end of reference period. Green (interface background) and Red (intermediate depths background) are regions where a greater than expected number of events occurred after the end of reference period. Orange contour are delimiting areas of negative/positive significance. Black dots mark the seismicity that occurred during the reference period, blue dots correspond to events which occurred between the reference period and December 5th 2013 and purple dots are events which occurred after. Red lines are 0.3, 0.6 and 0.9 intersismic coupling coefficient contours (Métois et al. 2016). The solid black line is the trench while dashed black line are isodepth slab-profile every 20km. The triangles are the stations used previously (Figure 6.1) and the two yellow star are located at the epicenter of the Iquique earthquake (to the north) and its major aftershock. Grey solid line marks the coastline and the border with Argentina.

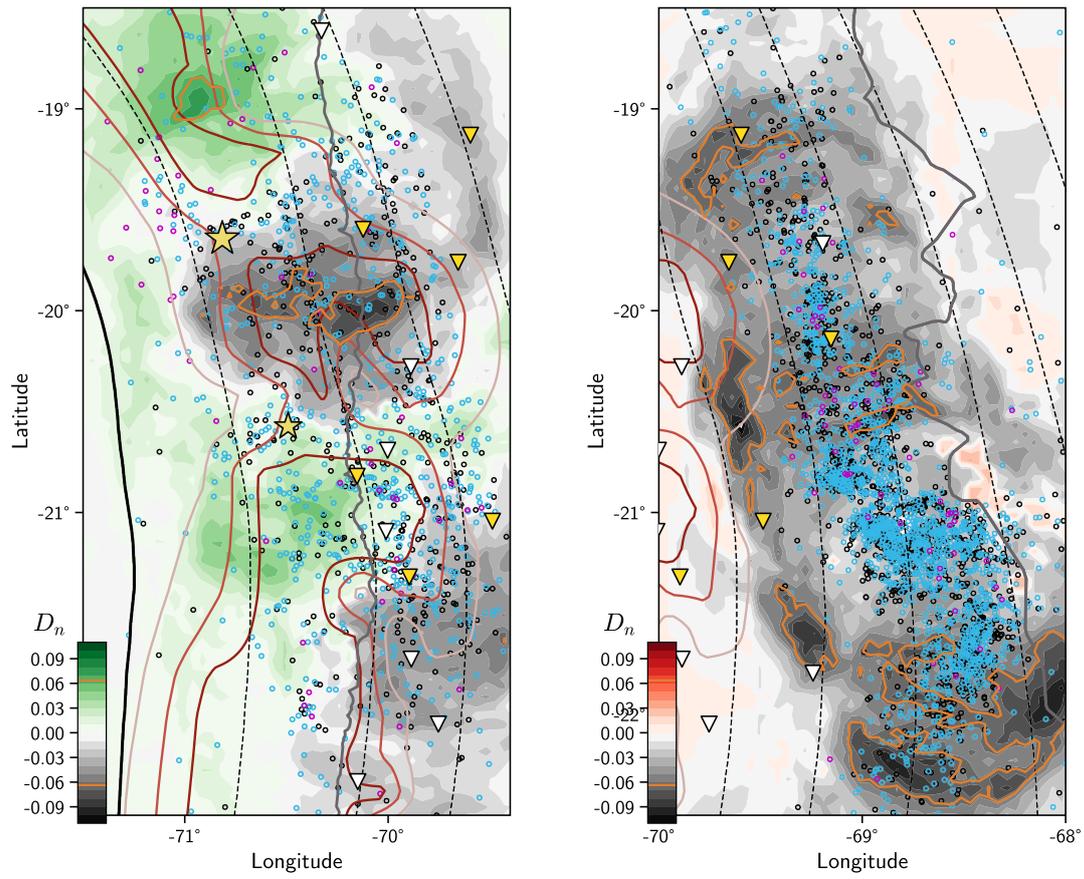


Figure A.16 – KS1 estimated spatially for interface and intermediate-depths background catalogs: December 13th 2012 - March 16th 2014. Both maps represent the KS1 test considering a 5-km discretized grid with events gathered in a radius of 60km. Grey areas are associated to a negative KS1 criterion D_n which means a lower than expected number of events occurred after the end of reference period. Green (interface background) and Red (intermediate depths background) are regions where a greater than expected number of events occurred after the end of reference period. Orange contour are delimiting areas of negative/positive significance. Black dots mark the seismicity that occurred during the reference period, blue dots correspond to events which occurred between the reference period and March 16th 2014 and purple dots are events which occurred after. Red lines are 0.3, 0.6 and 0.9 interseismic coupling coefficient contours (Métois et al. 2016). The solid black line is the trench while dashed black line are isodepth slab-profile every 20km. The triangles are the stations used previously (Figure 6.1) and the two yellow star are located at the epicenter of the Iquique earthquake (to the north) and its major aftershock. Grey solid line marks the coastline and the border with Argentina.

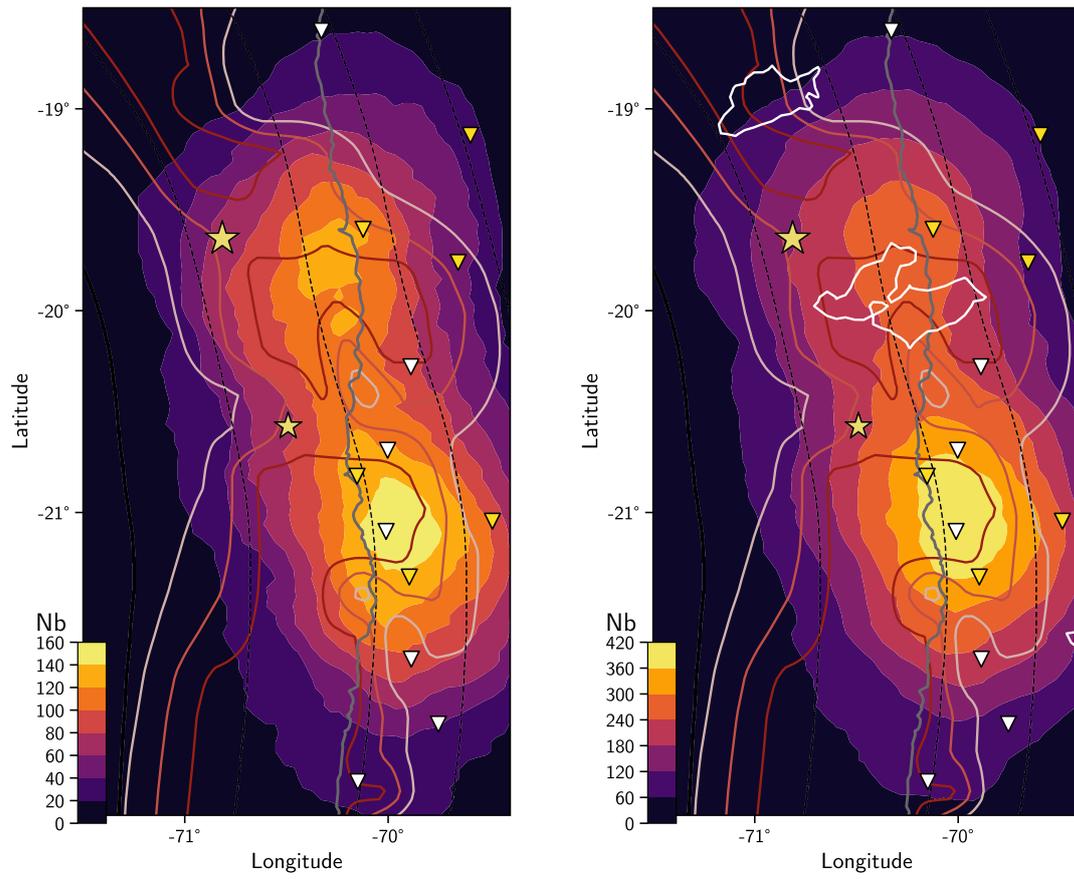


Figure A.17 – Number of event used for the KS1 test: interface background catalog. On the left hand side, the map represent the number of event which has occurred during the reference period for a point of the grid and in a radius of 60km . On the right hand side, the map represent the number of event which has occurred during the period covered by our catalog for a point of the grid and in a radius of 60km. White contour are delimiting areas of negative/positive significance seen Figure 6.10. Red lines are 0.3, 0.6 and 0.9 intersismic coupling coefficient contours (Métois et al. 2016). The solid black line is the trench while dashed black line are isodepth slab-profile every 20km. The triangles are the stations used previously (Figure 6.1) and the two yellow star are located at the epicenter of the Iquique earthquake (to the north) and its major aftershock. Grey solid line marks the coastline and the border with Argentina.

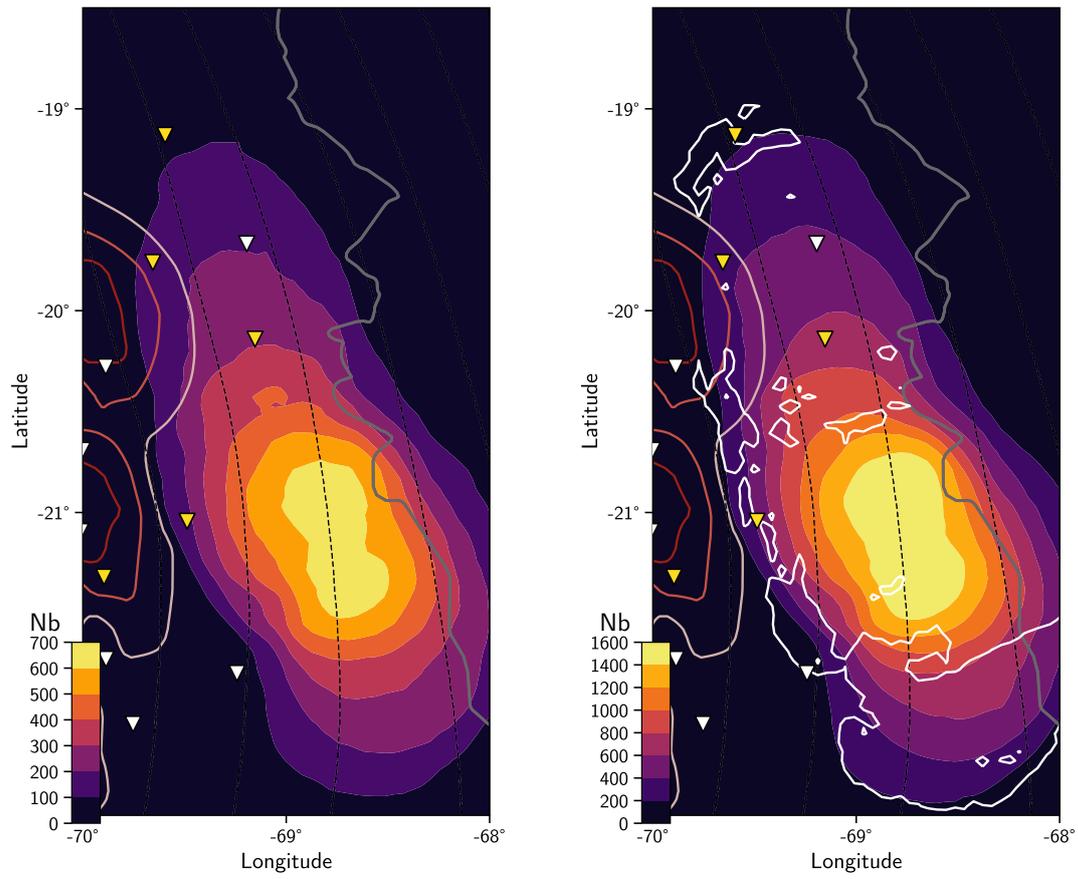


Figure A.18 – Number of event used for the KS1 test: intermediate-depths background catalog. On the left hand side, the map represent the number of event which has occurred during the reference period for a point of the grid and in a radius of 60km . On the right hand side, the map represent the number of event which has occurred during the period covered by our catalog for a point of the grid and in a radius of 60km. White contour are delimiting areas of negative/positive significance seen Figure 6.10. Red lines are 0.3, 0.6 and 0.9 intersismic coupling coefficient contours (Métois et al. 2016). The solid black line is the trench while dashed black line are isodepth slab-profile every 20km. The triangles are the stations used previously (Figure 6.1) and the two yellow star are located at the epicenter of the Iquique earthquake (to the north) and its major aftershock. Grey solid line marks the coastline and the border with Argentina.

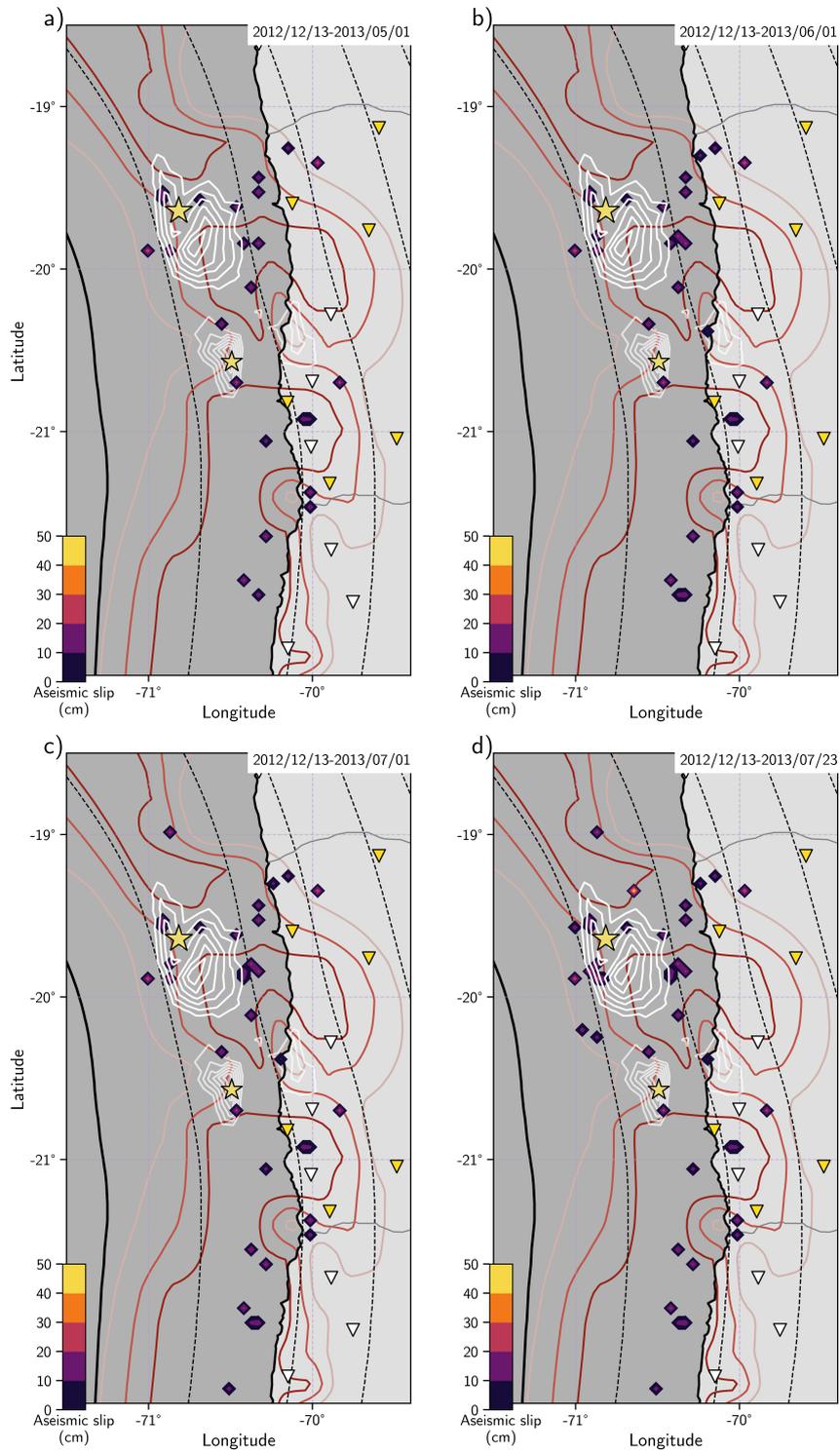


Figure A.19 – Map of cumulative aseismic slip before the Iquique earthquake: December 2012-July 23rd 2013. Similar as Figure 6.15.

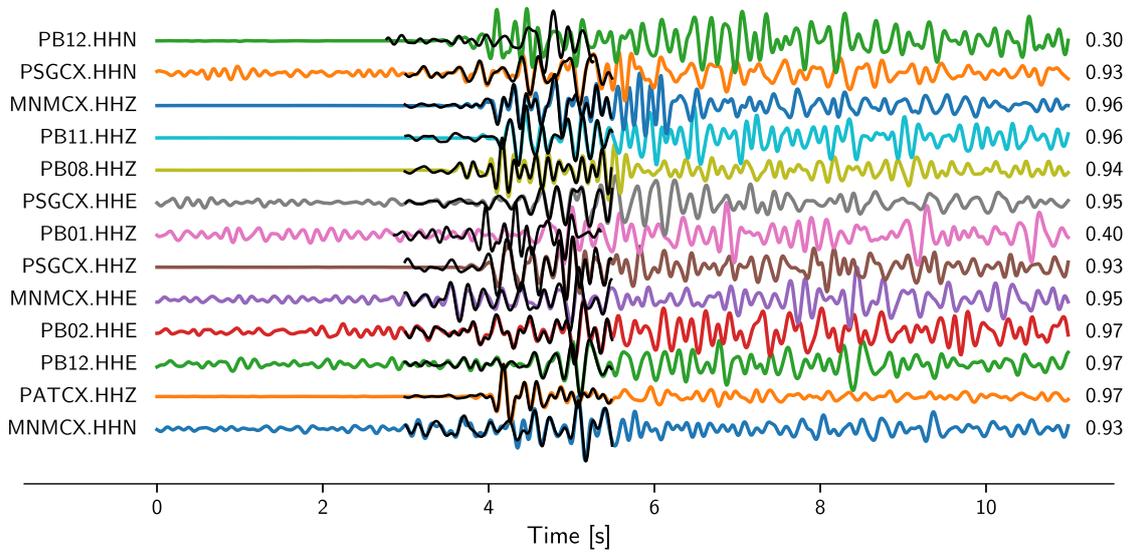


Figure A.20 – Example of a detected multiplet. This figures show the similarity between waveforms of two earthquakes which occurred around 20 days apart. On the left hand side, the name and the component of the template waveforms are indicated while on the right hand side the maximum correlation coefficient between the two waveforms. Vertical components are used for P-phases correlation while the horizontal components are used for S-phases. Here, we notice that there is a strong correlation for most of the waveforms except for two. The average correlation coefficient is then below the threshold of 0.95 which prevent us to consider this event as a repeating-earthquake. Weightening with respect to the source-station distance will implemented in a near futur.

Chapitre B

Kolmogorov-Smirnov one-sample test on synthetic catalogs

B.1	Building synthetic catalogs	176
B.2	Kolmogorov-Smirnov test on synthetic catalogs	179
B.3	Effect of the completeness magnitude on the detection of transient	179

B.1 Building synthetic catalogs

To investigate if a global-scaled transient increase/decrease of the seismic rate may be detected by the methodology followed previously we generate 3 different catalogs from the interface-background catalog: the average recurrence time T_0 is inferred from the total number of background event N_b and the period covered by the catalog T_{tot} (in days). The corresponding Poisson process with the rate parameter T_0 (meaning that, for $t \rightarrow \infty$, the average interevent time $\rightarrow T_0$) then the inter-arrival times are exponentially distributed with a mean of $1/T_0$. We then randomly pick N_b interevent-time τ from the following Poisson probability density function for:

$$f(\tau) = \frac{1}{T_0} \exp\left(-\frac{\tau}{T_0}\right) \quad \text{for } \tau \geq 0 \quad (\text{B.1})$$

We will test 3 cases: (1) T_0 remains constant through the whole catalog; (2) T_0 remains constant through the two third of the catalog then becomes $T_0/2$; (3) T_0 remains constant through the two third of the catalog then becomes $2 \times T_0$. To give a location for all of these events we computed a smoothed 2D-histogram (longitude, latitude) of the interface-background activity. Once normalized, we obtain a 2D-location probability density function from which we pick the N_b longitude and latitude (see Figure B.2a).

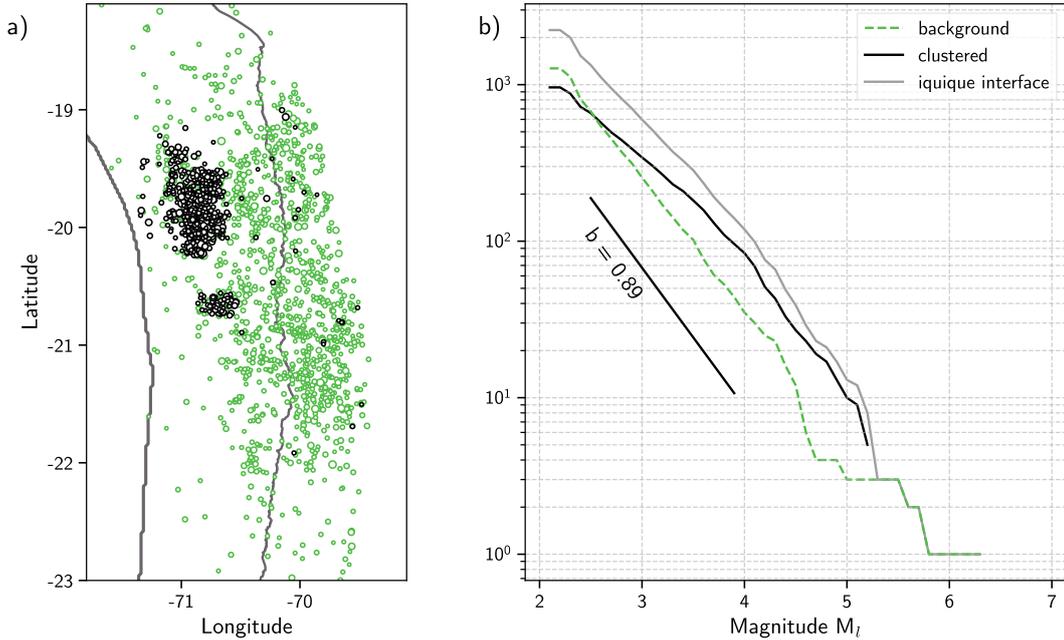


Figure B.1 – Declustering of the Iquique interface catalog. a) The location of both clustered and background seismicity, obtained from the declustering with a NND approach applied on the Iquique interface catalog, is marked respectively by black and blue circles. Their size scale for their magnitude whose the distribution is shown in b). The background seismicity follows the Gutenberg-Richter law with a b -value $b = 0.89$.

The magnitude of each mainshocks is obtain through the sampling of N_b magnitude from the Gutenberg-Richter probability function obtained from the real interface background

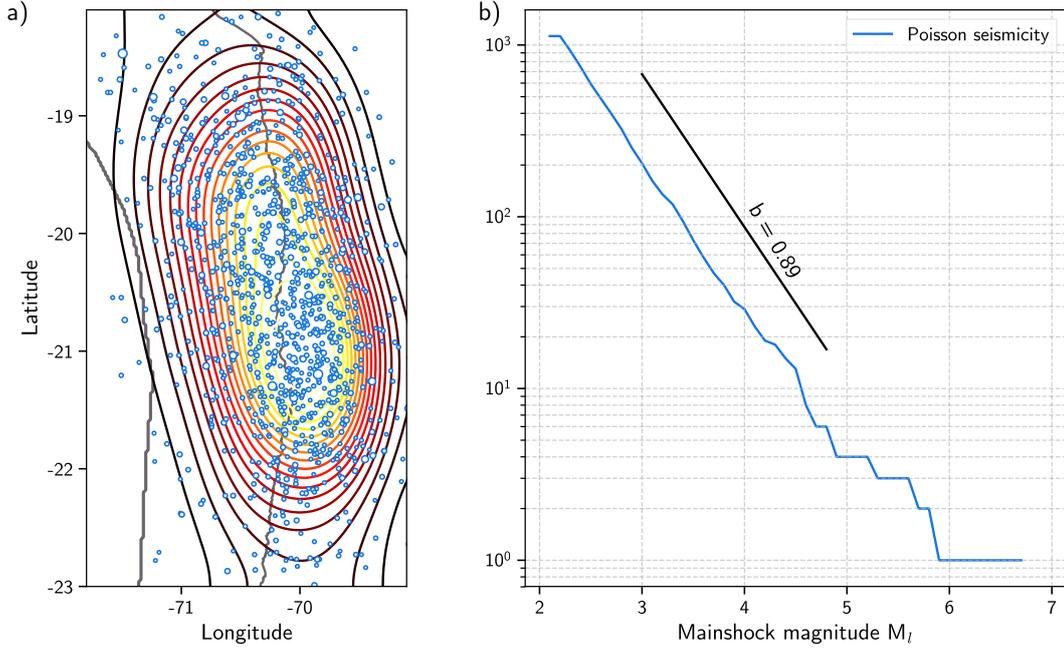


Figure B.2 – Generation of 2D-location and magnitude for the Poisson background seismicity of a synthetic catalog with constant seismic-rate.

a) The two grey lines show the trench and the coastline of northern-Chile. The contour-lines represent the 2D probability density function used for obtaining a location for each background event which are marked by blue circle. Their size scales with their magnitude inferred from a theoretical magnitude probability density function as shown in b).

catalog ($pdf = 10^{a-b(M-M_c)}$ with $b = 0.89$ for the background interface seismicity (see Figures B.1 and B.2b) cut at the completeness magnitude $M_c = 2.1$ previously determined. For each mainshocks $m(lon, lat, M_l, t)$ we generate their offsprings. An epidemic-type aftershock sequence (ETAS) (Ogata 1988, Marsan et al. 2013b) is modeled following the approach of Marsan et al. (2017). The spatio-temporal number of earthquakes $\lambda(x, y, t)$ is defined as the sum of the background seismicity rate $\mu(x, y, t)$ and the aftershocks rate $\nu(x, y, t)$:

$$\lambda(x, y, t) = \mu(x, y, t) + \nu(x, y, t) \quad (\text{B.2})$$

If Jara et al. (2017) used ETAS models for the declustering of the long-term seismicity prior the Iquique earthquake, it still can be implemented to generate similar synthetic catalogs. The aftershock distribution $\nu(x, y, t)$ can be expressed as a spatio-temporal distribution, which results from the product of the Omori-Utsu law (Omori 1894, Utsu 1957, Ogata 1988, Utsu et al. 1995) and a power spatial density:

$$\nu(x, y, t) = \sum_i^{N_{after}} \frac{\kappa_i}{(t - t_i + c)^p} \times \frac{(\gamma - 1)L_i^{\gamma-1}}{2\pi((x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + L_i^2)^{(\gamma-1)/2}} \quad (\text{B.3})$$

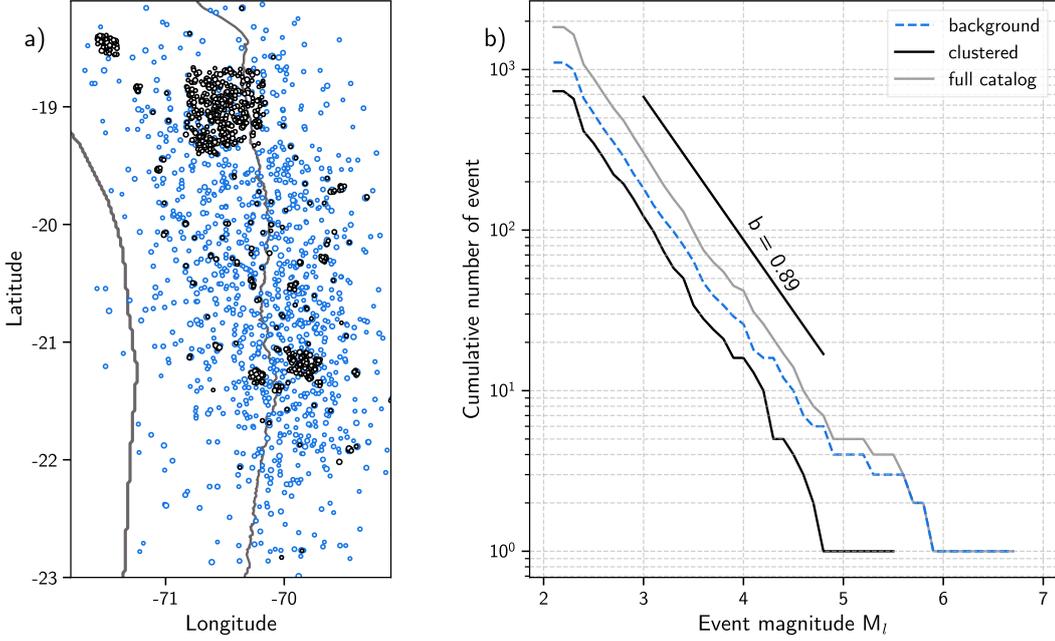


Figure B.3 – Declustering of a synthetic catalog with a constant background seismic-rate.

a) The location of both clustered and background seismicity, obtained from the declustering with a NND approach of a synthetic catalog which has a constant seismic-rate, is marked respectively by black and blue circles. Their size scale for their magnitude whose the distribution is shown in b) and follow the Gutenberg-Richter law with a b -value $b = 0.89$.

$\kappa_i = K e^{\alpha M_i}$ (Marsan et al. 2013a) refer to the productivity law which depend on the magnitude of the i -th event. t_i is the occurrence time of the mainshock and L_i is the characteristic length in kilometers (Utsu and Seki 1955) such as $L_i = L_0 \times 10^{(M_i - M_c)/2}$. To estimate κ_i we rather followed Utsu et al. (1995) which give:

$$\kappa_i = \frac{N_a(M_i)(p-1)}{(T_s + c)^{1-p} - (T_e + c)^{1-p}} \quad (\text{B.4})$$

where T_s and T_e are the starting and ending time of the catalog and $N_a(M_i)$ can be inferred from the clustered seismicity as shown by Zaliapin and Ben-Zion (2013) and is $N_a(M_i) = a_0 10^{\beta M_i}$ (Figure B.4).

The remaining parameters were set constant: $p = 1.1$, $c = 10^{-3}$ days, $\gamma = 2$ and $L_0 = 1.78$ km. The 3 resulting catalogs are shown along the real interface catalog Figure B.5. In a similar fashion, we remove aftershocks from the synthetic catalogs with the nearest-neighbor-distance algorithm in order to access that for this interface catalog scale, a change of this magnitude in the seismic rate may still be observed in the declustered catalog (Figure B.5). For the first synthetic catalog (T_0 remains constant see Figure B.5b), we could determine that 98.8% of the mainshock events which follow a Poisson law are recovered (13 lost for 1127 mainshocks) when 3.8% of the aftershocks are considered as background events (27 lost for 710 aftershocks). For the second catalog (T_0 is multiply by 2 for the last third see Figure B.5c), 95.2% of the Poisson seismicity is comprised in the obtained background seismicity (74 lost for 1535 mainshocks) when 4.64% of aftershocks are considered background events (73 lost for 1572 aftershocks). Finally, for the last catalog (T_0

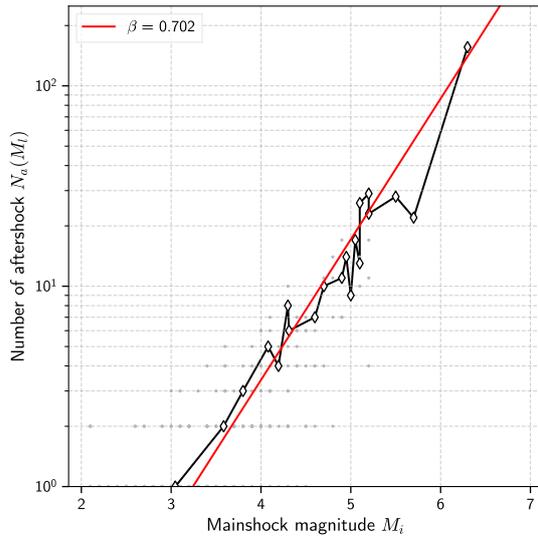


Figure B.4 – Proportion of aftershocks for a mainshock with a given magnitude. From the clustered seismicity extracted from the interface Iquique catalog, we measure the number of aftershocks for each event and compare it to the magnitude of the mainshock, this measure is represented by grey dots. The white diamonds stands for the mean magnitude for a given number of aftershocks, which follows, in a logarithmic scale, a linear trend represented by the red curve with a slope β .

is divided by 2 for the last third see Figure B.5d), 99% of Poisson seismicity is considered as background (10 lost for 1002 mainshocks) when 4.36% of aftershocks are considered background events (26 lost for 597 aftershocks).

B.2 Kolmogorov-Smirnov test on synthetic catalogs

We then reproduce the same estimation of a reference Poisson law and the count of background events for the three catalogs (Figure B.6). We clearly the change of the average recurrence time for both accelerated and decelerated catalog when the first catalog whose seismic rate remains stable through time does not show clear deviations from its the reference Poisson law. Later on, we compute the KS1 test for the three catalogs, the test is able to confirm the clear deviations from a reference Poisson behavior observed before (Figure B.7). The null hypothesis is refuted for both accelerate and decelerated catalogs. Our results concerning the three synthetic catalogs are resumed in the 2D-diagram of the KS1 test in Figure B.8.

B.3 Effect of the completeness magnitude on the detection of transient

To go further, one may notice that our capacity to observe and detect a transient change in the seismic rate by the present methodology lies on few parameters: (1) the observation window T in which we count the occurrence of earthquakes; (2) the total time of observation T_{tot} , which may be limited depending on the availability of the data; (3) the

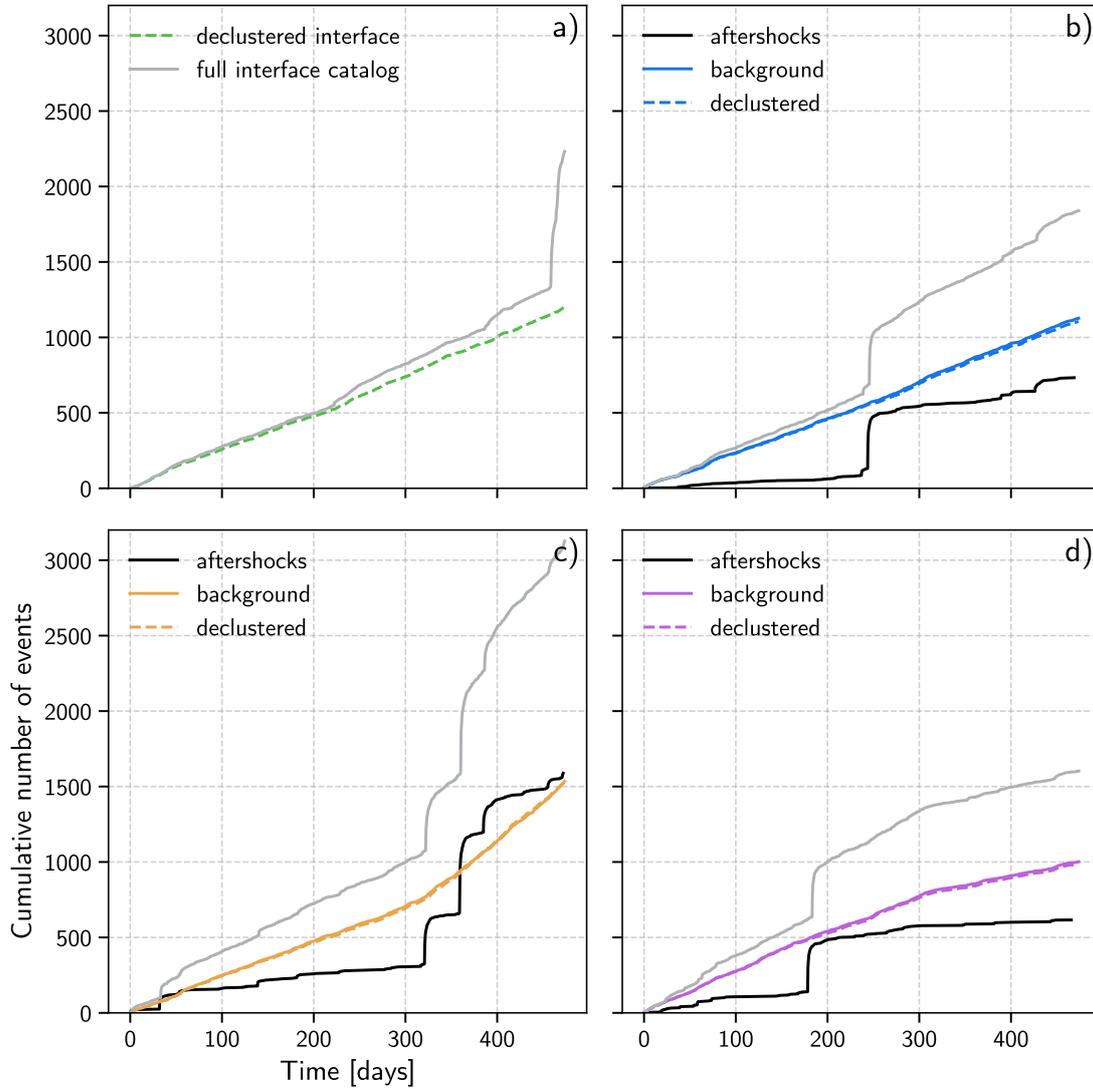


Figure B.5 – Comparison between the Iquique interface catalog and three synthetic catalogs.

a) corresponds to the Iquique interface catalog; b) a synthetic catalog composed by a time-stationnary Poisson seismicity with an average recurrence time T_0 equivalent with the T_0 of the Iquique interface background seismicity and aftershocks after an ETAS model; c) same as b) however the Poisson seismicity has a seismic-rate multiply by 2 for the last third of the catalog; d) same as c) however the seismic-rate is divided by 2 for the last third of the catalog. The grey curves are the full catalogs, the plain colored curves are the real Poisson seismicity when the dashed line is the background seismicity obtained after the declustering with a NND approach.

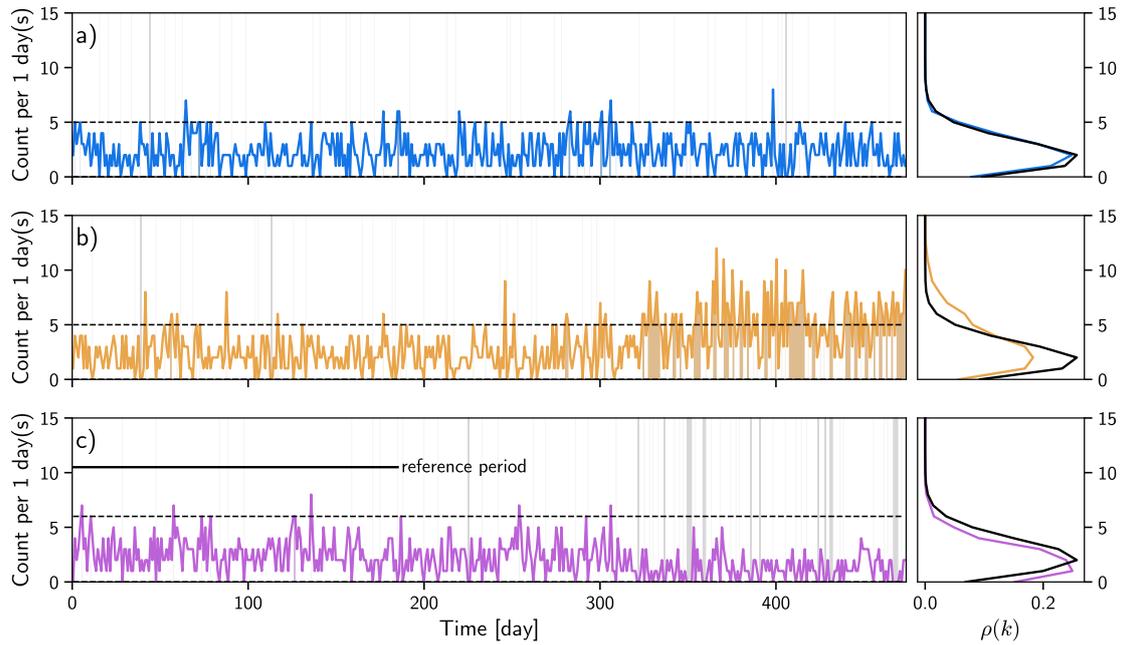


Figure B.6 – Earthquake count against reference Poisson law for three synthetic catalogs. Similar to Figure 6.5, a), b) and c) are respectively the catalogs with constant average recurrence time, constant then multiplied by a factor 2 for the last third and constant then divided by a factor 2 for the last third of the catalog.

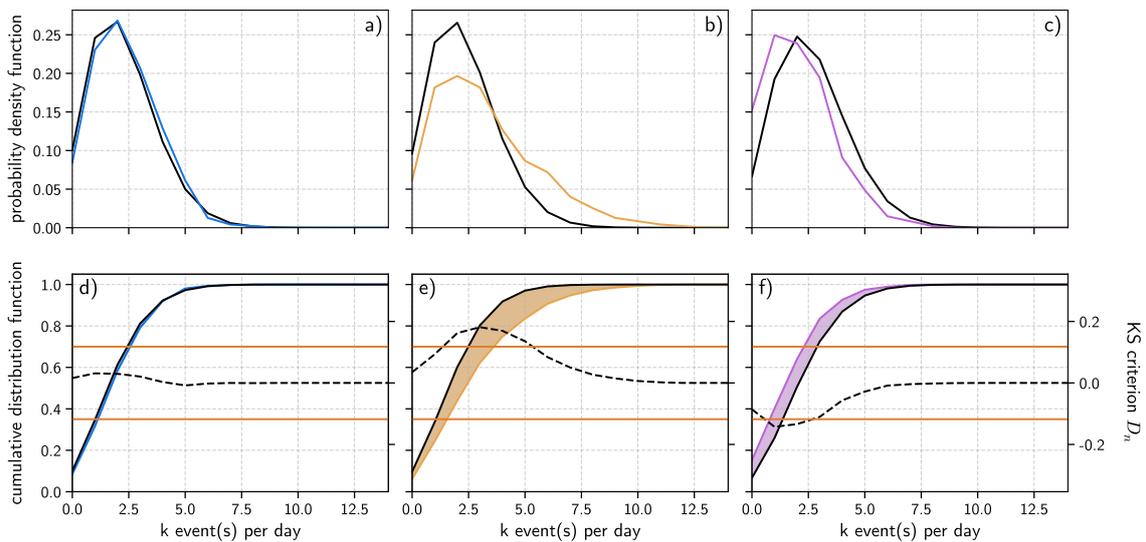


Figure B.7 – Kolmogorov-Smirnov one-sample test for three synthetic catalogs. Same as 6.6, the three colons are respectively the catalogs with constant average recurrence time, constant then multiplied by a factor 2 for the last third and constant then divided by a factor 2 for the last third of the catalog.

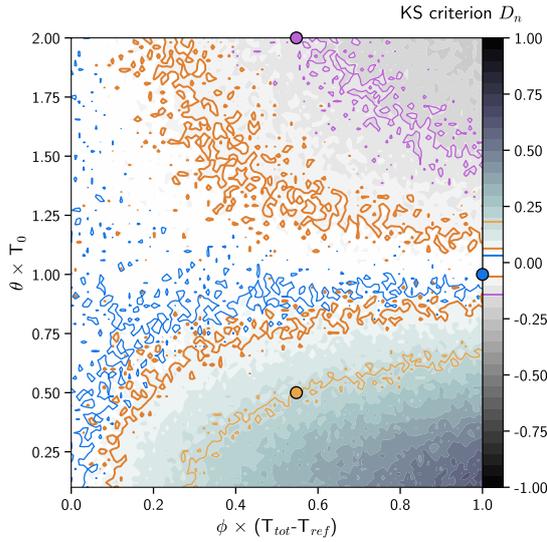


Figure B.8 – 2D-diagram of the Kolmogorov-Smirnov one-sample test as a function of θ and ϕ for synthetic catalogs. The color scale gives the value of the KS criterion D_n for a given θ and ϕ , parameters of the effective distribution equation 6.12. The orange contour-lines give the significance threshold for $n = 472$ and $\alpha = 0.05$ (see equation 6.11) when the colored dashed contour-lines represent the synthetic catalogs KS criterion value (blue: constant, orange: $T_0 \times 2$, purple: $T_0/2$). Only the synthetic catalog, with a constant seismic-rate, has a D_n comprised between the threshold.

reference period T_{ref} , which should be long-enough to represent a good approximation of a stationary Poisson-law. To improve our capacity of detection of a transient, increasing T_{tot} or decreasing T seem to be the only possible manners. Yet, we may introduce a fourth parameter which is the completeness magnitude, M_c , since it is directly related to the total number of event and so the average recurrence time, let us speculate on the effect of this parameter on our previous results.

Let us now consider a synthetic catalog for which we set the background seismicity effective distribution $F_{eff}(\theta, \phi|a, T_0, T)$ with the parameters a , T_0 and T , equivalent to the previous synthetic catalogs. Here we set the parameters θ and ϕ from equation 6.12 such as $\theta = 1.3$ and $\phi = 0.3$, hence the seismic rate will be slowed-down during a third of the catalog but as shown Figure B.9, this transient is too weak to be significant and won't be detected. However, the magnitude distribution of this catalog follows the same law as the previous synthetic catalogs and thus is controlled by its b -value (here $b = 0.89$). This means that, if the catalog counts N_{M_c} (here $N_{M_c} = 1127$) events at a completeness magnitude of M_c (here $M_c = 2.1$), by *changing* the M_c for a magnitude M_i , the catalog would count theoretically:

$$N_{M_i} = N_{M_c} \times 10^{b(M_c - M_i)} \quad (\text{B.5})$$

This implies a direct relationship with the average recurrence time T_0 at M_c :

$$T_0(M_i) = T_0(M_c) \times 10^{-b(M_c - M_i)} \quad (\text{B.6})$$

Without changing the parameters a and T of the effective distribution $F_{eff}(\theta = 1.3, \phi = 0.3|a, T_0 = T_0(M_i), T)$ it may be possible to detect such transient by improving the detection and location. An example of the detection of the same transient, by decreasing M_c by a point of magnitude, is shown Figure B.9 in a 2D-diagram of the KS1 test. We can generalise the problem by computing the KS criterion D_n according M_c and N_{M_c} (Figure B.9).

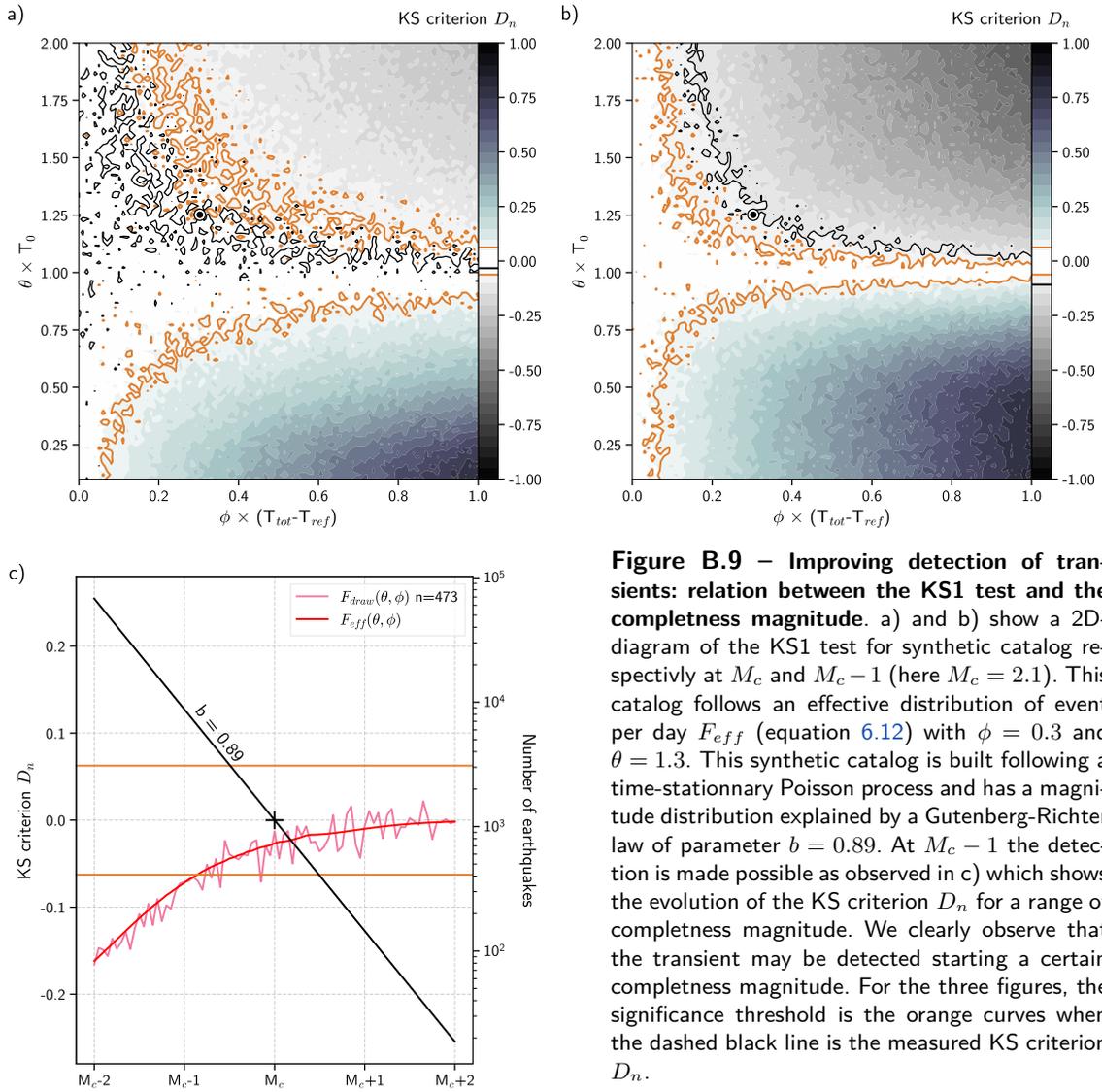


Figure B.9 – Improving detection of transients: relation between the KS1 test and the completeness magnitude. a) and b) show a 2D-diagram of the KS1 test for synthetic catalog respectively at M_c and $M_c - 1$ (here $M_c = 2.1$). This catalog follows an effective distribution of event per day F_{eff} (equation 6.12) with $\phi = 0.3$ and $\theta = 1.3$. This synthetic catalog is built following a time-stationnary Poisson process and has a magnitude distribution explained by a Gutenberg-Richter law of parameter $b = 0.89$. At $M_c - 1$ the detection is made possible as observed in c) which shows the evolution of the KS criterion D_n for a range of completeness magnitude. We clearly observe that the transient may be detected starting a certain completeness magnitude. For the three figures, the significance threshold is the orange curves when the dashed black line is the measured KS criterion D_n .

Références

- Abers, G. A. (1992). Relationship between shallow-and intermediate-depth seismicity in the eastern aleutian subduction zone. *Geophysical research letters*, 19(20) :2019–2022.
- Ahern, T., Casey, R., Barnes, D., Benson, R., Knight, T., and Trabant, C. (2007). Seed reference manual, version 2.4. *PLACE : Incorporated Research Institutions for Seismology*.
- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B11) :6140–6148.
- Aki, K. and Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*.
- Allen, R. (1982). Automatic phase pickers : their present use and future prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6B) :S225–S242.
- Allen, R. V. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(5) :1521–1532.
- Ammon, C. J., Kanamori, H., Lay, T., and Velasco, A. A. (2006). The 17 july 2006 java tsunami earthquake. *Geophysical Research Letters*, 33(24).
- Anderson, J. G., Brune, J. N., Louie, J. N., Zeng, Y., Savage, M., Yu, G., Chen, Q., and dePolo, D. (1994). Seismicity in the western great basin apparently triggered by the landers, california, earthquake, 28 june 1992. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3) :863–891.
- Angermann, D., Klotz, J., and Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3) :329–334.
- Araujo, M. and Suárez, G. (1994). Geometry and state of stress of the subducted nazca plate beneath central chile and argentina : evidence from teleseismic data. *Geophysical Journal International*, 116(2) :283–303.
- Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., and Carrizo, D. (2015). Coupled tectonic evolution of andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143 :1–35.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., and Kausel, E. (2010). The west andean thrust, the san ramon fault, and the seismic hazard for santiago, chile. *Tectonics*, 29(2).

- Armijo, R. and Thiele, R. (1990). Active faulting in northern Chile : ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1) :40–61.
- Astiz, L. and Kanamori, H. (1986). Interplate Coupling and Temporal Variation of Mechanisms of Intermediate-depth Earthquakes in Chile. 76(6) :1614–1622.
- Astiz, L., Lay, T., and Kanamori, H. (1988). Large intermediate-depth earthquakes and the subduction process. *Phys. Earth Planet. Inter.*
- Audet, P. and Bürgmann, R. (2014). Possible control of subduction zone slow-earthquake periodicity by silica enrichment. *Nature*, 510(7505) :389.
- 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.
- Baiesi, M. and Paczuski, M. (2004). Scale-free networks of earthquakes and aftershocks. *Physical review E*, 69(6) :066106.
- Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., Hibert, C., and Mangeney, A. (2013). An automatic kurtosis-based p-and s-phase picker designed for local seismic networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1) :394–409.
- Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., Hibert, C., and Mangeney, A. (2014). An automatic kurtosis-based P-and S-phase picker designed for local seismic networks. *Bull. Seismol. Soc. Am.*
- Baillard, C., Lyon-Caen, H., Bollinger, L., Rietbrock, A., Letort, J., and Adhikari, L. B. (2017). Automatic analysis of the Gorkha earthquake aftershock sequence : evidences of structurally segmented seismicity. *Geophysical Journal International*, 209(2) :1111–1125.
- Bak, P., Christensen, K., Danon, L., and Scanlon, T. (2002). Unified scaling law for earthquakes. *Physical Review Letters*, 88(17) :178501.
- Baratin, L. M., Chamberlain, C. J., Townend, J., and Savage, M. K. (2018). Focal mechanisms and inter-event times of low-frequency earthquakes reveal quasi-continuous deformation and triggered slow slip on the deep Alpine Fault. *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Barrientos, S. E. (1988). Slip distribution of the 1985 central Chile earthquake. *Tectonophysics*, 145(3-4) :225–241.
- Barrientos, S. E. and Ward, S. N. (1990). The 1960 Chile earthquake : inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3) :589–598.
- Beaucé, E., Frank, W. B., and Romanenko, A. (2017). Fast matched filter (fmf) : An efficient seismic matched-filter search for both CPU and GPU architectures. *Seismological Research Letters*, 89(1) :165–172.

- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., and Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2) :115–129.
- Bedford, J., Moreno, M., Schurr, B., Bartsch, M., and Oncken, O. (2015). Investigating the final seismic swarm before the Iquique-Pisagua 2014 M_w 8.1 by comparison of continuous GPS and seismic foreshock data. *Geophys. Res. Lett.*
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., Bonvalot, S., Campos, J., Comte, D., De Chabaliér, J., et al. (2010). Asperities and barriers on the seismogenic zone in north Chile : state-of-the-art after the 2007 m_w 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophysical Journal International*, 183(1) :390–406.
- Beroza, G. C. and Jordan, T. H. (1990). Searching for slow and silent earthquakes using free oscillations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 95(B3) :2485–2510.
- Birchfield, S. T. and Gillmor, D. K. (2002). Fast Bayesian acoustic localization. In *Acoustics, Speech, and Signal Processing (ICASSP), 2002 IEEE International Conference on*, volume 2, pages II–1793. IEEE.
- Bobbio, A., Vassallo, M., and Festa, G. (2009). A local magnitude scale for southern Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(4) :2461–2470.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4) :959–971.
- Bouchon, M., Durand, V., Marsan, D., Karabulut, H., and Schmittbuhl, J. (2013). The long precursory phase of most large interplate earthquakes. *Nat. Geosci.*
- Bouchon, M., Marsan, D., Durand, V., Campillo, M., Perfettini, H., Madariaga, R., and Gardonio, B. (2016). Potential slab deformation and plunge prior to the Tohoku, Iquique and Maule earthquakes. *Nat. Geosci.*
- Brace, W. and Byerlee, J. (1966). Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 153(3739) :990–992.
- Brudzinski, M., Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., DeMets, C., and Márquez-Azúa, B. (2007a). Slow slip transients along the Oaxaca subduction segment from 1993 to 2007. *Geophysical Journal International*, 171(2) :523–538.
- Brudzinski, M. R., Thurber, C. H., Hacker, B. R., and Engdahl, E. R. (2007b). Global prevalence of double Benioff zones. *Science*, 316(5830) :1472–1474.
- Bürgmann, R. (2018). The geophysics, geology and mechanics of slow fault slip. *Earth and Planetary Science Letters*, 495 :112–134.
- Byrne, D. E., Davis, D. M., and Sykes, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4) :833–857.

- Cahill, T. and Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted nazca plate. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 97(B12) :17503–17529.
- Carvajal, M., Cisternas, M., and Catalán, P. (2017a). Source of the 1730 chilean earthquake from historical records : Implications for the future tsunami hazard on the coast of metropolitan chile. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(5) :3648–3660.
- Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalan, P., Winckler, P., and Wesson, R. L. (2017b). Reexamination of the magnitudes for the 1906 and 1922 chilean earthquakes using japanese tsunami amplitudes : Implications for source depth constraints. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(1) :4–17.
- Castro, R. R., Clayton, R., Hauksson, E., and Stock, J. (2017). Observations of remotely triggered seismicity in salton sea and coso geothermal regions, southern california, usa, after big (mw > 7.8) teleseismic earthquakes. *Geofísica internacional*, 56(3) :269–286.
- Cesca, S. and Grigoli, F. (2015). Full waveform seismological advances for microseismic monitoring. In *Advances in Geophysics*, volume 56, pages 169–228. Elsevier.
- Chamberlain, C. J., Boese, C. M., and Townend, J. (2017). Cross-correlation-based detection and characterisation of microseismicity adjacent to the locked, late-interseismic alpine fault, south westland, new zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 457 :63–72.
- Chamberlain, C. J., Shelly, D. R., Townend, J., and Stern, T. A. (2014). Low-frequency earthquakes reveal punctuated slow slip on the deep extent of the alpine fault, new zealand. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(7) :2984–2999.
- Chapple, W. M. and Forsyth, D. W. (1979). Earthquakes and bending of plates at trenches. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B12) :6729–6749.
- Chlieh, M., De Chabalier, J., Ruegg, J., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., and Feigl, K. (2004). Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the north chile subduction zone, from gps and insar observations. *Geophysical Journal International*, 158(2) :695–711.
- Christensen, D. H. and Ruff, L. J. (1983). Outer-rise earthquakes and seismic coupling. *Geophysical Research Letters*, 10(8) :697–700.
- Christensen, D. H. and Ruff, L. J. (1988). Seismic coupling and outer rise earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B11) :13421–13444.
- Cifuentes, I. L. (1989). The 1960 chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 94(B1) :665–680.
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S., and Suárez, G. (1986). The 1985 central chile earthquake : A repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, 233(4762) :449–453.
- Comte, D. and Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern chile and southern peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1) :23–44.

- Comte, D. and Suárez, G. (1994). An inverted double seismic zone in Chile : Evidence of phase transformation in the subducted slab. *Science*, 263(5144) :212–215.
- Conrad, C. P. and Lithgow-Bertelloni, C. (2004). The temporal evolution of plate driving forces : Importance of “slab suction” versus “slab pull” during the Cenozoic. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B10).
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., and Carrizo, D. (2012a). Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature Geoscience*, 5(5) :342.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., and Carrizo, D. (2012b). Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nat. Geosci.*
- Corral, A. (2004). Long-term clustering, scaling, and universality in the temporal occurrence of earthquakes. *Physical Review Letters*, 92(10) :108501.
- Coutant, O. (1989). Programme de simulation numérique axitra, res. *Report LGIT, Grenoble, France.*
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P., and Fridez, P. (2015). *Bernese GNSS software version 5.2.* University of Bern, Bern Open Publishing.
- Das, S. and Aki, K. (1977). Fault plane with barriers : a versatile earthquake model. *Journal of Geophysical Research*, 82(36) :5658–5670.
- Das, S. and Scholz, C. H. (1981). Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(5) :1669–1675.
- Delouis, B. and Legrand, D. (2007). Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile) : Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, 34(1).
- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J., Ponce, L., Kausel, E., et al. (1997). The Mw = 8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995 : A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(2) :427–445.
- Delouis, B., Nocquet, J.-M., and Vallée, M. (2010). Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., and Monfret, T. (2009). The Mw 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chile seismic gap : Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1) :87–94.
- Dieterich, J. H. (1979). Modeling of rock friction : 1. experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B5) :2161–2168.

- Dmowska, R. and Lovison, L. C. (1988). Intermediate-term seismic precursors for some coupled subduction zones. *Pure Appl. Geophys. PAGEOPH*.
- Dmowska, R., Rice, J. R., Lovison, L. C., and Josell, D. (1988). Stress transfer and seismic phenomena in coupled subduction zones during the earthquake cycle. *J. Geophys. Res.*
- Dorbath, C., Gerbault, M., Carlier, G., and Guiraud, M. (2008). Double seismic zone of the Nazca plate in northern Chile : High-resolution velocity structure, petrological implications, and thermomechanical modeling. *Geochemistry, Geophys. Geosystems*.
- Dow, J. M., Neilan, R. E., and Rizos, C. (2009). The international gnss service in a changing landscape of global navigation satellite systems. *Journal of geodesy*, 83(3-4) :191–198.
- Dragert, H., Rogers, G., Cassidy, J., Kao, H., and Wang, K. (2004). Episodic tremor and slip in northern cascadia. *USGS Progress Report, 04HQGR0047*, pages 1–6.
- Dragert, H., Wang, K., and James, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521) :1525–1528.
- Duputel, Z., Jiang, J., Jolivet, R., Simons, M., Rivera, L., Ampuero, J.-P., Riel, B., Owen, S. E., Moore, A. W., Samsonov, S. V., et al. (2015). The iquique earthquake sequence of april 2014 : Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 42(19) :7949–7957.
- Duverger, C. (2017). *Sismicité, couplages sismique-asismiques et processus transitoires de déformation dans un système de failles actives le rift de Corinthe, Grèce*. PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris.
- Duverger, C., Godano, M., Bernard, P., Lyon-Caen, H., and Lambotte, S. (2015). The 2003–2004 seismic swarm in the western corinth rift : Evidence for a multiscale pore pressure diffusion process along a permeable fault system. *Geophysical Research Letters*, 42(18) :7374–7382.
- Duverger, C., Lambotte, S., Bernard, P., Lyon-Caen, H., Deschamps, A., and Nercessian, A. (2018). Dynamics of microseismicity and its relationship with the active structures in the western corinth rift (greece). *Geophysical Journal International*, 215(1) :196–221.
- Ellsworth, W. and Beroza, G. (1995). Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. *Science*, 268(5212) :851–855.
- Ferrand, T. P., Hilaret, N., Incel, S., Deldicque, D., Labrousse, L., Gasc, J., Renner, J., Wang, Y., Green II, H. W., and Schubnel, A. (2017). Dehydration-driven stress transfer triggers intermediate-depth earthquakes. *Nature communications*, 8 :15247.
- Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C.-S., and Chiao, L.-Y. (2004). Hypocentre determination offshore of eastern taiwan using the maximum intersection method. *Geophysical Journal International*, 158(2) :655–675.
- Frank, W. B., Poli, P., and Perfettini, H. (2017). Mapping the rheology of the central chile subduction zone with aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 44(11) :5374–5382.

- Frank, W. B., Shapiro, N. M., Kostoglodov, V., Husker, A. L., Campillo, M., Payero, J. S., and Prieto, G. A. (2013). Low-frequency earthquakes in the Mexican sweet spot. *Geophys. Res. Lett.*
- Freed, A. M. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33 :335–367.
- Frohlich, C. (1987). Aftershocks and temporal clustering of deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 92(B13) :13944–13956.
- Frohlich, C. (1989). The nature of deep-focus earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1) :227–254.
- Frohlich, C. (1994). Earthquakes with non—double-couple mechanisms. *Science*, 264(5160) :804–809.
- Gajewski, D. and Tessmer, E. (2005). Reverse modelling for seismic event characterization. *Geophysical Journal International*, 163(1) :276–284.
- Gardner, J. and Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in southern california, with aftershocks removed, poissonian ? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5) :1363–1367.
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ*, 8(1) :56–71.
- Gentili, S. and Michelini, A. (2006). Automatic picking of p and s phases using a neural tree. *Journal of Seismology*, 10(1) :39–63.
- GFZ CNRS-INSU (2006). Gfz german research centre for geosciences ; institut des sciences de l’univers-centre national de la recherche cnrs-insu (2006) : IpoC seismic network.
- Gharti, H. N., Oye, V., Roth, M., and Kühn, D. (2010). Automated microearthquake location using envelope stacking and robust global optimizationautomated microearthquake location. *Geophysics*, 75(4) :MA27–MA46.
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., Hoke, G., Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., et al. (2014). Evolution of shallow and deep structures along the maipo–tunuyán transect (33°40 s) : from the pacific coast to the andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, 399 :SP399–14.
- Gibbons, A. (2015). Humans may have reached chile by 18,500 years ago.
- Gibbons, J. D. and Chakraborti, S. (2011). Nonparametric statistical inference. In *International encyclopedia of statistical science*, pages 977–979. Springer.
- Gibbons, S. J. and Ringdal, F. (2006). The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophysical Journal International*, 165(1) :149–166.

- Gibbons, S. J., Sørensen, M. B., Harris, D. B., and Ringdal, F. (2007). The detection and location of low magnitude earthquakes in northern Norway using multi-channel waveform correlation at regional distances. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 160(3-4) :285–309.
- Gomberg, J., Reasenber, P., Bodin, P., and Harris, R. (2001). Earthquake triggering by seismic waves following the landers and hector mine earthquakes. *Nature*, 411(6836) :462.
- Gonzalez-Huizar, H., Velasco, A. A., Peng, Z., and Castro, R. R. (2012). Remote triggered seismicity caused by the 2011, m9.0 tohoku-oki, japan earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39(10).
- Gorbatov, A., Suarez, G., Kostoglodov, V., and Gordeev, E. (1994). A double-planed seismic zone in kamchatka from local and teleseismic data. *Geophysical research letters*, 21(16) :1675–1678.
- Grandin, R., Klein, E., Métois, M., and Vigny, C. (2016). Three-dimensional displacement field of the 2015 mw8.3 Illapel earthquake (Chile) from across-and along-track Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophysical Research Letters*, 43(6) :2552–2561.
- Green, H. W. and Houston, H. (1995). The mechanics of deep earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1) :169–213.
- Grigoli, F., Cesca, S., Vassallo, M., and Dahm, T. (2013). Automated seismic event location by travel-time stacking : An application to mining induced seismicity. *Seismological Research Letters*, 84(4) :666–677.
- Gutenberg, B. u. and Richter, C. F. (1954). Seismicity of the earth and related phenomena. *Princeton (NJ)*.
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A., and Holloway, S. D. (2003). Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B1).
- Hale, D. (2006). An efficient method for computing local cross-correlations of multi-dimensional signals. *CWP Report*.
- Harbord, C. W., Nielsen, S. B., De Paola, N., and Holdsworth, R. E. (2017). Earthquake nucleation on rough faults. *Geology*, 45(10) :931–934.
- Hasegawa, A., Umino, N., and Takagi, A. (1978). Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, 47(1-2) :43–58.
- Hayes, G. P., Herman, M. W., Barnhart, W. D., Furlong, K. P., Riquelme, S., Benz, H. M., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P. S., and Samsonov, S. (2014). Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. *Nature*.
- Hayes, G. P., Wald, D. J., and Johnson, R. L. (2012). Slab1.0 : A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B1).

- Helmstetter, A., Kagan, Y. Y., and Jackson, D. D. (2005). Importance of small earthquakes for stress transfers and earthquake triggering. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B5).
- Herman, M. W., Furlong, K. P., Hayes, G. P., and Benz, H. M. (2016). Foreshock triggering of the 1 april 2014 mw 8.2 iquique, chile, earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 447 :119–129.
- Herrera, C., Ruiz, S., Madariaga, R., and Poli, P. (2017). Dynamic inversion of the 2015 jujuy earthquake and similarity with other intraslab events. *Geophysical Journal International*, 209(2) :866–875.
- Hibert, C., Mangeney, A., Grandjean, G., Baillard, C., Rivet, D., Shapiro, N. M., Satriano, C., Maggi, A., Boissier, P., Ferrazzini, V., and Crawford, W. (2014). Automated identification, location, and volume estimation of rockfalls at Piton de la Fournaise volcano. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*
- Hill, D., Reasenber, P., Michael, A., Arabaz, W., Beroza, G., Brumbaugh, D., Brune, J., Castro, R., Davis, S., Ellsworth, W., et al. (1993). Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 landers, california, earthquake. *Science*, 260(5114) :1617–1623.
- Hill, D. P. (2008). Dynamic stresses, coulomb failure, and remote triggering. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1) :66–92.
- Hill, D. P., Johnston, M. J., Langbein, J. O., and Bilham, R. (1995). Response of long valley caldera to the mw= 7.3 landers, california, earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B7) :12985–13005.
- Hill, D. P. and Prejean, S. (2015). Dynamic triggering.
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., and Miyazaki, S. (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.
- Hobbs, B. E. and Ord, A. (1988). Plastic instabilities : Implications for the origin of intermediate and deep focus earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B9) :10521–10540.
- Holtkamp, S. and Brudzinski, M. (2011). Earthquake swarms in circum-pacific subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(1-2) :215–225.
- Holtkamp, S. and Brudzinski, M. R. (2014). Megathrust earthquake swarms indicate frictional changes which delimit large earthquake ruptures. *Earth and Planetary Science Letters*, 390 :234–243.
- Holtkamp, S. G., Pritchard, M., and Lohman, R. (2011). Earthquake swarms in south america. *Geophysical Journal International*, 187(1) :128–146.
- Hu, Y. and Wang, K. (2008). Coseismic strengthening of the shallow portion of the subduction fault and its effects on wedge taper. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(B12).

- Huang, H. and Meng, L. (2018). Slow unlocking processes preceding the 2015 mw 8.4 illapel, chile, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 45(9) :3914–3922.
- Hudnut, K. and Taber, J. (1987). Transition from double to single wadati-benioff seismic zone in the shumagin islands, alaska. *Geophysical Research Letters*, 14(2) :143–146.
- Husen, S., Wiemer, S., and Smith, R. B. (2004). Remotely triggered seismicity in the yellowstone national park region by the 2002 m w 7.9 denali fault earthquake, alaska. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6B) :S317–S331.
- Husseini, M. I., Jovanovich, D. B., Randall, M., and Freund, L. (1975). The fracture energy of earthquakes. *Geophysical Journal International*, 43(2) :367–385.
- Ida, Y. (1972). Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and griffith's specific surface energy. *Journal of Geophysical Research*, 77(20) :3796–3805.
- Ihmlé, P. F. and Madariaga, R. (1996). Monochromatic body waves excited by great subduction zone earthquakes. *Geophysical research letters*, 23(21) :2999–3002.
- Jara, J. (2018). *Transient behavior and role of barriers in the North Chile-South Peru seismic gap*. PhD thesis, Université Grenoble Alpes.
- Jara, J., Sánchez-Reyes, H., Socquet, A., Cotton, F., Virieux, J., Maksymowicz, A., Díaz-Mojica, J., Walpersdorf, A., Ruiz, J., Cotte, N., et al. (2018). Kinematic study of iquique 2014 mw 8.1 earthquake : Understanding the segmentation of the seismogenic zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 503 :131–143.
- Jara, J., Socquet, A., Marsan, D., and Bouchon, M. (2017). Long-Term Interactions Between Intermediate Depth and Shallow Seismicity in North Chile Subduction Zone. *Geophys. Res. Lett.*
- Jolivet, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., Guillaso, S., Peltzer, G., Dailu, R., Sun, J., Shen, Z.-K., and Xu, X. (2012). Shallow creep on the haiyuan fault (gansu, china) revealed by sar interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B6).
- Jolivet, R., Simons, M., Agram, P., Duputel, Z., and Shen, Z.-K. (2015). Aseismic slip and seismogenic coupling along the central san andreas fault. *Geophysical Research Letters*, 42(2) :297–306.
- Jost, M. u. and Herrmann, R. (1989). A student's guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, 60(2) :37–57.
- Julian, B. R., Miller, A. D., and Foulger, G. (1998). Non-double-couple earthquakes 1. theory. *Reviews of Geophysics*, 36(4) :525–549.
- Jung, H., Green Ii, H. W., and Dobrzhinetskaya, L. F. (2004). Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change. *Nature*, 428(6982) :545.
- Kanamori, H. and Brodsky, E. E. (2004). The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics*, 67(8) :1429.

- Kanamori, H. and 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.
- Kanamori, H. and Kikuchi, M. (1993). The 1992 nicaragua earthquake : a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature*, 361(6414) :714.
- Kao, H. and Shan, S.-J. (2004). The source-scanning algorithm : Mapping the distribution of seismic sources in time and space. *Geophysical Journal International*, 157(2) :589–594.
- Kao, H. and Shan, S.-J. (2007). Rapid identification of earthquake rupture plane using source-scanning algorithm. *Geophysical Journal International*, 168(3) :1011–1020.
- Kato, A., Fukuda, J., Kumazawa, T., and Nakagawa, S. (2016). Accelerated nucleation of the 2014 iquique, chile mw 8.2 earthquake. *Scientific reports*, 6 :24792.
- Kato, A. and Nakagawa, S. (2014). Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake. *Geophys. Res. Lett.*
- Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., and Hirata, N. (2012). Propagation of slow slip leading up to the 2011 mw 9.0 tohoku-oki earthquake. *Science*, page 1215141.
- Kato, N., Ohtake, M., and Hirasawa, T. (1997). Possible mechanism of precursory seismic quiescence : Regional stress relaxation due to preseismic sliding. *pure and applied geophysics*, 150(2) :249–267.
- Katsumata, K. (2018). Long-term seismic quiescences and great earthquakes in and around the japan subduction zone between 1975 and 2012. In *Earthquakes and Multi-hazards Around the Pacific Rim, Vol. I*, pages 233–248. Springer.
- Kawakatsu, H. (1986a). Double seismic zones : kinematics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 91(B5) :4811–4825.
- Kawakatsu, H. (1986b). Downdip tensional earthquakes beneath the tonga arc : A double seismic zone? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 91(B6) :6432–6440.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., and Fortes, L. P. S. (2003). The nazca–south america euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2) :125–131.
- Khazaradze, G., Wang, K., Klotz, J., Hu, Y., and He, J. (2002). Prolonged post-seismic deformation of the 1960 great chile earthquake and implications for mantle rheology. *Geophysical Research Letters*, 29(22) :7–1.
- King, G. C., Stein, R. S., and Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3) :935–953.
- Kirby, S. (1995). Interslab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere. *Reviews of Geophysics*, 33(S1) :287–297.

- Kirby, S., Engdahl, R. E., and Denlinger, R. (1996). Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. *Subduction : top to bottom*, 96 :195–214.
- Kirby, S. H. (1987). Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 92(B13) :13789–13800.
- Klein, E., Duputel, Z., Zigone, D., Vigny, C., Boy, J.-P., Doubre, C., and Meneses, G. (2018). Deep transient slow slip detected by survey gps in the region of atacama, chile. *Geophysical Research Letters*.
- Klotz, J., Angermann, D., Michel, G., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., Viramonte, J., Perdomo, R., Rios, V., Barrientos, S., et al. (1999). Gps-derived deformation of the central andes including the 1995 antofagasta m w= 8.0 earthquake. In *Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones*, pages 709–730. Springer.
- Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R., and Cifuentes, O. (2001). Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in central and southern andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4) :437–446.
- Koper, K., Hutko, A., and Lay, T. (2011). Along-dip variation of teleseismic short-period radiation from the 11 march 2011 tohoku earthquake (mw 9.0). *Geophysical Research Letters*, 38(21).
- Koper, K. D., Hutko, A. R., Lay, T., and Sufri, O. (2012). Imaging short-period seismic radiation from the 27 february 2010 chile (mw 8.8) earthquake by back-projection of p, pp, and pkikp waves. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B2).
- Kostoglodov, V., Husker, A., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., Cotte, N., and Clayton, R. (2010). The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 37(24).
- Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R., and Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the guerrero seismic gap, mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15).
- Kostrov, V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, 1 :23–44.
- Kuge, K., Kase, Y., Urata, Y., Campos, J., and Perez, A. (2010). Rupture characteristics of the 2005 tarapaca, northern chile, intermediate-depth earthquake : Evidence for heterogeneous fluid distribution across the subducting oceanic plate? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B9).
- Küperkoch, L., Meier, T., Lee, J., Friederich, W., and Group, E. W. (2010). Automated determination of p-phase arrival times at regional and local distances using higher order statistics. *Geophysical Journal International*, 181(2) :1159–1170.

- Kurahashi, S. and Irikura, K. (2011). Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7) :11.
- Kurzon, I., Vernon, F., Rosenberger, A., and Ben-Zion, Y. (2014). Real-time automatic detectors of p and s waves using singular value decomposition. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(4) :1696–1708.
- Lambotte, S., Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Patau, G., Nercessian, A., Pacchiani, F., Bourouis, S., Drilleau, M., and Adamova, P. (2014). Reassessment of the rifting process in the western corinth rift from relocated seismicity. *Geophysical Journal International*, 197(3) :1822–1844.
- Langet, N., Maggi, A., Michelini, A., and Brenguier, F. (2014). Continuous kurtosis-based migration for seismic event detection and location, with application to piton de la fournaise volcano, la réunioncontinuous kurtosis-based migration for seismic event detection and location. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1) :229–246.
- Lay, T. (2015). The surge of great earthquakes from 2004 to 2014. *Earth and Planetary Science Letters*, 409 :133–146.
- Lay, T. and Kanamori, H. (1981). An asperity model of large earthquake sequences.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., and Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B4).
- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E. E., and An, C. (2014). The 1 april 2014 iquique, chile, mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*, 41(11) :3818–3825.
- Lehmann, E. L. and Romano, J. P. (2006). *Testing statistical hypotheses*. Springer Science & Business Media.
- Lemoine, A., Madariaga, R., and Campos, J. (2002). Slab-pull and slab-push earthquakes in the mexican, chilean and peruvian subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3) :157–175.
- Li, C., Peng, Z., Yao, D., Guo, H., Zhan, Z., and Zhang, H. (2018). Abundant aftershock sequence of the 2015 m w7. 5 hindu kush intermediate-depth earthquake. *Geophysical Journal International*, 213(2) :1121–1134.
- Lillo, F. and Mantegna, R. N. (2003). Power-law relaxation in a complex system : Omori law after a financial market crash. *Physical Review E*, 68(1) :016119.
- Lin, J. and Stein, R. S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern san andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B2).
- Linde, A. T., Gladwin, M. T., Johnston, M. J. S., Gwyther, R. L., and Bilham, R. G. (1996). A slow earthquake sequence on the san andreas fault. *Nature*, 383(6595) :65–68.

- Liu, C., Zheng, Y., Wang, R., and Xiong, X. (2015). Kinematic rupture process of the 2014 chile m w 8.1 earthquake constrained by strong-motion, gps static offsets and teleseismic data. *Geophysical Journal International*, 202(2) :1137–1145.
- Lokajíček, T. and Klíma, K. (2008). Sign and arrival time determination of acoustic emission signals by means of highorder statistic approach. In *Proc. mezinárodní konference DEFEKTOSKOPIE*, pages 123–129.
- Lomax, A. (2005). A reanalysis of the hypocentral location and related observations for the great 1906 california earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3) :861–877.
- Lomax, A., Satriano, C., and Vassallo, M. (2012). Automatic Picker Developments and Optimization : FilterPicker—a Robust, Broadband Picker for Real-Time Seismic Monitoring and Earthquake Early Warning. *Seismol. Res. Lett.*
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Berge-Thierry, C. (2000). Probabilistic earthquake location in 3d and layered models. In *Advances in seismic event location*, pages 101–134. Springer.
- Lomnitz, C. (1970). Major earthquakes and tsunamis in chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau*, 59(3) :938–960.
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of chile : a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3) :368–378.
- Lowry, A. R., Larson, K. M., Kostoglodov, V., and Bilham, R. (2001). Transient fault slip in guerrero, southern mexico. *Geophysical Research Letters*, 28(19) :3753–3756.
- Madariaga, R. (1977). High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 51(3) :625–651.
- Madariaga, R. and Olsen, K. B. (2000). Criticality of rupture dynamics in 3-d. In *Microscopic and macroscopic simulation : Towards predictive modelling of the earthquake process*, pages 1981–2001. Springer.
- Madariaga, R. and Ruiz, S. (2016). Earthquake dynamics on circular faults : a review 1970–2015. *Journal of Seismology*, 20(4) :1235–1252.
- Maksymowicz, A., Ruiz, J., Vera, E., Contreras-Reyes, E., Ruiz, S., Arraigada, C., Bonvalot, S., and Bascuñan, S. (2018). Heterogeneous structure of the northern chile marine forearc and its implications for megathrust earthquakes. *Geophysical Journal International*, 215(2) :1080–1097.
- Malgrange, M. and Madariaga, R. (1983). Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the chilean subduction zone. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 73(2) :489–505.
- Marsan, D., Bouchon, M., Gardonio, B., Perfettini, H., Socquet, A., and Enescu, B. (2017). Change in seismicity along the japan trench, 1990–2011, and its relationship with seismic coupling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(6) :4645–4659.

- Marsan, D., Prono, E., and Helmstetter, A. (2013a). Monitoring aseismic forcing in fault zones using earthquake time series. *Bull. Seismol. Soc. Am.*
- Marsan, D., Reverso, T., Helmstetter, A., and Enescu, B. (2013b). Slow slip and aseismic deformation episodes associated with the subducting Pacific plate offshore Japan, revealed by changes in seismicity. *J. Geophys. Res. E Planets.*
- Matthews, M. V. and Reasenberg, P. A. (1988). Statistical methods for investigating quiescence and other temporal seismicity patterns. *Pure and Applied Geophysics*, 126(2-4) :357–372.
- Mavrommatis, A. P., Segall, P., and Johnson, K. M. (2014). A decadal-scale deformation transient prior to the 2011 mw 9.0 tohoku-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 41(13) :4486–4494.
- Mavrommatis, A. P., Segall, P., Uchida, N., and Johnson, K. M. (2015). Long-term acceleration of aseismic slip preceding the mw 9 tohoku-oki earthquake : Constraints from repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 42(22) :9717–9725.
- McGarr, A. (2014). Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. *Journal of Geophysical Research : solid earth*, 119(2) :1008–1019.
- Melgar, D., Riquelme, S., Xu, X., Baez, J. C., Geng, J., and Moreno, M. (2017). The first since 1960 : A large event in the valdivia segment of the chilean subduction zone, the 2016 m7. 6 melinka earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 474 :68–75.
- Melnick, D., Moreno, M., Quinteros, J., Baez, J. C., Deng, Z., Li, S., and Oncken, O. (2017). The super-interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in chile. *Geophysical Research Letters*, 44(2) :784–791.
- Mendoza, C., Hartzell, S., and Monfret, T. (1994). Wide-band analysis of the 3 march 1985 central chile earthquake : Overall source process and rupture history. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(2) :269–283.
- Meneses, G. E. (2014). Analisis de la sismicidad y de parámetros de alerta temprana de terremotos para la zona de iquique, norte de chile. Master's thesis, UNIVERSIDAD DE CHILE, FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS DEPARTAMENTO DE GEOFISICA.
- Meng, L., Huang, H., Bürgmann, R., Ampuero, J. P., and Strader, A. (2015). Dual megathrust slip behaviors of the 2014 iquique earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 411 :177–187.
- Métois, M., Vigny, C., and Socquet, A. (2016). Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38°–18°S). *Pure Appl. Geophys.*
- Miller, A. D., Foulger, G., and Julian, B. R. (1998). Non-double-couple earthquakes 2. observations. *Reviews of Geophysics*, 36(4) :551–568.
- Montessus de Ballore, F. (1911). *Historia sísmica de los Andes meridionales.*

- Moran, S. C., Power, J. A., Stihler, S. D., Sánchez, J. J., and Caplan-Auerbach, J. (2004). Earthquake triggering at alaskan volcanoes following the 3 november 2002 denali fault earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6B) :S300–S309.
- Moreno, M., Haberland, C., Oncken, O., Rietbrock, A., Angiboust, S., and Heidbach, O. (2014). Locking of the chile subduction zone controlled by fluid pressure before the 2010 earthquake. *Nature Geoscience*, 7(4) :292.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., et al. (2012). Toward understanding tectonic control on the mw 8.8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321 :152–165.
- Moreno, M., Rosenau, M., and Oncken, O. (2010). 2010 maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of andean subduction zone. *Nature*, 467(7312) :198.
- Moser, T., Eck, T., and Nolet, G. (1992). Hypocenter determination in strongly heterogeneous earth models using the shortest path method. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 97(B5) :6563–6572.
- Motagh, M., Schurr, B., Anderssohn, J., Cailleau, B., Walter, T. R., Wang, R., and Villotte, J.-P. (2010). Subduction earthquake deformation associated with 14 november 2007, mw 7.8 tocopilla earthquake in chile : Results from insar and aftershocks. *Tectonophysics*, 490(1-2) :60–68.
- Nadeau, R. M. and Johnson, L. R. (1998). Seismological studies at parkfield vi : Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3) :790–814.
- Nadeau, R. M. and McEvilly, T. V. (1999). Fault slip rates at depth from recurrence intervals of repeating microearthquakes. *Science*, 285(5428) :718–721.
- Nakajima, J., Uchida, N., Shiina, T., Hasegawa, A., Hacker, B. R., and Kirby, S. H. (2013). Intermediate-depth earthquakes facilitated by eclogitization-related stresses. *Geology*, 41(6) :659–662.
- Newman, A. V., Feng, L., Fritz, H. M., Lifton, Z. M., Kalligeris, N., and Wei, Y. (2011a). The energetic 2010 mw 7.1 solomon islands tsunami earthquake. *Geophysical Journal International*, 186(2) :775–781.
- Newman, A. V., Hayes, G., Wei, Y., and Convers, J. (2011b). The 25 october 2010 mentawai tsunami earthquake, from real-time discriminants, finite-fault rupture, and tsunami excitation. *Geophysical Research Letters*, 38(5).
- Nishenko, S. P. (1991). Circum-pacific seismic potential : 1989–1999. *Pure and applied geophysics*, 135(2) :169–259.
- Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Vallée, M., Mothes, P., Grandin, R., Rolandone, F., Delouis, B., Yepes, H., Font, Y., Fuentes, D., et al. (2017). Supercycle at the ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 pedernales earthquake. *Nature Geoscience*, 10(2) :145.

- Obara, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest japan. *Science*, 296(5573) :1679–1681.
- Obara, K. and Hirose, H. (2006). Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest japan subduction zone. *Tectonophysics*, 417(1-2) :33–51.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., and Kasahara, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 31(23).
- Obara, K. and Kato, A. (2016). Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, 353(6296) :253–257.
- Ogata, Y. (1988). Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes. *Journal of the American Statistical association*, 83(401) :9–27.
- Ogata, Y. (1992). Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 97(B13) :19845–19871.
- Ogata, Y. (1998). Space-time point-process models for earthquake occurrences. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, 50(2) :379–402.
- Okal, E. A. (2005). A re-evaluation of the great aleutian and chilean earthquakes of 1906 august 17. *Geophysical Journal International*, 161(2) :268–282.
- Omori, F. (1894). Investigation of aftershocks. *Rep. Earthquake Inv. Comm*, 2 :103–139.
- Pacheco, J. F. and Sykes, L. R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3) :1306–1349.
- Pardo, M. and Suárez, G. (1995). Shape of the subducted rivera and cocos plates in southern mexico : Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B7) :12357–12373.
- Parsons, T. (2002). Global omori law decay of triggered earthquakes : Large aftershocks outside the classical aftershock zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B9).
- Pasten-Araya, F., Salazar, P., Ruiz, S., Rivera, E., Potin, B., Maksymowicz, A., Torres, E., Villarroel, J., Cruz, E., Valenzuela, J., et al. (2018). Fluids along the plate interface influencing the frictional regime of the chilean subduction zone, northern chile. *Geophysical Research Letters*, 45(19) :10–378.
- Peng, Z., Hill, D. P., Shelly, D. R., and Aiken, C. (2010). Remotely triggered microearthquakes and tremor in central california following the 2010 mw 8.8 chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37(24).
- Peyrat, S., Campos, J., De Chabalier, J.-B., Perez, A., Bonvalot, S., Bouin, M.-P., Legrand, D., Nercessian, A., Charade, O., Patau, G., et al. (2006). Tarapacá intermediate-depth earthquake (mw 7.7, 2005, northern chile) : A slab-pull event with horizontal fault plane

- constrained from seismologic and geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, 33(22).
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., and Vilotte, J. (2010). Kinematic rupture process of the 2007 tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, 182(3) :1411–1430.
- Podvin, P. and Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models : a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1) :271–284.
- Poiata, N., Satriano, C., Vilotte, J. P., Bernard, P., and Obara, K. (2016). Multiband array detection and location of seismic sources recorded by dense seismic networks. *Geophys. J. Int.*
- Poiata, N., Vilotte, J.-P., Bernard, P., Satriano, C., and Obara, K. (2018). Imaging different components of a tectonic tremor sequence in southwestern japan using an automatic statistical detection and location method. *Geophysical Journal International*, 213(3) :2193–2213.
- Poisson, S. D. (1837). *Recherches sur la probabilité des jugements en matière criminelle et en matière civile précédées des règles générales du calcul des probabilités par SD Poisson*. Bachelier.
- Poli, P. (2017). Creep and slip : Seismic precursors to the nuugaatsiaq landslide (greenland). *Geophysical Research Letters*, 44(17) :8832–8836.
- Poli, P., Jeria, A. M., and Ruiz, S. (2017). The mw 8.3 illapel earthquake (chile) : Pre-seismic and postseismic activity associated with hydrated slab structures. *Geology*, 45(3) :247–250.
- Potin, B. (2016). *Les Alpes occidentales : tomographie, localisation de séismes et topographie du Moho*. PhD thesis, Grenoble Alpes.
- Poupinet, G., Ellsworth, W., and Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : An application to the calaveras fault, california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B7) :5719–5731.
- Prejean, S., Hill, D., Brodsky, E., Hough, S., Johnston, M., Malone, S., Oppenheimer, D., Pitt, A., and Richards-Dinger, K. (2004). Remotely triggered seismicity on the united states west coast following the m w 7.9 denali fault earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6B) :S348–S359.
- Pritchard, M., Simons, M., Rosen, P., Hensley, S., and Webb, F. (2002). Co-seismic slip from the 1995 july 30 m w= 8.1 antofagasta, chile, earthquake as constrained by insar and gps observations. *Geophysical Journal International*, 150(2) :362–376.
- Radiguet, M., Perfettini, H., Cotte, N., Gualandi, A., Valette, B., Kostoglodov, V., Lhomme, T., Walpersdorf, A., Cano, E. C., and Campillo, M. (2016). Triggering of

- the 2014 m w 7.3 papanoa earthquake by a slow slip event in guerrero, mexico. *Nature Geoscience*, 9(11) :829.
- Ranero, C. R., Morgan, J. P., McIntosh, K., and Reichert, C. (2003). Bending-related faulting and mantle serpentinization at the middle america trench. *Nature*, 425(6956) :367.
- Ranero, C. R. and Sallares, V. (2004). Geophysical evidence for hydration of the crust and mantle of the nazca plate during bending at the north chile trench. *Geology*, 32(7) :549–552.
- Ranero, C. R., Villaseñor, A., Phipps Morgan, J., and Weinrebe, W. (2005). Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(12).
- Reasenber, P. A. and Matthews, M. V. (1988). Precursory seismic quiescence : a preliminary assessment of the hypothesis. *pure and applied geophysics*, 126(2-4) :373–406.
- Reverso, T., Marsan, D., and Helmstetter, A. (2015). Detection and characterization of transient forcing episodes affecting earthquake activity in the aleutian arc system. *Earth and Planetary Science Letters*, 412 :25–34.
- Reverso, T., Marsan, D., Helmstetter, A., and Enescu, B. (2016). Background seismicity in bosu peninsula, japan : Long-term acceleration, and relationship with slow slip events. *Geophysical Research Letters*, 43(11) :5671–5679.
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Carrizo, D., and Armijo, R. (2018). Revisiting the crustal structure and kinematics of the central andes at 33.5° s : Implications for the mechanics of andean mountain building. *Tectonics*.
- Rietbrock, A., Haberland, C., and Nippres, S. (2006). A tear in the subducting nazca slab at 21 s revealed from accurate locations of intermediate depth seismicity. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Rogers, G. and Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the cascadia subduction zone : The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627) :1942–1943.
- Romanet, P. (2014). Automated seismic detection and location : An application to induced seismicity and iquique earthquake (2014). Master’s thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris 7 Diderot.
- Rosenberger, A. (2010). Real-time ground-motion analysis : distinguishing p and s arrivals in a noisy environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(3) :1252–1262.
- Rousset, B., Campillo, M., Lasserre, C., Frank, W., Cotte, N., Walpersdorf, A., Socquet, A., and Kostoglodov, V. (2017). A geodetic matched filter search for slow slip with application to the mexico subduction zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(12) :10–498.

- Rousset, B., Jolivet, R., Simons, M., Lasserre, C., Riel, B., Milillo, P., Çakir, Z., and Renard, F. (2016). An aseismic slip transient on the north anatolian fault. *Geophysical Research Letters*, 43(7) :3254–3262.
- Rudnicki, J. and Kanamori, H. (1981). Effects of fault interaction on moment, stress drop, and strain energy release. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 86(B3) :1785–1793.
- Ruegg, J., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Canuta, J., Duquesnoy, T., Chang, M., et al. (1996). The mw= 8.1 antofagasta (north chile) earthquake of july 30, 1995 : first results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, 23(9) :917–920.
- Ruegg, J., Olcay, M., and Lazo, D. (2001). Co-, post-and pre (?) -seismic displacements associated with the mw 8.4 southern peru earthquake of 23 june 2001 from continuous gps measurements. *Seismological Research Letters*, 72(6) :673–678.
- Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., De Chabalier, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., and Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by gps in the seismic gap between constitución and concepción in chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2) :78–85.
- Ruff, L. and Kanamori, H. (1983). The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted p-waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 31(3) :202–230.
- Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 88(B12) :10359–10370.
- Ruiz, S., Aden-Antoniow, F., Baez, J., Otarola, C., Potin, B., Campo, F., Poli, P., Flores, C., Satriano, C., Leyton, F., et al. (2017a). Nucleation phase and dynamic inversion of the mw 6.9 valparaíso 2017 earthquake in central chile. *Geophysical Research Letters*, 44(20).
- Ruiz, S., Grandin, R., Dionicio, V., Satriano, C., Fuenzalida, A., Vigny, C., Kiraly, E., Meyer, C., Baez, J. C., Riquelme, S., Madariaga, R., and Campos, J. (2013). The Constitución earthquake of 25 March 2012 : A large aftershock of the Maule earthquake near the bottom of the seismogenic zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Ruiz, S., Klein, E., del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Metois, M., Christophe, V., Baez, J. C., Vargas, G., Leyton, F., et al. (2016). The seismic sequence of the 16 september 2015 m w 8.3 illapel, chile, earthquake. *Seismological Research Letters*, 87(4) :789–799.
- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2011). Determination of the friction law parameters of the mw 6.7 michilla earthquake in northern chile by dynamic inversion. *Geophysical Research Letters*, 38(9).
- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2013). Kinematic and dynamic inversion of the 2008 northern iwate earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2A) :694–708.

- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733 :37–56.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., and Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw8.1 earthquake. *Science*.
- Ruiz, S., Moreno, M., Melnick, D., Del Campo, F., Poli, P., Baez, J., Leyton, F., and Madariaga, R. (2017b). Reawakening of large earthquakes in south central Chile : The 2016 Mw 7.6 Chiloé event. *Geophysical Research Letters*, 44(13) :6633–6640.
- Ryan, W. B., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., et al. (2009). Global multi-resolution topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3).
- Sacks, I. S. (1983). The subduction of young lithosphere. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 88(B4) :3355–3366.
- Saffer, D. M. and Wallace, L. M. (2015). The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes. *Nature Geoscience*, 8(8) :594.
- Sandwell, D. T. and Smith, W. H. (2009). Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry : Ridge segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 114(B1).
- Saragiotis, C. D., Hadjilioniadis, L. J., and Panas, S. M. (2002). P_s-k : A robust automatic seismic p phase arrival identification scheme. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(6) :1395–1404.
- Saragiotis, C. D., Hadjilioniadis, L. J., Rekanos, I. T., and Panas, S. M. (2004). Automatic p phase picking using maximum kurtosis and χ^2 -statistics criteria. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 1(3) :147–151.
- Satake, K. (1994). Mechanism of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake. *Geophysical Research Letters*, 21(23) :2519–2522.
- Satriano, C., Dionicio, V., Miyake, H., Uchida, N., Vilotte, J.-P., and Bernard, P. (2014). Structural and thermal control of seismic activity and megathrust rupture dynamics in subduction zones : Lessons from the Mw 9.0, 2011 Tohoku earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 403 :287–298.
- Scholz, C. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77(1) :319–328.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662) :37.
- Scholz, C. H. and Small, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, 25(6) :487–490.
- Schubnel, A., Brunet, F., Hilairet, N., Gasc, J., Wang, Y., and Green, H. W. (2013). Deep-focus earthquake analogs recorded at high pressure and temperature in the laboratory. *Science*, 341(6152) :1377–1380.

- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., et al. (2014). Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512(7514) :299.
- Seth Stein, M. W. (2003). *Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., and Ide, S. (2007). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(7133) :305.
- Shelly, D. R., Ellsworth, W. L., Ryberg, T., Haberland, C., Fuis, G. S., Murphy, J., Nadeau, R. M., and 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).
- Shelly, D. R., Peng, Z., Hill, D. P., and Aiken, C. (2011). Triggered creep as a possible mechanism for delayed dynamic triggering of tremor and earthquakes. *Nature Geoscience*, 4(6) :384.
- Sippl, C., Schurr, B., Asch, G., and Kummerow, J. (2018). Seismicity structure of the northern chile forearc from > 100,000 double-difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*.
- Sobiesiak, M., Meyer, U., Schmidt, S., Götze, H.-J., and Krawczyk, C. (2007). Asperity generating upper crustal sources revealed by b value and isostatic residual anomaly grids in the area of antofagasta, chile. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 112(B12).
- Sobiesiak, M. M. (2000). Fault plane structure of the antofagasta, chile earthquake of 1995. *Geophysical research letters*, 27(4) :577–580.
- Socquet, A., Valdes, J. P., Jara, J., Cotton, F., Walpersdorf, A., Cotte, N., Specht, S., Ortega-Culaciati, F., Carrizo, D., and Norabuena, E. (2017). An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust. *Geophys. Res. Lett.*
- Sokal, R. R. (1958). A statistical method for evaluating systematic relationship. *University of Kansas science bulletin*, 28 :1409–1438.
- Sokos, E. N. and Zahradnik, J. (2008). Isola a fortran code and a matlab gui to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers & Geosciences*, 34(8) :967–977.
- Somoza, R. (1998). Updated azca (farallon)—south america relative motions during the last 40 my : implications for mountain building in the central andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3) :211–215.
- Stein, R. S., Barka, A. A., and Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the north anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128(3) :594–604.

- Stein, R. S., King, G. C., and Lin, J. (1992). Change in failure stress on the southern san andreas fault system caused by the 1992 magnitude= 7.4 landers earthquake. *Science*, 258(5086) :1328–1332.
- Stein, R. S., King, G. C., and Lin, J. (1994). Stress triggering of the 1994 m= 6.7 northridge, california, earthquake by its predecessors. *Science*, 265(5177) :1432–1435.
- Stein, R. S. and Lisowski, M. (1983). The 1979 homestead valley earthquake sequence, california : Control of aftershocks and postseismic deformation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 88(B8) :6477–6490.
- Stesky, R., Brace, W., Riley, D., and Robin, P.-Y. (1974). Friction in faulted rock at high temperature and pressure. *Tectonophysics*, 23(1-2) :177–203.
- Sufri, O., Koper, K. D., and Lay, T. (2012). Along-dip seismic radiation segmentation during the 2007 mw 8.0 pisco, peru earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39(8).
- Tarantola, A. and Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2) :219–232.
- Tassara, A. and Echaurren, A. (2012). Anatomy of the andean subduction zone : three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1) :161–168.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., and Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the nazca plate and the andean continental margin. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B9).
- Tebbens, S., Cande, S., Kovacs, L., Parra, J., LaBrecque, J., and Vergara, H. (1997). The chile ridge : A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B6) :12035–12059.
- Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A., Chen, K., Baez, J., et al. (2016). The 2015 illapel earthquake, central chile : A type case for a characteristic earthquake? *Geophysical Research Letters*, 43(2) :574–583.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenberg, P. A., Dieterich, J. H., and Yoshida, A. (1998). Stress transferred by the 1995 mw= 6.9 kobe, japan, shock : Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B10) :24543–24565.
- Tsuji, Y. et al. (2013). Catalog of distant tsunamis reaching japan from chile and peru. *Report of Tsunami Engineering*, 30 :61–68.
- Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., Muñoz, D., and Ros, M. (2012). The large chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4) :1639–1653.
- Universidad de Chile (2013). Red sismologica nacional.

- Utsu, T. (1957). Magnitudes of earthquakes and occurrence of their aftershocks. *Zisin, Ser. 2*, 10 :35–45.
- Utsu, T., Ogata, Y., et al. (1995). The centenary of the omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth*, 43(1) :1–33.
- Utsu, T. and Seki, A. (1955). A relation between the area of the aftershock region and the radius of the sensibility circle. *Zisin*, 3(34) :1955.
- Vackář, J., Burjánek, J., Gallovič, F., Zahradník, J., and Clinton, J. (2017). Bayesian isola : new tool for automated centroid moment tensor inversion. *Geophysical Journal International*, 210(2) :693–705.
- Van Stiphout, T., Zhuang, J., Marsan, D., Stiphout, V., Zhuang, J., and Marsan, D. (2012). Theme V-Models and Techniques for Analyzing Seismicity Seismicity Declustering. *CORSSA*.
- Velasco, A. A., Ammon, C. J., Lay, T., and Zhang, J. (1994). Imaging a slow bilateral rupture with broadband seismic waves : The september 2, 1992 nicaraguan tsunami earthquake. *Geophysical research letters*, 21(24) :2629–2632.
- Velasco, A. A., Hernandez, S., Parsons, T., and Pankow, K. (2008). Global ubiquity of dynamic earthquake triggering. *Nature geoscience*, 1(6) :375.
- Victor, P., Oncken, O., Sobiesiak, M., and Matthias, K. (2018). Remote triggering of forearc faulting-surface displacement along the atacama fault system monitored with the ipoc creepmeter array (n-chile). In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 20, page 3385.
- Vidale, J., Ellsworth, W., Cole, A., and Marone, C. (1994). Variations in rupture process with recurrence interval in a repeated small earthquake. *Nature*, 368(6472) :624.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J., and Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by gps in the coquimbo gap, chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2) :86–95.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., et al. (2011). The 2010 mw 8.8 maule megathrust earthquake of central chile, monitored by gps. *Science*, 332(6036) :1417–1421.
- Šilený, J. and Vavryčuk, V. (2002). Can unbiased source be retrieved from anisotropic waveforms by using an isotropic model of the medium? *Tectonophysics*, 356(1-3) :125–138.
- Wada, I., Wang, K., He, J., and 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).
- Wallace, L. M., Kaneko, Y., Hreinsdóttir, S., Hamling, I., Peng, Z., Bartlow, N., D’Anastasio, E., and Fry, B. (2017). Large-scale dynamic triggering of shallow slow slip enhanced by overlying sedimentary wedge. *Nature Geoscience*, 10(10) :765.

- Wang, K. and Hu, Y. (2006). Accretionary prisms in subduction earthquake cycles : The theory of dynamic coulomb wedge. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B6).
- Ward, S. N. (1998). On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain : the united states. *Geophysical Journal International*, 134(1) :172–186.
- Warren-Smith, E., Chamberlain, C. J., Lamb, S., and Townend, J. (2017). High-precision analysis of an aftershock sequence using matched-filter detection : The 4 may 2015 ml 6 wanaka earthquake, southern alps, new zealand. *Seismological Research Letters*, 88(4) :1065–1077.
- Wiemer, S. and Wyss, M. (1994). Seismic quiescence before the landers (m= 7.5) and big bear (m= 6.5) 1992 earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3) :900–916.
- Withers, M., Aster, R., and Young, C. (1999). An automated local and regional seismic event detection and location system using waveform correlation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(3) :657–669.
- Wittlinger, G., Herquel, G., and Nakache, T. (1993). Earthquake location in strongly heterogeneous media. *Geophysical Journal International*, 115(3) :759–777.
- Wu, Y.-M. and Chiao, L.-Y. (2006). Seismic quiescence before the 1999 chi-chi, taiwan, m w 7.6 earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1) :321–327.
- Wyss, M. and Habermann, R. E. (1988). Precursory seismic quiescence. *Pure and applied geophysics*, 126(2-4) :319–332.
- Xu, W. (2017). Finite-fault slip model of the 2016 mw 7.5 chiloé earthquake, southern chile, estimated from sentinel-1 data. *Geophysical Research Letters*, 44(10) :4774–4780.
- Yagi, Y., Okuwaki, R., Enescu, B., Hirano, S., Yamagami, Y., Endo, S., and Komoro, T. (2014). Rupture process of the 2014 iquique chile earthquake in relation with the foreshock activity. *Geophysical Research Letters*, 41(12) :4201–4206.
- Yamashina, K. (1978). Induced earthquakes in the izu peninsula by the izu-hanto-oki earthquake of 1974, japan. *Tectonophysics*, 51(3-4) :139–154.
- Ye, L., Lay, T., Bai, Y., Cheung, K. F., and Kanamori, H. (2017). The 2017 mw 8.2 chiapas, mexico, earthquake : Energetic slab detachment. *Geophysical Research Letters*, 44(23).
- Yokota, Y. and Koketsu, K. (2015). A very long-term transient event preceding the 2011 tohoku earthquake. *Nature communications*, 6 :5934.
- Yoon, M., Buske, S., Shapiro, S., and Wigger, P. (2009). Reflection image spectroscopy across the andean subduction zone. *Tectonophysics*, 472(1-4) :51–61.

- Yoshii, T. (1979). A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern honshu, japan. *Tectonophysics*, 55(3-4) :349–360.
- Zaliapin, I. and Ben-Zion, Y. (2013). Earthquake clusters in southern California I : Identification and stability. *J. Geophys. Res. Solid Earth*.
- Zaliapin, I. and Ben-Zion, Y. (2015). Artefacts of earthquake location errors and short-term incompleteness on seismicity clusters in southern california. *Geophysical Journal International*, 202(3) :1949–1968.
- Zaliapin, I., Gabrielov, A., Keilis-Borok, V., and Wong, H. (2008). Clustering analysis of seismicity and aftershock identification. *Physical review letters*, 101(1) :018501.
- Zigone, D., Rivet, D., Radiguet, M., Campillo, M., Voisin, C., Cotte, N., Walpersdorf, A., Shapiro, N. M., Cougoulat, G., Roux, P., et al. (2012). Triggering of tremors and slow slip event in guerrero, mexico, by the 2010 mw 8.8 maule, chile, earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B9).

Remerciements

Le moment de conclure cette aventure est arrivé et c'est non sans émotions que je regarde le chemin parcouru, les personnes rencontrées, mon évolution jusqu'à l'écriture de ces quelques lignes. Pour commencer, je remercie les membres du jury pour avoir rapporté et examiné ces travaux. Merci car avant de juger mes travaux vous avez tous influencé et/ou orienté mes recherches. Merci Hélène pour m'avoir suivi pendant ces trois années au cours des différents comités de thèse et après avoir été rapportrice de mon stage de master, je suis ravi de vous avoir comptée parmi les membres de ce jury. Merci Monika pour avoir participé à l'installation du réseau ILN, contribué à l'étude de la sismicité nord-chilienne et également pour vos remarques et suggestions. Merci Agnès, également pour vos remarques et suggestions ainsi pour m'avoir inspiré la création de catalogues synthétiques. Enfin, merci Michel pour avoir orienté malgré vous mes recherches vers l'analyse de la sismicité profonde ainsi que pour vos encouragements et commentaires lors de notre rencontre sous le soleil corse.

Je souhaite remercier également mes parents, pour m'avoir toujours soutenu, m'avoir laissé faire mes choix et m'avoir fait confiance. Ces années d'études n'ont pas été de tout repos pour vous également mais vous avez toujours tout fait pour que je sois dans de bonnes conditions pour apprendre, chercher et trouver ma voie. Vous m'avez aidé à déménager à Nice, vous m'avez suivi à Paris et vous êtes toujours là alors que je m'appête à partir pour une nouvelle aventure. Merci Papa et merci Maman! Je m'estime très chanceux d'être arrivé jusqu'ici et c'est en grande partie grâce à vous. Je souhaite également remercier ma grande soeur Olivia. Merci pour m'avoir toujours encouragé et pour être une source d'inspiration : ton indépendance, ton amour pour les langues et le grand courage dont tu as fait preuve pour traverser l'Atlantique afin de construire la vie dont tu rêvais, ne sont que quelques exemples. Ton caractère et ta tenacité pour obtenir ce que tu désirais m'ont marqué et j'ai tenté de suivre tes pas. Merci ma soeur! Je tiens aussi à remercier ma famille, Vincent et Sophie, pour m'avoir suivi, soutenu et poussé depuis toutes ces années, je ne pouvais pas rêver mieux. Merci également à Dominique et Jackie, Thierry et Laurence. Un grand merci aussi à la famille Dacier-Falque!

Un grand merci à la B.G. & Co. : Ludovic, Aurélien et Alexandre. Plus de 10 années d'une amitié forte qui ne tarit pas. Si l'on s'est un petit peu dispersé, c'est une belle et sincère amitié qui nous lie. Même plusieurs mois sans nouvelles, une visite et c'est comme si on ne s'était jamais quitté. Merci mes frères!

Que serais-je sans ma seconde famille, l'IPGP, notamment mes "parents d'adoption"! Merci Pascal pour ces quatre années très riches en idées, en discussion. Merci pour ta patience,

pour m'avoir expliqué avec beaucoup d'application les choses les plus simples et finalement grandement contribué à mon éducation sismologique. Ta rigueur, ton esprit, ta culture et ta pédagogie sont clairement des choses dont je souhaite m'inspirer. Un très grand merci Claudio pour avoir été là pendant ces 4 années. Ta présence, ton soutien, ta pédagogie, ta curiosité et ta soif d'apprendre ont été très importantes pour moi. Merci de m'avoir pris par la main jusqu'à ce que je sache me débrouiller tout seul. Merci de m'avoir laissé m'exprimer même si j'imagine qu'à certain moment tu devais être plutôt inquiet. Merci à tous les deux de m'avoir considéré au delà d'un simple étudiant et de m'avoir donné les outils et les pistes à explorer. Ici encore je m'estime chanceux d'avoir croisé votre chemin car en plus d'être des scientifiques exceptionnels vous êtes aussi de très grands professeurs. J'envie déjà vos futurs étudiants ! Un grand merci Jean-Pierre pour avoir suivi cette thèse, de m'avoir fait confiance en Master et par la suite. Merci pour tous tes conseils avisés à propos de la thèse mais aussi pour le futur. Tes remarques toujours très pertinentes et le plus souvent en avance sur mes résultats m'ont permis d'essayer d'avoir un temps d'avance sur ce que je faisais.

Muchas gracias Sergio ! Estaba bakan para mi este viaje en Chile. Estoy muy feliz de poder trabajar contigo y mucho mas de conocerte. Podia aprender muchas cosas en el DGF, prima el españ (-chileno!), los terremotos y sobre el trabajo en equipo. Gracias tambien a mi amigos de Chile Pancho, Nati, Valeria, Javier, Miguel, Christian y los oltros para hacer questa pasantia muy agreable. Muchas gracias a Marcela, Claudio, Melissa y Maca sin olvidar la Flo ! Gracias para todo, estaba muy simpatico vivir con vosotros, descubrir el Chile, su cultura, su cocina e Santiago !

Un grand merci aussi à Ninto ! Six années sont passées depuis ce stage de M1. C'est un grand plaisir d'avoir croisé ta route, en espérant que le futur nous réserve d'autres surprises ionosphériques, merci mon ami ! Merci au labo de Sismologie bien sûr pour m'avoir supporté pendant tout ce temps. Merci beaucoup Sylvie et Marie-Christine de s'occuper de nous, de faire preuve de patiente surtout. Merci à Michel, surtout pour avoir piraté mon ordinateur ou encore mis du scotch sous ma souris ! Mais aussi pour avoir été là à chaque fois que j'ai eu un problème avec Johan, Dicentim ou Tarzan ! Un très grand merci à Geneviève, au delà d'être la patronne du cluster, ta bienveillance, tes conseils et les petites pauses goûter dans ton bureau font un bien fou. Merci aussi pour cet escape-game mémorable !

J'ai passé 4 ans dans un bureau légendaire, le fameux numéro 312. Le bureau que tout l'institut nous envie, pour l'ambiance, l'espace, le canapé, la table de ping-pong et surtout le fameux Père-Noël. Merci à lui pour avoir participé à mettre de la bonne humeur dans ce bureau qui en manquait clairement ;-) Un bureau qu'on peut toutefois définir par ces quelques mots : entre-aide, petits-bacs et pain au chocolat. Merci Leonard, Clara, Kévin, Mathurin et John mais aussi à Seid, Shuke et Kadek pour avoir participé à ces très belles années. Vous avez tous été une grande source d'inspiration. Merci pour ces parties de squash endiablées, ces nombreux petits-bacs et ces moments de franche rigolade. Je reste convaincu que ce fameux Gellyfish trichait ("*Kikatchu !!*") ! Merci les amis pour m'avoir supporté, vous avez grandement contribué à rendre ces années inoubliables.

Merci à mes amis du 3ème étage : Natalia, Julien, Nassima, Eke, Sergey, Julian, Pauline, Agnès, Hugo, Alessandro, Amandine, Lise, Allister, Matthias, Elif, Shipra, Virginie,

Amourrrre et bien d'autre! Merci à ce bon vieux John Winnie et ma chère Juicy Jane, à que l'étoile brille toujours très fort au dessus de vous! Merci à mes amis de promo Thaïs, Manon, Océane, Morgane pour le support, les encouragements et les très bons moments passés ensemble! Merci mon très cher ami Rémi pour m'avoir inspiré par ton courage et ta ténacité, pour ces belles années de Master, ces CCs, ces sorties en vélos, course à pied ou à la piscine et pour avoir été présent le grand jour! Merci aussi à Élodie, Salvina, Gino, Dilruba, David, Mélissa, Sophie, Sébastien, Lambert, Adé, Pauline, Sarita, Big Daddy, Claire, Sarah, François, Sanson, Bruna, Carmine, Sergio, Linda, Chiara, Madani et tant d'autres. Merci à mes amis de la Cité des Sciences et plus particulièrement à ma seconde maman Graziela, à Marlène et à Valérie. J'ai adoré ces moments passés avec vous. Merci pour tout ce que vous m'avez appris, du célèbre bac à sable à la médecine au Moyen-Age jusqu'à la petite sieste dans la serre!

Merci à l'école doctorale notamment Laure puis Clément de nous suivre avec attention. Merci également à Prisca et les différentes personnes qui l'aident et l'ont aidé. Merci aussi de manière générale à l'ensemble du personnel de l'IPGP qui font de cet endroit un lieu unique et nous permettent de travailler dans des conditions idéales.

Un grand merci à mes très chers Walter, Zohair, Romuald et toute la bande. Vous faites parti de l'IPGP maintenant! Merci pour ces belles discussions, ces soirées au Bubar, ces concerts et pour le reste. Vous avoir comme amis est une de mes plus grandes richesses.

Finalmente, grazie mille Marina. Non posso immaginare queste tre anni de tesi senza di te. Sei un surgente di ispirazione incredibile ogni giorno non solamente per me pero per tutti. Con te, sono cresciuto tanto durante questi anni, ho imparato tante cose, ho scoperto tante cose! L'Italia, il cibo, Napule, e tanto altro. Me hai fatto realizzare tante cose su di me, sulla vita e su miei sogni : di sempre spingere le limite, di combattere per le mie idee. Me hai sempre accomagnato, curato quando avevo bisogno, supportato durante ogni compiti, sopra tutto quando devo scegliere di partire lontano. Hai una grande forza e ancora piu grande corragio in te e – retiro la gufagine – sono sicuro che potrai sempre realizzare i tui sogni. Voglio che continuamo a scoprire la Francia, l'Italia o il mundo insieme.
Evvvvaaaaaa !!!!!

Résumé – Les zones de subduction sont les endroits les plus sismiquement actifs du monde et sont également le siège de méga-tremblement de Terre comme celui qui frappa le Chili en 1960 d'une magnitude estimée à 9.5. Les dernières grandes ruptures ayant frappées le Chili ont permis de mettre en évidence des interactions sismiques-asismiques complexes. Afin d'étudier ces interactions nous nous sommes penchés sur deux crises sismiques : l'essaim sismique d'Avril 2017 ; la phase préparatoire du séisme d'Iquique (M_w 8.1) du 1^{er} Avril 2014. L'essaim sismique prit place près de la ville de Valparaiso dans une région connue pour avoir eu l'expérience de très grands séismes par le passé en 1730 et en 1906 notamment. Dans le but d'étudier la dynamique de cet essaim nous avons construit un catalogue riche de plus de 2000 séismes composant la séquence. Une activité sismique intense commença deux jours avec le séisme principal de la séquence M_w 6.9 et fut accompagné par un glissement progressif le long de l'interface que nous avons observé à la fois dans les données GPS mais également à l'aide de repeaters. Enfin, un séisme de magnitude 8.1 survenu le 1er avril 2014 près de la ville de Iquique, a rompu un tiers de la lacune sismique au nord du Chili. Ce séisme a été précédé d'une séquence d'essaims sismiques précurseurs qui semblent avoir été également accompagnés par des glissements stables de l'interface de subduction. À l'aide d'un catalogue de séisme plus complet (>30000 séismes), nous avons pu analyser finement la préparation du séisme d'Iquique. Nous mettons en évidence, à travers une approche statistique, l'apparition d'une quiescence sismique dans la région du choc principal. Nous liions cette quiescence à un glissement asismique profond potentiellement relié à la circulation de fluide sous pression le long de l'interface de subduction.

Summary – Subduction zones are the most seismically active regions in the world. They are also the seat of megathrust-earthquakes such as the one that stroke Chile in 1960 with a 9.5 magnitude. The last major ruptures in Chile have revealed complex seismic-aseismic interactions. In order to study these interactions, we investigated two seismic crises: the seismic swarm of April 2017 and the preparatory phase of the Iquique earthquake (M_w 8.1) from April 1st, 2014. The seismic swarm took place near the city of Valparaiso in an area which is known to have experienced mega-earthquakes in the past (in 1730 and in 1906). In order to study the dynamics of this swarm, we built a rich catalog of more than 2000 earthquakes composing the sequence. An intense seismic activity began on April 22nd, two days before the main earthquake of the sequence M_w 6.9. This seismic activity was accompanied by a gradual slip along the interface that we observed both in the GPS data and by detecting repeating-earthquakes. Our analysis suggests that the swarm was driven by aseismic slip. The second study concerns an earthquake of magnitude 8.2 which occurred on April 1st 2014 near the city of Iquique. This event broke one-third of the seismic gap in northern Chile. It was preceded by a sequence of precursor seismic swarms that appeared to have been accompanied by stable slip in the subduction interface as well. By building a more complete earthquake catalog (>30000 events), we were able to thoroughly analyse the preparatory phase of the Iquique earthquake. Following a statistical approach, we observe the occurrence of a large-scale seismic quiescence in the region of the mainshock before its nucleation. We link this quiescence to a downdip transient-slip potentially related to fluid channeling along the subduction interface.