

Le GPS dévoile les liens entre les grands séismes de subduction au Chili

Le séisme d'Illapel (16 septembre 2015) a-t-il été déclenché par les déformations post-sismiques du séisme de Maule (27 février 2010) ?

■ Émilie KLEIN

Le 16 septembre 2015, le séisme de Mw 8.4 d'Illapel se produit au large des côtes Chiliennes, dans la région de Coquimbo. Dans cette région, le dernier séisme de Mw équivalente s'est produit en 1943 et on y observe une activité sismique anormale depuis 1997. Les campagnes de mesures GPS qui y sont réalisées annuellement depuis plus de 15 ans, nous ont permis d'étudier la déformation en surface associée au chargement de contraintes avant le séisme. En 2010, à 500 km au Sud, se produit le séisme géant de Maule (Mw 8.8), dans une région elle aussi densément instrumentée en station GPS. En plus d'avoir mesuré la phase co-sismique associée à ce séisme, nous avons observé le phénomène post-sismique de relaxation viscoélastique qui se déclenche dans les couches profondes de la Terre tout de suite après le séisme. Les déformations engendrées sont mesurées encore aujourd'hui à travers tout le continent et en particulier dans la région du séisme de 2015. Dans cette étude, menée au Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure (Paris), nous retraçons deux décennies de déformations observées par GPS dans ces deux régions voisines, en essayant de comprendre les interactions entre les deux séismes.

MOTS-CLÉS

Séisme géant de subduction, Chili, positionnement par GPS, déformations post-sismiques

subduction Chilienne, commençons par définir un certain nombre de concepts de la tectonique des plaques, typiquement le fonctionnement d'une faille.

Comment une faille fonctionne-t-elle ?

Une faille est simplement la limite entre deux blocs tectoniques qui se déplacent l'un par rapport à l'autre. Ces blocs représentant d'énormes quantités de matière ont un déplacement lent (jusqu'à 10 cm/an) et régulier, très stable sur au moins des centaines de milliers d'années. Si le contact entre les deux plaques est assez lisse, alors la faille va glisser en continu, on parle alors de fluage. A l'opposé, si la rugosité du contact empêche ce fluage, alors la faille ne glisse pas : elle est bloquée. Le déplacement des plaques ne change en rien. C'est donc la bordure des plaques qui va se déformer en accumulant la déformation élastique créée par le déplacement en champ lointain et le blocage local. Comme un ressort qui se tend, la bordure de plaque va encaisser la déformation jusqu'à ce qu'elle soit suffisante pour faire sauter le blocage sur la faille : c'est à ce moment que se produit le séisme.

Par la suite, la faille va de nouveau se bloquer et le cycle accumulation lente – rupture sismique se reproduira à l'infini. Bien évidemment les choses sont un peu plus complexes que ce modèle simple. En particulier, le séisme peut n'absorber qu'une partie de la déformation accumulée, le reste se faisant par du glissement

Parce qu'il permet un positionnement précis à quelques millimètres près, le GPS est un merveilleux outil pour la mesure de la déformation de l'écorce terrestre. En particulier les mesures en continu permettent d'établir des séries temporelles qui ont mis en évidence des phénomènes variables dans le temps à l'échelle de quelques jours à quelques années dans des contextes tectoniques où l'on parlait plutôt en termes de millions d'années auparavant. Dans les premiers temps du GPS, on se satisfaisait de déterminer des vitesses de déformation à partir des déplacements constatés entre deux campagnes de mesures. Aujourd'hui que l'on dispose de mesures en continu sur bon nombre de structures actives, on constate de plus en plus :

1. que les modèles standards (ie. Okada) d'accumulation de déformation élastique n'expliquent pas toute la déformation constatée,
2. que la déformation n'est pas constante dans le temps, et ce sur des durées assez courtes,
3. que des déformations transitoires (parfois périodiques) se produisent de manière épisodique, et peut être parfois en lien avec le déclenchement des séismes.

Il y a donc beaucoup de choses à découvrir sur le fonctionnement des failles à l'aide de cette méthode relativement récente. Le Chili s'avère être un terrain de jeu parfait pour comprendre comment se prépare la rupture d'un segment de faille et ce qui contrôle le timing de son déclenchement. Mais avant de nous lancer dans l'étude de la



asismique avant ou après le séisme. Au cours des 10 dernières années, la densification des stations permanentes dans les zones de faille nous permet de quantifier de plus en plus précisément l'amplitude et la durée de ces déformations pré- et post-sismiques, en particulier dans les zones de subduction.

Rappelons que le mécanisme de la subduction est le plongement d'une plaque océanique sous une autre plaque océanique ou continentale (Figure 1). Les deux plaques convergent l'une vers l'autre et la zone de contact entre ces deux plaques est bien souvent bloquée. Ces zones de subduction font parties des contextes tectoniques les plus actifs avec des vitesses de convergence très rapides et sont le théâtre de séismes majeurs réguliers. Typiquement, le Japon, l'Indonésie, et l'Amérique du Sud, ont tous les trois subi un méga-séisme de magnitude proche ou supérieure à 9 au cours des 20 dernières années. Par rapport aux séismes en contexte de collision continentale, tel que le séisme du Népal en avril dernier, les séismes de subduction sont moins destructeurs, parce qu'ils se produisent au large, et génèrent des ondes relativement basses fréquences.

En revanche, les tsunamis qu'ils engendrent ont eux des conséquences dramatiques. On se souvient tous du tsunami indonésien en 2004, dont le bilan s'élève à plus de 250 000 morts à travers les pays de l'Océan indien, ou encore de la catastrophe nucléaire japonaise en 2011. L'étude des séismes géants de subduction présente donc un intérêt de premier ordre et la géodésie spatiale nous apporte pour cela des données précieuses.

La zone de subduction Chilienne : contexte géodynamique et sismicité historique

Avec une vitesse de convergence de l'ordre de 7 cm/an entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud, la subduction chilienne est l'une des plus rapides sur Terre. Sa côte est située à moins de 100 km en moyenne de la

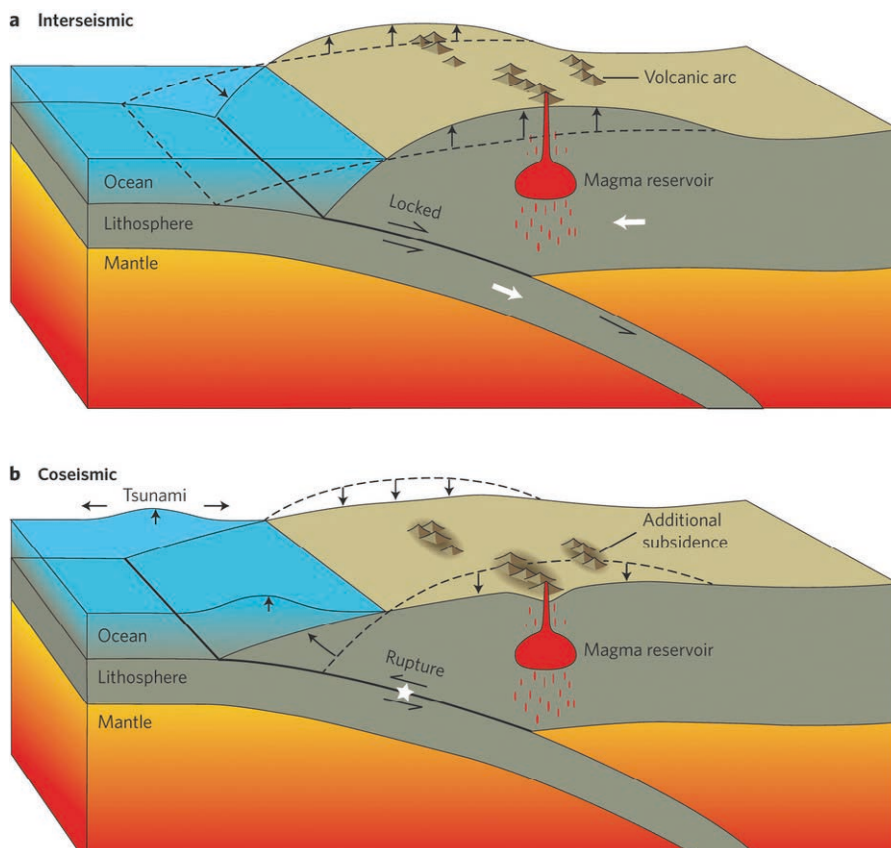


Figure 1. Cycle sismique en zone de subduction : (a) phase inter-sismique ; (b) phase co-sismique (tiré de Jonsson, 2013).

fosse de subduction, 70 km au plus proche, contre 200 km dans le cas du Japon ou de Sumatra. Cela nous permet de faire des mesures denses proches de la zone d'accumulation de contrainte. De plus, le continent Sud-Américain offre une continuité terrestre spatiale sans précédent contrairement au Japon et à Sumatra qui sont des archipels, rendant impossible les mesures par géodésie spatiale sur une large partie de la surface au dessus de l'interface. Même si de gros efforts sont menés pour développer les techniques de géodésie fond de mer, elles restent actuellement encore expérimentales et surtout très coûteuses. Elles sont donc encore difficiles à déployer en réseau dense et à petite maille, condition nécessaire pour obtenir une résolution suffisamment haute pour l'étude des déformations au niveau de l'interface.

Le Chili apparaît donc comme un laboratoire naturel idéal pour étudier la subduction, dont malheureusement la connaissance de la sismicité historique ne remonte pas au delà du XVI^e siècle. Théâtre du plus gros séisme

jamais enregistré sur Terre, séisme de Valdivia en 1960, de Mw 9.5 (Mw ou magnitude de moment, échelle logarithmique quantifiant l'énergie émise par le séisme), on y observe un séisme de magnitude supérieure ou égale à 8 en moyenne tous les 10 ans et des séismes de magnitude $6 < Mw < 7$ très réguliers (Figure 2), apportant ainsi des données précises pour l'étude du cycle sismique.

Au cours des cinq dernières années, ce ne sont pas moins de 3 séismes de magnitude supérieure à 8 qui se sont produits au Chili : le séisme de Maule, de Mw8.8 en février 2010, le séisme d'Iquique de Mw8.1 en avril 2014 et tout dernièrement le séisme d'Illapel de Mw8.4 en septembre 2015. Ce dernier séisme est particulièrement intéressant puisqu'il se produit dans une région située à quelques 500 km de la zone de rupture du séisme du Maule (2010) pour lequel 5 ans de données post-sismiques ont été analysées précisément et modélisées au laboratoire de Géologie de l'Ecole normale supérieure de Paris. La densité des données GPS recueillies depuis 2004 dans les deux

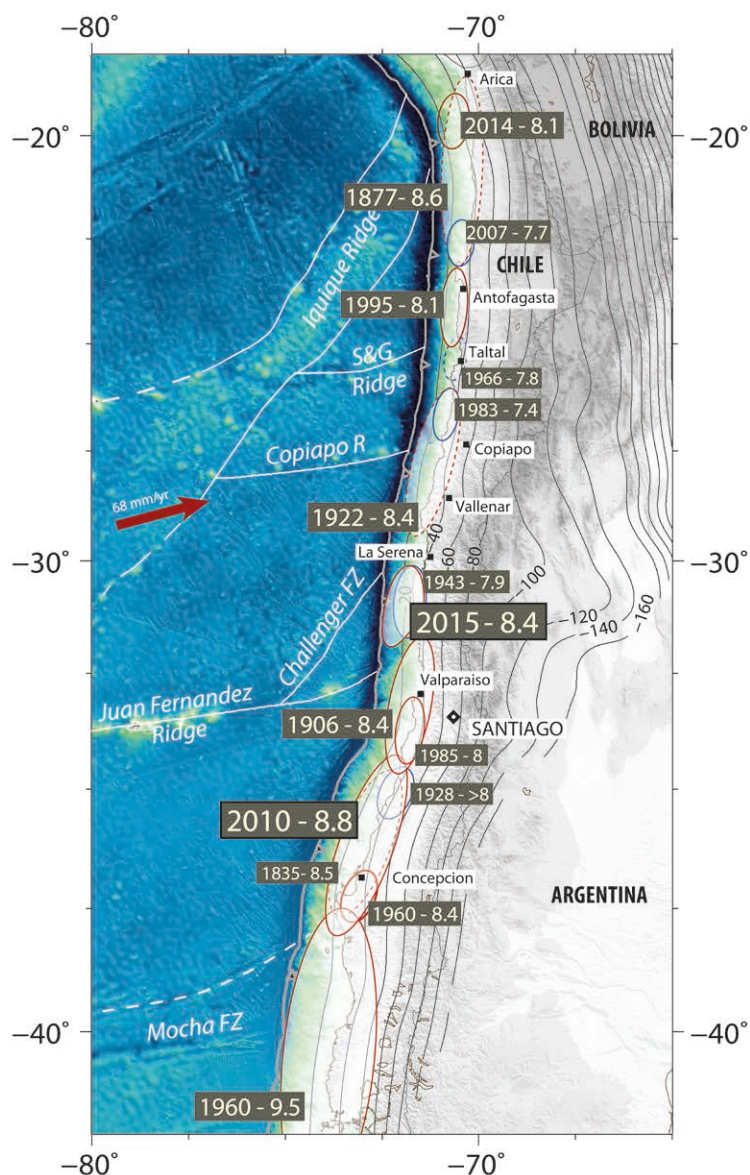


Figure 2. Distribution temporelle et spatiale des grands séismes de subduction de $M_w > 7.5$ depuis le 19^e siècle au Chili (Kelleher 1972, Lomnitz 2004, Beck 1998). La vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est indiquée en rouge. Topographie et bathymétrie issues de ETOPO1. Les lignes blanches représentent les principales structures bathymétriques de la plaque Nazca.

régions nous permet ainsi d'observer l'effet du premier séisme (Maule) sur les déformations en surface dans la région du deuxième séisme (Illapel), et de mieux comprendre leur incidence sur l'occurrence de ce séisme.

Dix ans de déformation étudiées par GPS au Centre-Chili

L'histoire commence en 1997 lorsqu'une soudaine augmentation de la sismicité est observée au mois de juillet dans la région de Coquimbo-La Serena (32-29°S) (Figure 3). Six séismes dits

de subduction (séisme inter-plaque entre la plaque chevauchante et la plaque subduite) de magnitude proche de 6 se produisent en deux mois. Le 15 octobre 1997, un séisme intra-plaque de $M_w 7.3$ se produit juste sous la ville de Punitaqui, occasionnant de nombreux dégâts. La sismicité dans la région continue d'augmenter et pas moins de 17 séismes de $M_w > 6$ s'y sont produits depuis. A partir de 2004, l'équipe de recherche sur la subduction Chilienne du laboratoire de Géologie de l'Ecole normale supérieure de Paris commence à installer un réseau de marqueurs GPS avec pour objectif de mesurer préci-

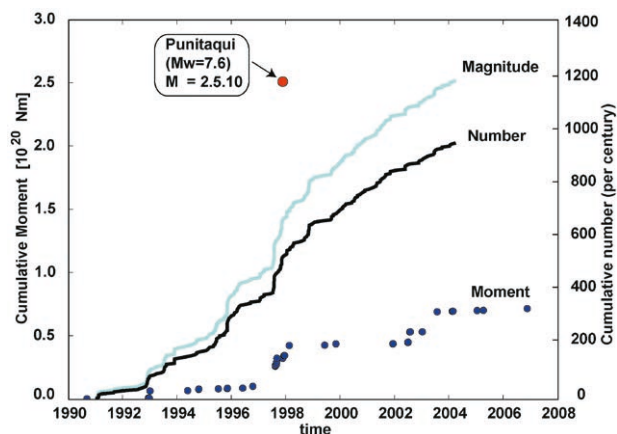


Figure 3. Moment sismique cumulé comparé au nombre de séismes en fonction du temps entre 1990 et 2008 dans la région de Coquimbo (Vigny et al., 2009).



Figure 4. Point géodésique en centrage forcé sur un marqueur.

sément la déformation de la plaque chevauchante [Vigny et al 2009].

En effet, avec plus de 4 000 km de côte chilienne, il n'est pas envisageable de couvrir la totalité de l'interface de subduction de stations GPS permanentes avec une densité suffisante. Mais les techniques de positionnement GPS permettent aujourd'hui d'atteindre des précisions millimétriques sur les positions horizontales des points mesurés lors d'une campagne de quelques jours. Une cinquantaine de marqueurs sont ainsi installés. Le principe est simple, on scelle un marqueur dans un affleurement rocheux, *a priori* stable (non fracturé) et solidaire de la croûte. Ce repère est muni d'un pas de vis, sur lequel l'antenne GPS peut être vissée directement à chaque visite (Figure 4). Par rapport à l'installation classique de trépieds, cette technique présente l'avantage de limiter les erreurs de centrage, de mise à niveau et de mesure de hauteur d'antenne.



Installée très proche du sol, l'antenne est nettement moins visible que sur un trépied, ce qui permet l'installation de sites relativement proches des routes, donc facilement accessibles.

La mesure est en contrepartie plus sensible aux trajets multiples, ainsi qu'aux masques. Il est donc indispensable de choisir des sites offrant un ciel bien dégagé, opération facilitée par l'environnement chilien, relativement désertique à ces latitudes. Une équipe munie d'un 4x4, 25 récepteurs et batteries externes, il n'en faut pas plus pour mesurer, en moins de trois semaines, une cinquantaine de points. Une telle organisation permet aussi de mesurer de nombreux points en simultanément, condition nécessaire à un traitement des données efficace en différentiel. La répétition annuelle de telles campagnes permet finalement de définir des vitesses de déplacements horizontales avec une précision de l'ordre de quelques mm/an en quelques années.

Le processus de traitement des données GPS utilisé est donc relativement classique, une stratégie différentielle avec le logiciel GAMIT [King and Bock 2000]. Mais le point capital réside dans leur combinaison (avec le filtre de Kalman GLOBK) et surtout leur mise en référence. En effet, nous étudions des déformations dont l'amplitude et les variations sont millimétriques, un système de référentiel robuste et stable est donc impératif. Avant 2010, ce système était défini par une douzaine de stations réparties sur tout le continent Sud-Américain, depuis son extrémité Sud jusqu'à la Guyane. Or, nous verrons un peu plus loin dans cet article que les déformations post-sismiques engendrées par le séisme géant de Maule en 2010 perturbent une très grande partie du continent, jusqu'à la côte Est de l'Argentine. Plusieurs stations du système initial doivent donc être éliminées. Fragilisé par une faible quantité de station, ce système devient d'autant plus sensible aux très fortes variations saisonnières qui rythment le bassin amazonien, dans lequel se trouvent un autre couple de stations du système. La fragilité technique (nombreux changements d'antenne notamment) de certaines stations

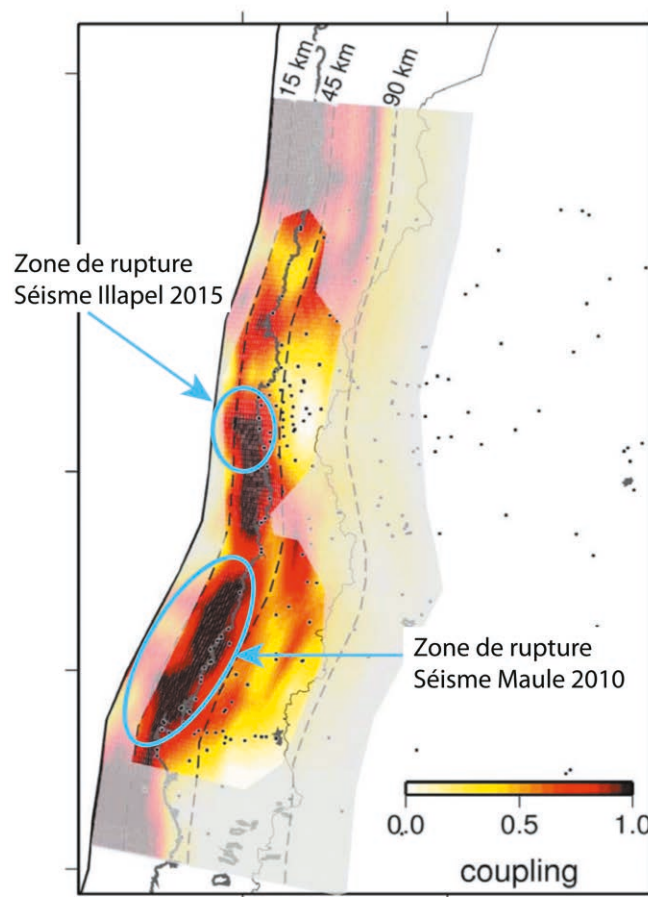


Figure 5. Modèle de couplage inter-sismique déterminé à partir des données de campagnes GPS entre 2004 et 2010 dans la région de Coquimbo (modifié d'après Métois et al., 2012).

restantes déstabilise complètement notre système initial.

Nous revoyons donc toute notre stratégie de mise en référence et décidons de stabiliser notre solution en la combinant avec les données mondiales traitées et mises à disposition par la SOPAC. Pour cela, nous fixons une trentaine de stations IGS réparties sur le globe, soigneusement choisies pour leur longueur, stabilité ainsi que pour leur éloignement des zones de déformation tectonique. Finalement, afin d'étudier la déformation engendrée par la subduction, il ne nous reste plus qu'à déterminer un référentiel appelé "Amérique du Sud stable" par minimisation des vitesses des stations localisées sur la partie supposée stable du continent, le craton brésilien. A noter que le référentiel Amérique du Sud stable défini par NNR Nuvel-1A ne permet en effet pas de minimiser ces vitesses, laissant des vitesses résiduelles systématiques de quelques 2 mm/an orientée vers le Nord. Vingt ans de campagne tout au long de l'interface chilienne ont ainsi permis de déterminer un champ de vitesse quasi-

continu avec un point environ tous les 20 km. On observe ainsi des vitesses de l'ordre de 20 à 40 mm/an, orientées Nord-Est, lorsqu'exprimées dans notre référentiel Amérique du Sud stable. Les vitesses obtenues sur l'interface chilienne exprimées dans ce référentiel témoignent de l'accumulation des contraintes sur le plan de faille et nous permet d'estimer le niveau de blocage, que l'on appellera couplage, entre les plaques Nazca et Amérique du Sud.

La densité spatiale de points de mesure a permis de mettre en évidence d'importantes variations latérales de ce couplage tout au long de l'interface, qui se traduisent par des variations d'amplitudes des vitesses de surface. Plus celles-ci sont fortes, plus le couplage est important. On observe aussi clairement sur certains profils une décroissance des vitesses en allant vers l'intérieur des terres, associée à une rotation dans le sens horaire des vecteurs. Plus ce comportement est marqué, plus il traduit là aussi un fort couplage. Enfin, si la rotation se fait sur une courte distance (~50 km), le couplage est superficiel sur l'interface. Nous construi-

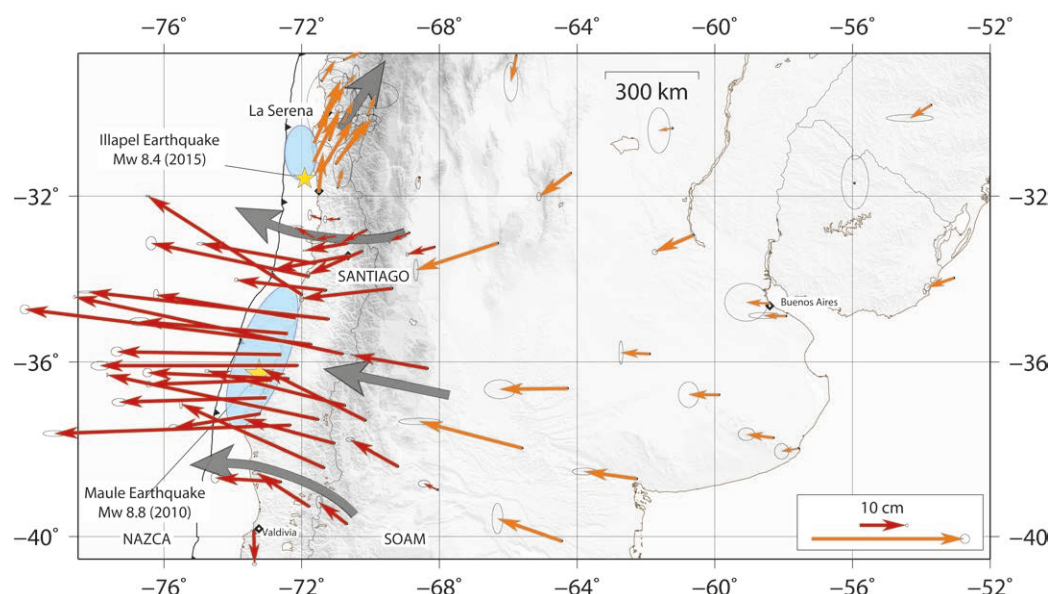


Figure 6. Déplacements horizontaux cumulés (cm) entre le lendemain du séisme du Maule et fin 2014, corrigé de l'inter-sismique. Attention au changement d'échelle (couleurs différentes). Les flèches épaisses grises représentent les différentes tendances. Les étoiles jaunes localisent les épicentres des séismes de Maule (~36°S) et d'Illapel (~31.5°S), les ellipses bleues leurs zones de rupture (modifié d'après (Klein et al., 2016)).

sons donc des réseaux de marqueurs denses et serrés, afin de capturer ces variations à très faible longueur d'onde. Finalement, on image une alternance entre segments fortement couplés et inter-segments faiblement couplés [Métois et al 2012].

Les travaux menés jusqu'ici ont permis de montrer que cette segmentation présente une bonne corrélation avec la segmentation sismo-tectonique de la subduction chilienne, c'est-à-dire les précédentes grandes ruptures et la sismicité de fond. Ainsi, les segments dits fortement couplés coïncident avec les zones où se sont déjà produits des séismes de magnitude supérieure à 8 au cours des 150 dernières années et présentant une sismicité de fond très faible.

A l'inverse, les inter-segments sont caractérisés par une sismicité de fond plus importante et l'absence de rupture majeure. Situés généralement aux terminaisons des précédentes grandes ruptures, ils semblent même se comporter comme des barrières. Dans la région de Maule (celle du séisme historique de Darwin, de 1835), le couplage est très élevé, proche de 100 % et la sismicité de fond est extrêmement faible. Dans la région de Coquimbo, où les derniers séismes de subduction majeur remontent à 1943 et encore avant à 1880 [Nishenko 1985], un couplage supérieur à 60 % est estimé à partir des mesures GPS faites entre 2004 et 2010 (Figure 5 - [Métois et al 2012]).

Le séisme de Maule et ses déformations post-sismiques

Le 27 février 2010, se produit le séisme de Maule, dans une zone qui avait été identifiée comme une lacune sismique [Ruegg et al 2009]. Avec une Mw de 8.8 et une zone de rupture de plus de 400 km de long, il se place dans les 10 plus gros séismes connus et surtout, il est le 3^e plus gros séisme du 21^e siècle, après les séismes de Banda-Aceh (Mw9.2, Indonésie, 2004) et de Tohoku-Oki (Mw9.1, Japon, 2011). Dans cette région, les premières stations permanentes GPS sont installées depuis 2004 et un large réseau de campagne (installé à partir de 1996) a déjà été mesuré 3 fois. Il a donc été possible de capturer une partie de la phase inter-sismique précédant le séisme et d'enregistrer très précisément la phase co-sismique du 27 février 2010, c'est-à-dire le déplacement du séisme lui-même. Un déplacement maximum de presque 5 mètres est ainsi enregistré à la côte. Dès le lendemain du séisme, un large effort de densification du réseau de stations permanentes est engagé par l'ensemble de la communauté géophysicienne internationale, permettant d'enregistrer les déformations post-sismiques.

Ces déformations qui se déclenchent tout de suite après le séisme, ont 3 sources différentes, caractérisées par différentes échelles temporelles et spatiales. Pour en comprendre les effets

à différentes échelles, nous diviserons la zone d'étude en trois zones géographiques, fonctions de leur distance à la fosse. On parlera de champ proche pour parler des 300 premiers kilomètres de la fosse face à la zone de rupture, de champ moyen entre 300 et 500 km et de champ lointain au-delà et au Nord et Sud de la rupture.

Le premier mécanisme post-sismique est le rebond poro-élastique [Jonsson et al. 2003]), dû à la circulation des fluides à l'intérieur des couches superficielles qui conduirait à un rééquilibrage de la pression hydrostatique. Ce mécanisme est caractérisé par des déformations très localisées, de l'ordre de 30 km et durant quelques mois. Le second mécanisme est appelé afterslip. Il s'agit d'un glissement asismique, lent, qui se produit sur le plan de faille, au niveau de la zone de rupture co-sismique. Ce glissement peut durer plusieurs jours à plusieurs années et affecte les champs proches et moyens [Marone et al 1991]. Enfin, le 3^e mécanisme est la relaxation viscoélastique dans les couches profondes de la Terre. Les contraintes co-sismiques générées par un séisme se propagent et se relaxent dans ces couches qui se comportent de manière visqueuse [Savage 1983]. Ce mécanisme engendre des déformations sur de très grandes distances et sur plusieurs décennies.

Cinq ans de données GPS enregistrées suite au séisme de Maule au Chili, mais aussi en Argentine et au Brésil,



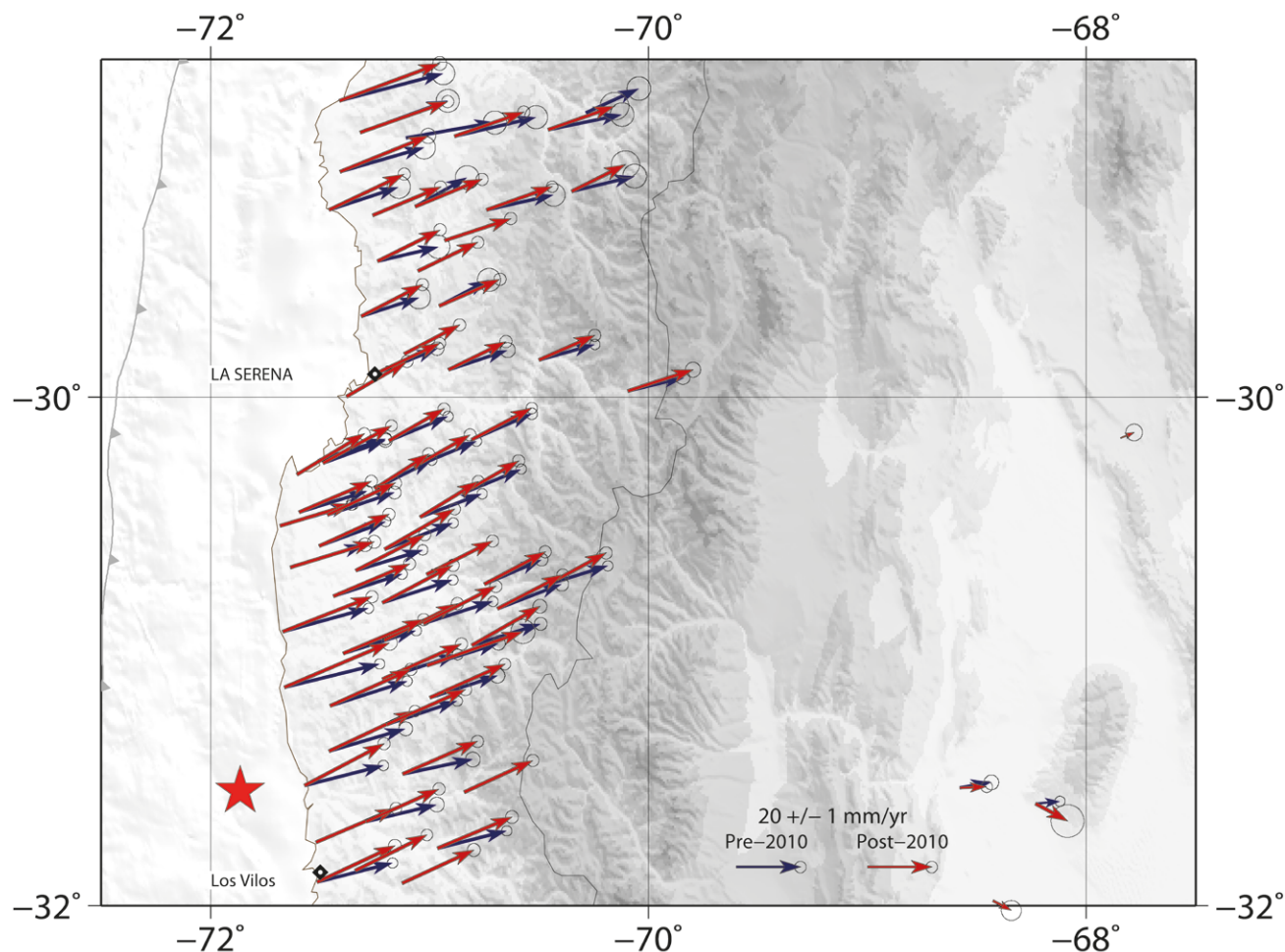


Figure 7. Champ de vitesse inter-sismique (mm/an) déterminé à partir des mesures de campagnes entre 2004 et 2010 en bleu, entre 2010 et 2015 en rouge. L'étoile rouge localise l'épicentre du séisme d'Illapel (16 septembre 2015).

nous a permis d'observer les déformations post-sismiques jusqu'à plus de 1 600 km du séisme lui-même. Pour cela, toutes les données sont corrigées de leur vitesse inter-sismique, estimée directement sur les séries temporelles. En horizontal, dans la zone située directement face à la zone de rupture du séisme, on observe des déplacements orientés plein Ouest, donc vers la fosse de subduction. L'amplitude de ces déformations décroît en fonction de la distance à la fosse mais reste mesurable jusqu'à Buenos Aires, sur la côte Est Argentine (plus de 1 600 km de la fosse). Après 5 ans, on mesure un déplacement cumulé de plus de 50 cm au Chili, et de l'ordre du cm à l'Est argentin (Figure 6). Aux limites Nord (~33°S) et Sud (~39°S) de la zone de rupture, on observe une rotation très nette des déformations, impliquant un mouvement de divergence par rapport à la zone de rupture. A partir de 32°S, dans la région de Coquimbo et plus au

Nord, les stations se déplacent vers le Nord-Est avec des vitesses de l'ordre de 5 mm/an.

On réalise des modélisations aux éléments finis (en adoptant une géométrie 3D sphérique) pour interpréter ces observations par une combinaison des mécanismes de relaxation viscoélastique dans l'asthénosphère et d'after-slip [Klein et al, 2016]. Ces modèles nous permettent de conclure que l'amplitude des déformations horizontales ainsi que le champ de déformation vertical (que nous ne détaillerons pas plus dans cet article) en champ proche est majoritairement due à l'after-slip. En revanche, le champ de déformation en champ moyen et lointain, c'est-à-dire en Argentine mais aussi au Nord et au Sud de la zone du séisme de Maule peut être reproduit par de la relaxation viscoélastique dans l'asthénosphère, pour laquelle on définit une viscosité d'environ 5.10^{18} Pa.s

Le séisme d'Illapel a-t-il été déclenché par celui de Maule ?

Revenons maintenant à la région de Coquimbo, située pour rappel à plus de 500 km au Nord de la zone de rupture du Maule, où l'on compare les vitesses estimées entre 2004 et 2010 à celles estimées entre 2010 et 2015. Comme on l'a vu, les déformations post-2010 enregistrées dans cette région (Figure 6) présentent une orientation quasiment identique à celles des vitesses inter-sismiques pré-Maule (Figure 7 – vecteurs bleus), c'est-à-dire Nord-Est. Les déformations post-sismiques s'ajoutent donc aux déformations inter-sismiques, impliquant une augmentation des vitesses dans la région (Figure 7 – vecteurs rouges). Cette augmentation de quelque 15 % induit finalement une augmentation des contraintes dans ce qui correspond à la zone de rupture du séisme d'Illapel du 16 septembre 2015,



soit plus de 5 et demi après le séisme de Maule.

Ce type de séquence n'est pas inédit. En Indonésie par exemple, le séisme de Benkulu (Mw 8.4) se produit au Sud de la zone de rupture du séisme géant de Banda-Aceh (Mw9.2, 2004) 3 ans après celui-ci, en 2007. Cependant, comme expliqué en introduction, l'Indonésie s'avère particulièrement difficile à étudier par géodésie spatiale, étant un archipel d'îles. Cette fois encore, le Chili représente une occasion sans précédent de mieux comprendre l'enchaînement des séismes de Maule et d'Illapel, grâce à la quantité de données disponible. En effet, moins d'un mois après le séisme d'Illapel, une intervention post-sismique a été menée dans la région, au cours de laquelle la cinquantaine de sites du réseau d'Ovalle – La Serena ont été remesurés. Connaissant la vitesse pré-sismique, nous pouvons interpoler la position théorique des sites au moment du séisme et donc déterminer, par différence avec la position réelle issue de la dernière mesure, une valeur de saut co-sismique. Ces données, en cours de traitement au laboratoire de Géologie de l'ENS, permettront de définir précisément la zone de la rupture du séisme ainsi que la distribution de glissement co-sismique sur l'interface de subduction. Nous disposons maintenant d'un échantillonnage précis de toutes les phases du cycle dans les deux régions voisines :

- La phase inter-sismique pré-Maule, 2004 -2010
- La phase co-sismique du séisme géant de Maule, 2010
- La phase post-Maule, 2010-2015, pendant laquelle se mélangent les déformations post-sismiques et inter-sismiques dans la région d'Illapel
- La phase co-sismique du séisme d'Illapel 2015

En plus de l'étude autour du séisme lui-même, nos recherches se concentrent maintenant à quantifier précisément la propagation des contraintes dues au post-sismique du Maule. L'enjeu est en effet de déterminer si les déformations post-sismiques du Maule ont pu accélérer l'occurrence voire déclencher le séisme d'Illapel, à plus de 500 km au Nord de la zone du Maule [Ruiz et al, Submitted]. ●

Contact

Emilie KLEIN

Post-Doc à l'Institut Physique du Globe de Strasbourg
klein.emilie1@gmail.com

Références

- [Beck S., 1998] Beck S., Barrientos S., K. E. R. M. (1998). *Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone*. Journal of South American Earth Sciences, 11:115-129.
- [Jonsson, 2013] Jonsson, S. (2013). *Volcanology: Sunken volcanoes*. Nature Geoscience, 6(8):591-592.
- [Jonsson et al., 2003] Jonsson, S., Segall, P., Pedersen, R., and Bjornsson, G. (2003). *Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients*. Nature, 424.
- [Kelleher, 1972] Kelleher, J. (1972). *Earthquakes and some predictions*. Journal of Geo-physical Research, 77.
- [King and Bock, 2000] King, R. and Bock, Y. (2000). *Documentation for the GAMIT Analysis Software, release 10.0*.
- [Klein et al., 2016] Klein, E., Fleitout, L., Garaud, J.D., and Vigny, C. *Afterslip and viscoelastic relaxation model inferred from the large scale postseismic deformation following the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake (Chile)*. Accepted in Geophysical Journal International.
- [Lomnitz, 2004] Lomnitz, C. (2004). *Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535-1960*. Seismological Research Letters, 75:368-378.
- [Marone et al., 1991] Marone, C. J., Scholtz, C. H., and Bilham, R. (1991). *On the mechanics of earthquake afterslip*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96(B5):8441-8452.
- [Métis et al., 2012] Métis, M., Vigny, C., and Socquet, A. (2012). *Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone*. Journal of Geophysical Research, 662:120-131.
- [Nishenko, 1985] Nishenko, S. P. (1985). *Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012), 90(B5):3589-3615.

[Ruegg et al., 2009] Ruegg, J.C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabaliér, J.C., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., and Dimitrov, D. (2009). *Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between constitucion and conception in Chile*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, pages 78-85.

[Ruiz et al., Subm] Ruiz, S., Klein, E., del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Métis, M., Vigny, C., Baez, J.C., Vargas, G., Leyton, F., Madariaga, R., and Fleitout, L. *The seismic sequence of the 16 September 2015, Illapel Mw8.3 earthquake*. Submitted to Seismological Research Letters.

[Savage, 1983] Savage, J. C. (1983). *A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88(B6):4984-4996.

[Vigny et al., 2009] 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):86-95.

ABSTRACT

On 16th September 2015, the Mw8,3 Illapel earthquake occurred in the region of Coquimbo, central Chile. In this area, the last Mw 8+ megathrust earthquake had occurred in 1943 and we observe an unusual seismicity since 1997. The GPS campaigns conducted in the region for 15 years allowed us to study the deformation in surface associated with stress accumulation before the earthquake. In 2010, 500 km South, occurred the giant Maule earthquake (Mw8,8) in a region also closely monitored by GPS. Moreover, we observed the postseismic deformation controlled by the viscoelastic relaxation of the deep layers of the earth, that was triggered by the Maule earthquake. This deformation is still measurable nowadays across the whole continent, and especially in the region of the 2015 earthquake. In this study, conducted in the Geology Laboratory of ENS (Paris), we relate two decades of deformation monitored by GPS in those two nearby regions, trying to understand the possible interactions between the two earthquakes.