

Rapport Scientifique sur les activités menées par le LIA « Montessus de Ballore »

- 2014 -

Co-responsables : Jaime Campos (U-Chile-Géophysique), Christophe Vigny (ENS)

En 2014, les activités coordonnées dans le cadre du LIA ont porté essentiellement sur la crise sismique du Nord Chili et les séismes d'Iquique des 1^{er} et 3 avril 2014, incluant la séquence précurseur aux séismes de Janvier à Avril. A cette occasion les mesures de l'inclinomètre longue base installé non loin d'Iquique se révèlent précieuses et extrêmement riches en information. Il semble que des signaux précurseurs de très petite amplitude, à la limite de la résolution du GPS mais détectés par l'inclinomètre longue base de Santa Rosa aient été enregistrés et surtout quantifiés. Par ailleurs, les travaux tectoniques menés sur la géomorphologie côtière et la faille de San Ramon ont été menés à leurs termes.

Il est à noter que la plus grande part des activités menées dans le cadre du LIA sont soutenues par des financements extérieurs : projets ANR (MEGA-Chile sur 2013-2015), projets CONYCIT, BQR ENS [IDEX PSL*], BQR IPGP et LABEX UNIVEARTH Paris-7 [IDEX Sorbonne Paris Cité]; soutien chantier instrumenté labélisé INSU, ITN Européen ZIP, etc ... Le financement du LIA stricto-sensu permet l'animation scientifique et une participation à la maintenance des infrastructures d'observation, il ne représente que quelques % des sommes totales engagées.

1. Étude sismologique de la crise d'Iquique 2014

Raul Madariaga, Sergio Ruiz, Gianina Meneses, Efraín Rivera, Sergio León, Jaime Campos, Christophe Vigny, Marianne Métois, Martin Vallée, Rapahel Grandin.

L'année 2014 a été marquée par l'étude de la suite de séismes qui s'est produit au Nord du Chili dans la lacune sismique d'Iquique. Cette région qui a été le site du méga séisme de Tarapaca de 1877 a été identifiée dans les années 1980 comme le site probable d'un prochain méga séisme au cours du siècle actuel. Le 1 Avril 2014 un important séisme de Magnitude 8.1 s'est produit au large d'Iquique, déclenchant un tsunami modéré. Beaucoup de dégâts matériels ont eu lieu, mais ce n'était pas le méga séisme attendu et redouté.

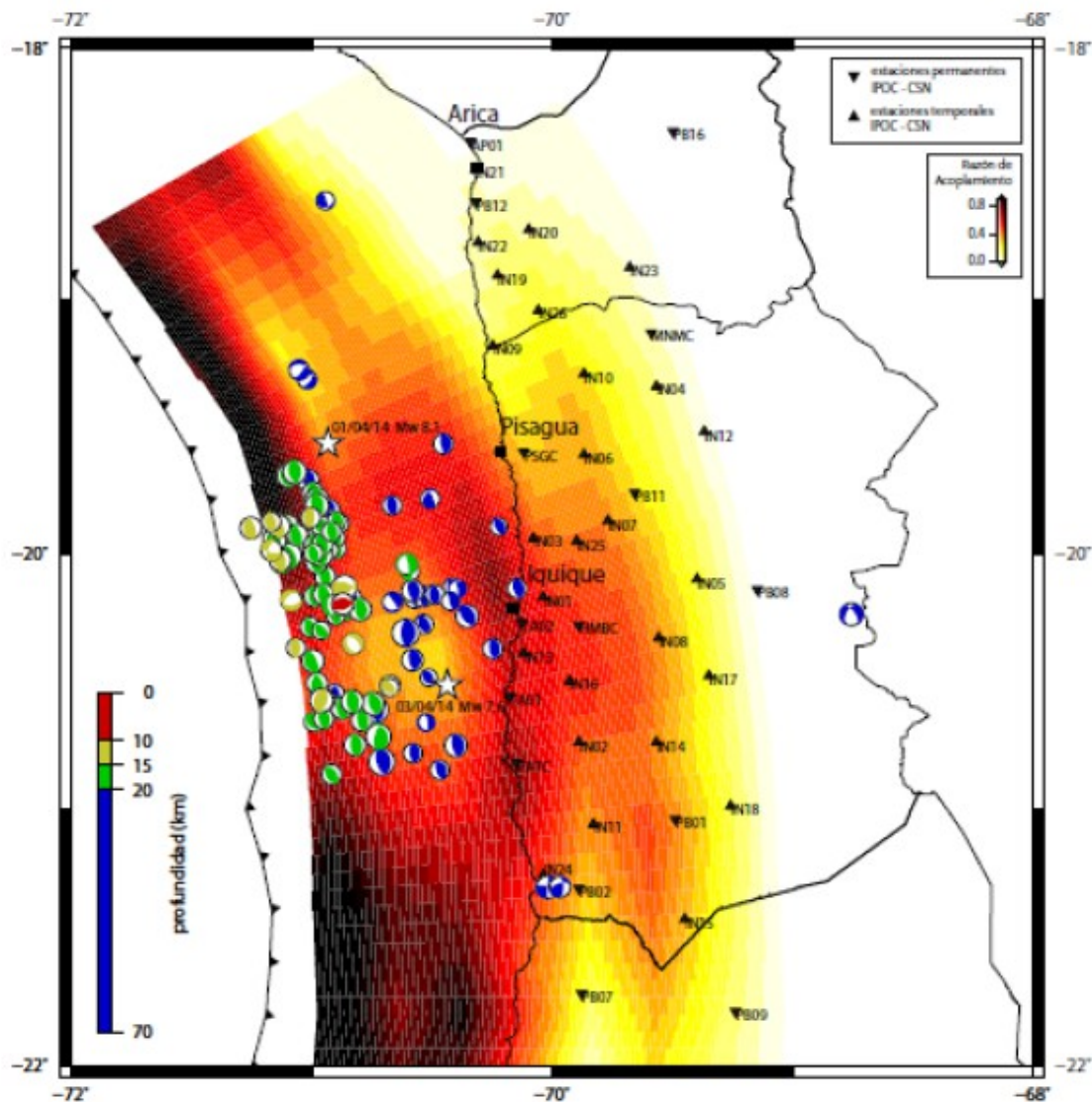


Figure 1. Sismicité associée au séisme d'Iquique du 1 Avril 2014. Ce séisme très complexe a débuté par une première rupture indiquée par l'étoile blanche au Nord de la zone d'activité sismique. Les mécanismes au foyer sont coloriés en fonction de leur profondeur. Ces mécanismes ont été déterminés par inversion du Tenseur de Moments Régional (RMT). Deux observations intéressantes sont (1) la zone d'activité est très étalée avec une forte concentration dans la zone de transition entre régions couplées en rouge-noir et régions peu couplées en orange-jaune. (2) Contrairement aux séismes de Maule (Centre du Chili) 2010 et Tohoku (Nord-est du Japon) 2011 l'activité est très forte dans une zone située à moins de 20 km de la fosse. Au Japon et au Chili les répliques étaient beaucoup plus profondes.

Ce Séisme est extrêmement intéressant car il a été précédé par plusieurs années d'activité sismique et un très probable événement sismique lent. Une brève histoire de la sismicité d'Iquique depuis 2008, data à laquelle a été installé le réseau PBO du LIA comprend plusieurs séismes au large d'Iquique, puis une série de essais sismiques localisés au bord la zone faiblement couplée de la zone de subduction identifiée par Métois et collaborateurs en 2013. A partir de Juillet 2013 cette activité s'est intensifiée, les sites des essais se sont déplacés vers le Nord et finalement le 16 Mars 2014 s'est produit le premier séisme précurseur qui a conduit au déclenchement du séisme principal du 1 Avril 2014. L'activité s'est poursuivie pendant plusieurs mois d'intenses répliques et actuellement elle revient lentement à la situation normale des années 2009, 2010.

Le séisme a été observé par le plus grand réseau sismologique jamais disponible au Chili . Il comprenait le réseau permanent Plate Boundary Observatory du LIA « Montessus de Ballore », le réseau Iquique Local Network de notre partenaire allemand le GFZ, et il a été renforcé au lendemain du 16 Mars par un réseau d'intervention de l'Université du Chili à Santiago (DGF). L'ensemble de ces données est en cours d'exploitation principalement par l'équipe chilienne membre du LIA « Montessus de Ballore » dirigée par le prof. Sergio Ruiz à Santiago et par R. Madariaga et G. Meneses à l'ENS Paris.

2. Inclinométrie longue-base : Observation de glissement lent associés à l'activité pré-sismique de la crise d'Iquique 2014

Frederick Boudin¹, Pascal Bernard², Manuel Olcay³, Carlos Tassera³, El-Madani Aissaoui², Jean-Paul Boy⁴, Marie-France Esnault², Alex Necessian², Christophe Brunet² and Jean-Pierre Vilotte².

(1)Géosciences Montpellier, Montpellier Cedex 05, France,

(2)Institut de Physique du Globe, Paris, France,

(3)Universidad Arturo Prat Iquique, departamento de Fisica, Iquique, Chile,

(4) EOST École et Observatoire des Sciences de la Terre, Strasbourg Cedex, France,

En juillet 2012, la station inclinométrique longue base (~ 50m) de Santa Rosa de l'observatoire IPOC a été remise en route. Elle dispose de deux composantes EW et N330°E installées à 150 m de profondeur en tunnel. Elle se trouve à 10 km au sud-est de la ville d'Iquique. Elle a pu fonctionner sur une durée suffisamment longue, pour observer une déformation long terme du même ordre de grandeur que le chargement inter-sismique observable par mesure GPS (voir fig. 1). Malgré une interruption liée à une activité minière à plusieurs centaines de mètres et à la destruction de son alimentation solaire, la station était à nouveau opérationnelle pendant les 3.5 mois d'activité pré-sismique liée à l'événement majeur de Pisagua de Mw8.1 survenu le 1^{er} Avril 2014. Cette station se trouve à 90 km au SE de l'épicentre principal et à 50 km au NE de la réplique principale.

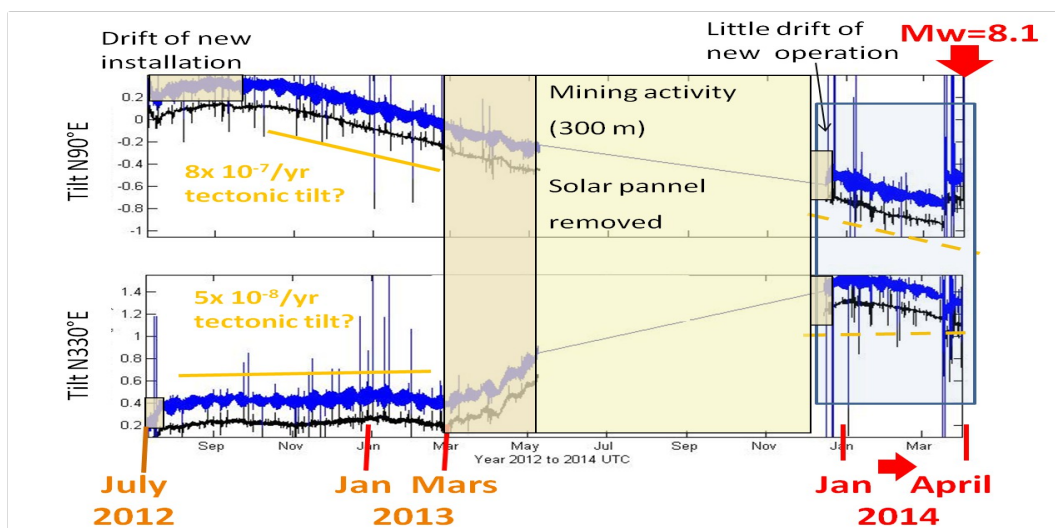


Figure 1 : ensemble des données inclinométriques de la station Santa Rosa entre juillet 2012 et Avril 2014.

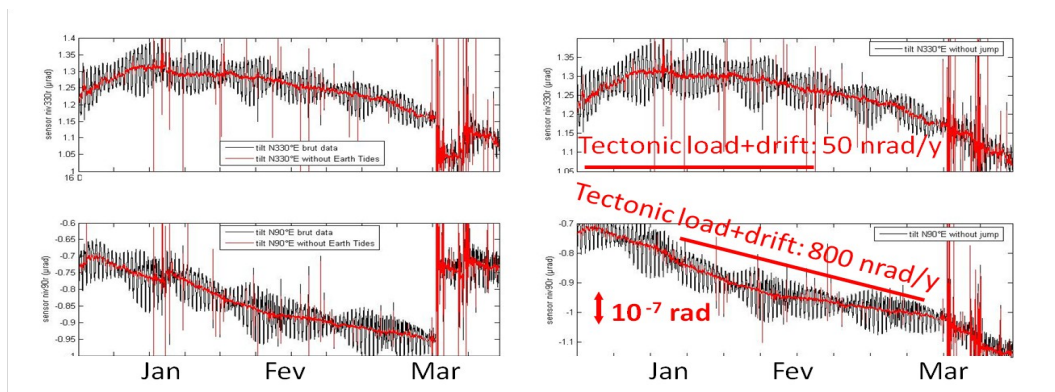


Figure 2 : zoom sur les 3.5 mois avant le séisme de Pisagua Mw8.1 du 1^{er} avril. Suppression des sauts et des signaux cosismiques. Et retrait de la marée terrestre.

Ces instruments ont une résolution de 10^{-9} rad et une stabilité meilleure que 10^{-8} rad / mois (Boudin & al., 2008, 2013). Nous présentons ici les enregistrements et leur interprétation en termes d'une éventuelle succession de glissements lents modérés avant le choc principal. L'enregistrement a redémarré le 15 décembre 2013. Après la stabilisation, le taux d'inclinaison vers l'ouest a pris une valeur stable, environ 8×10^{-7} rad / an. Pour la composante N330°E, la valeur se stabilise également vers 5×10^{-8} rad/an correspondant très sensiblement aux mêmes taux de déformation enregistrés l'année précédente et du même ordre de grandeur que la charge inter-sismique.

Pour la station de Santa Rosa Nous avons pu constater sur l'ensemble des données inclinométriques que l'observation des déformations cosismiques n'était pas en accord avec les calculs issus des modèles OKADA. Cette station se trouve dans un milieu composé de Gneiss fortement fracturé, à la différence du site de Neuquen construit dans un granit peu fracturé. Dans ce cas, lors de petites crises sismiques avec des $5 < Mw > 6$, les signaux cosismiques observés étaient en accord avec les modélisations OKADA. Pour Santa Rosa, nous pensons que l'instrument reste alors sensible à des effets non-linéaires locaux produits par les grosses fractures à l'échelle du site. Notre objectif étant d'observer les déformations lentes nous avons décidé d'enlever tous les sauts ou signaux cosismiques (fig. 2). Nous avons effectué, après l'avoir modélisée, un retrait de la marée terrestre. Puis nous avons modélisé des variations de charge atmosphérique à l'échelle continentale (voir fig. 3). Cette dernière correction montre que les inclinomètres longue base sont suffisamment stables pour observer des déformations de très faibles amplitudes (5 nrad) à très grande échelle spatiale, et que la résolution sur plusieurs mois d'enregistrement est au moins égale à 5 nrad. Nous avons vérifié également que les signaux lents ne pouvaient pas être produits par des variations de pression atmosphérique et de température à l'échelle du site.

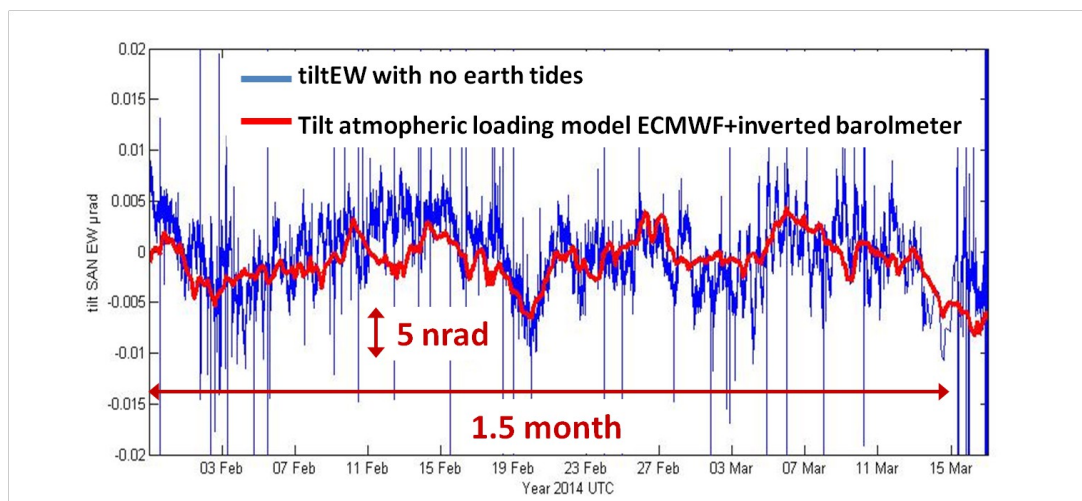


Figure 3 : Modélisation du chargement atmosphérique à l'échelle continentale (courbe rouge). Observation en direction EW (courbe bleu).

Au début et pendant la première crise pré-sismique commençant entre le 5 et le 8 janvier, les signaux inclinométriques sur les 2 composantes ont eu une décroissance rapide de quelques dizaines de nanorad vers le SW sur une durée de 1 semaine (phase A) puis une phase de stabilisation sur les 2 composantes jusqu'au début Février (voir fig. 4 b & c). A partir du 2-4 Février (phase B), en direction NS le signal se ré-incline toujours vers le Sud avec une valeur de 40 nrad/mois soit une inclinaison globale vers le SE. Toujours en direction NS, on peut noter une augmentation du taux d'inclinaison à partir du 5 mars. En direction EW, le sens d'inclinaison change avec un taux assez constant de 40 nrad/mois vers l'Est jusqu'au choc précurseur majeur de Mw6.7 le 16 mars 2014. Ce dernier ainsi que d'autres événements pré-sismiques de Mw>6 le 17, le 22 et 23 Mars, produisent alors de grandes étapes d'inclinaison, mais le taux d'inclinaison entre ces événements reste stable (phase C), proche de celle de la phase A.

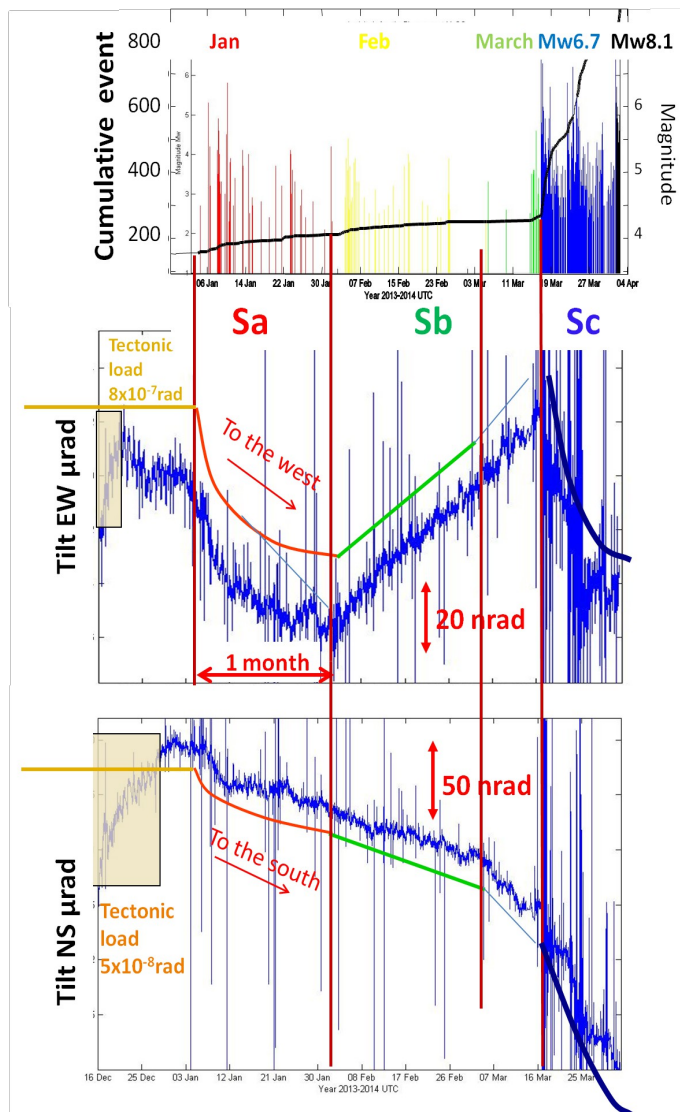


Figure 4a : évolution temporelle des différentes crises pré-sismiques du mois de janvier, février et mars 2014. On représente ici le nombre d'événement au cours du temps et la magnitude M_w correspondante.

Figure 4b : variation inclinométrique en direction EW à la station de Santa-Rosa. Les glissements observés sont corrélés avec les différentes crises sismiques. Une crise A début du 3 janvier au 13 janvier 2014 et une autre crise C du 16 Mars au 1 avril 2014.

Figure 4b : variation inclinométrique en direction NS à la station de Santa-Rosa. Les glissements observés sur cette composante sont en phases avec celles observées en direction EW.

L'utilisation de modélisation OKADA pour expliquer l'ensemble des très faibles amplitudes inclinométriques relevées lors des différentes phase A, B et C montre que les glissements lents associés sont localisés à l'Est de la crise pré-sismique de janvier mais aussi à l'Est de la plus grosse réplique $M_w 7.7$. Les mécanismes et les moments sismiques utilisés correspondant ont une magnitude équivalente M_w comprise entre 5 et 6 (voir figure 5).

Cette étude, nous montre également que la grande source de glissement lent concentrée dans la zone épiscopale proposé par Ruiz et al. (2014) avec un moment sismique de $4.4 \times 10^{19} \text{ Nm}$ n'est pas prise en compte pour expliquer les observations. Cette source hypothétique produirait un signal inclinométrique plus important sur la composante EW de l'ordre de $-8 \times 10^{-8} \text{ rad}$ et en proche de $+10^{-7} \text{ rad}$ en direction NS, ce qui n'est pas observé, et nous conduit à rejeter ce modèle.

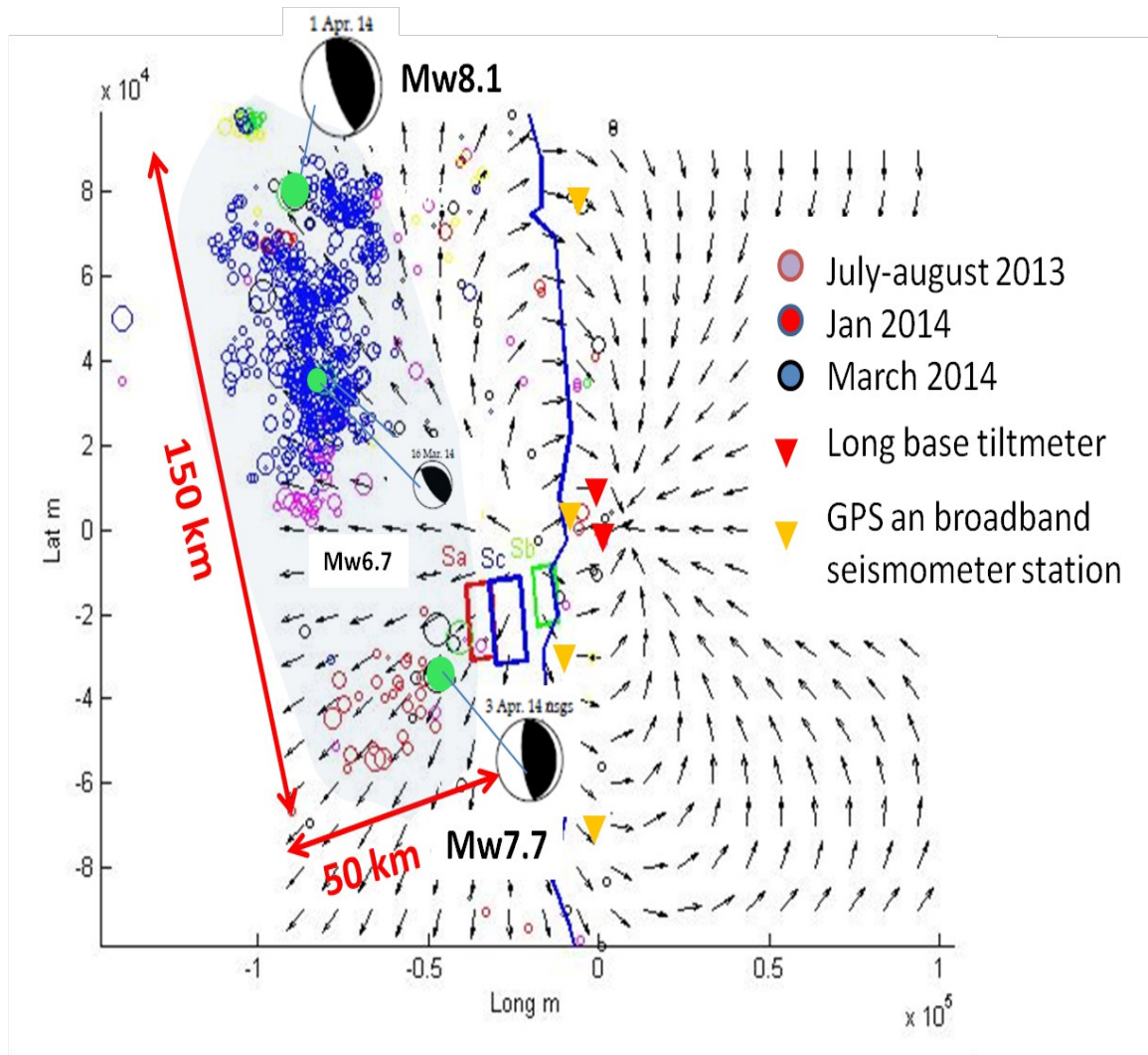


Figure 5 : Localisation des glissements lent des phases A, B et C par modélisation direct avec OKADA des amplitudes inclinométriques observées. Les flèches en noire positionnées respectivement par rapport à la station de Santa Rosa représentent l'azimut du tilt produit par glissement lent virtuel en ce lieu. Les événements de la crise pré-sismique de janvier 2014 au sud de l'événement principal sont représentés par un cercle rouge. Ceux de la crise de juillet Aout en mauve et enfin ceux de la crise principale à partir du 16 mars 2014 en bleu.

3. Backprojection imaging of the high-frequency sources of the 2014 Mw 8.2 Pisagua earthquake and of its largest Mw 7.7 aftershock.

C. Satriano, N. Poiata, P. Bernard, J.-P. Vilotte

We studied the high-frequency (HF) radiation associated to the main Pisagua rupture (Mw 8.2) and to its largest aftershock (Mw 7.7), integrating global and regional seismic observations.

At teleseismic scale, we imaged HF radiation sources (0.5 – 1.0 Hz) from backprojection (BP) of direct P-waves recorded at North American stations (Figs. 1 and 3). At regional scale, we used accelerometers from the IPOC/CSN and ONEMI networks (in the band 0.05 – 0.5 Hz), using a new BP approach, based on high-order statics signal representation (Poiata et al., 2015; Figs. 2 and 4). This method allows dealing with the wavefield complexity related to the extended source duration, and to the local velocity structure

The BP images for the mainshock (Figs. 1 and 2) show compatible results between teleseismic and regional approaches, with SE, down-dip rupture propagation at apparent speed of ~2 km/s. HF emissions are mainly located at the borders of large slip areas (kinematic model from Vallée et al., 2014), suggesting slip acceleration/deceleration as possible mechanism of HF emission. In particular, HF emissions close to the coast might be associated to the down-dip rupture arrest. We also observe, on both the teleseismic and regional images, delayed HF sources (in green on Figs 1 and 2) related to a possible re-rupturing of the same asperities, with a ~50 s delay. Teleseismic images have no resolution in depth, whereas regional images have good depth resolution for HF sources close to the stations, and the depth location is compatible with sources on the plate boundary.

We further imaged the largest, Mw 7.7 April 3 aftershock (Figs. 3 and 4). Also in this case, teleseismic and regional images show similar HF source locations, at the borders of the two main slip patches imaged by Vallée et al. (2014). Depth location, for regional image, is not well constrained for the first patch, but very well retrieved for the second patch, with a source located at the plate boundary. The BP result confirms the interpretation of the two slip patches as separate asperities; the observation of HF radiation at the downdip border of the first asperity might suggest that the rupture stopped at this location for then jumping to the second asperity. This is compatible with the hypothesis of a partially decoupled zone between the two asperities, where a slow-slip event is located by Boudin et al. (2014).

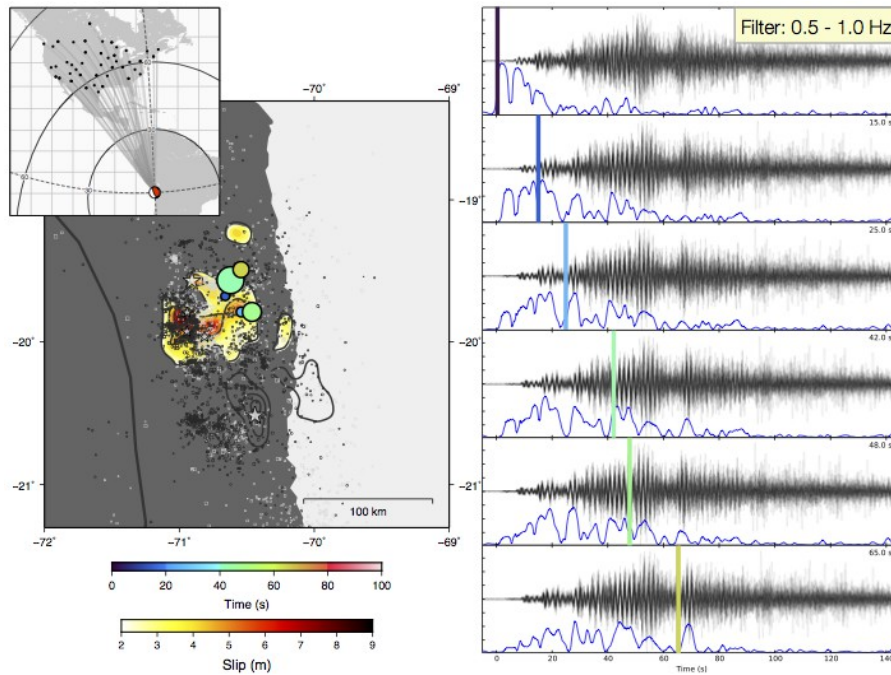


Figure 1. Telesismic backprojection (BP) of the main shock. Upper left: teleseismic stations in North America. Lower left: BP peaks (circles, colored by elapsed time since origin, scaled by relative energy) superimposed to the kinematic slip model of Vallée et al. (2014). Gray contours to the south are the two main slip areas of the Mw 7.7 aftershock; stars indicate the epicenters of the main shock and of the largest Mw 7.7 aftershock; white and black dots are foreshocks and aftershocks, respectively. Right: stack plots of vertical velocity recordings at the teleseismic stations, aligned according to the relative travel time from each BP peak; the arrival time of each peak is indicated by the vertical bar, colored according to the time scale on the left. In blue is the semblance function indicating waveform coherency with time.

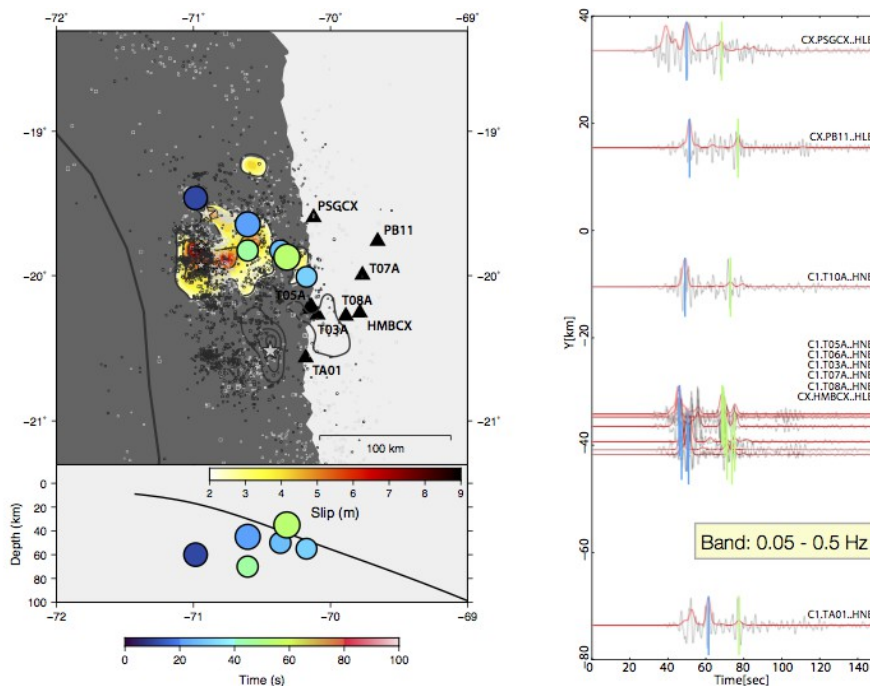


Figure 2. Regional backprojection (BP) of the main shock. Left: BP peaks (circles, colored by elapsed time since origin) superimposed to the kinematic slip model of Vallée et al. (2014). Regional stations used for BP are indicated by black triangles with labels. The depth section shows a slab profile from the USGS Slab1.0 model. All other elements as in Fig. 1. Right: regional EW acceleration traces. In red is the characteristic function used for BP, the vertical bars indicate arrival times from the corresponding BP peaks (same color scale).

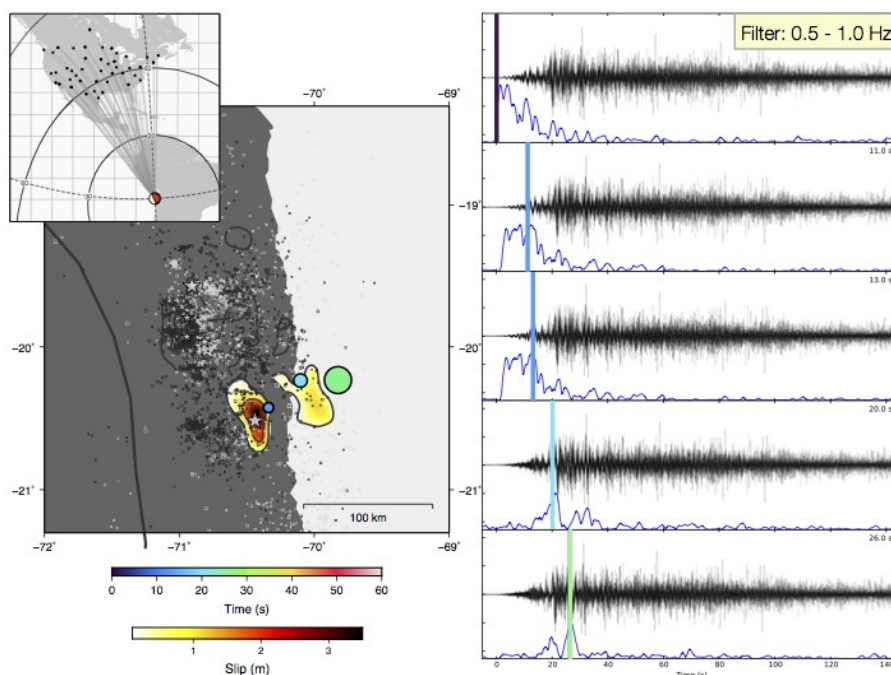


Figure 3. Telesismic backprojection (BP) of the Mw 7.7 aftershock. Upper left: teleseismic stations in North America. Lower left: BP peaks (circles, colored by elapsed time since origin, scaled by relative energy) superimposed to the kinematic slip model of Vallée et al. (2014). Gray contours to the north correspond to the slip model for the main shock. All other elements as in Fig. 1. Right: stack plots of vertical velocity recordings at the teleseismic stations, aligned according to the relative travel time from each BP peak. The arrival time of each peak is indicated by the vertical bar, colored according to the time scale on the left. In blue is the semblance function indicating waveform coherency with time.

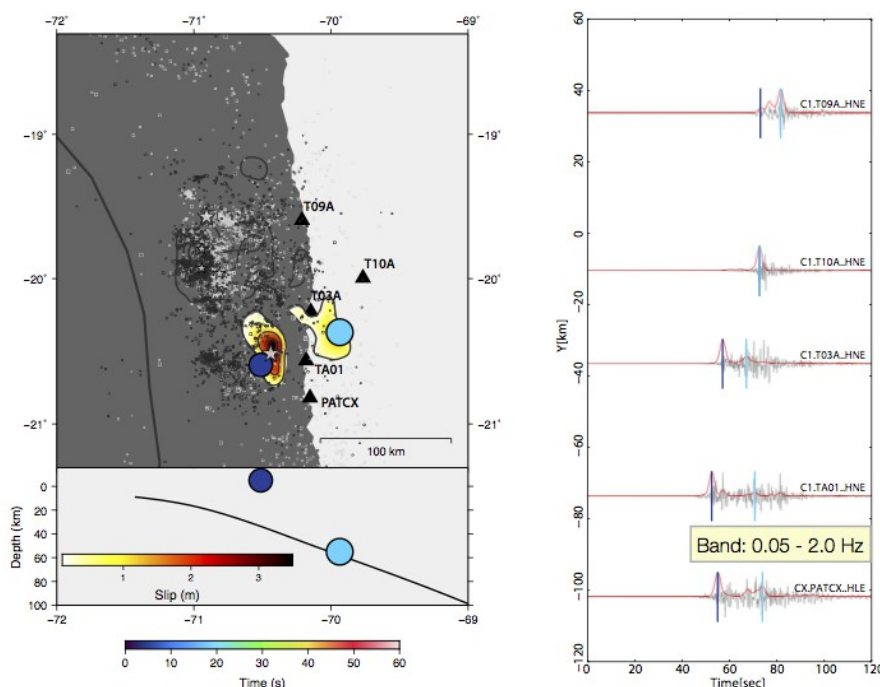


Figure 4. Regional backprojection (BP) of the Mw 7.7 aftershock. Left: BP peaks (circles, colored by elapsed time since origin) superimposed to the kinematic slip model of Vallée et al. (2014). Regional stations used for BP are indicated by black triangles with labels. The depth section shows a slab profile from the USGS Slab1.0 model. All the other elements as in Fig. 3. Right: regional EW acceleration traces. In red is the characteristic function used for BP, the vertical bars indicate arrival times from the corresponding BP peaks (same color scale).

4. La séquence sismique de Pisagua-Iquique de 2014

Raphael Grandin, Martin Vallée, Marianne Métois

La séquence sismique d'avril 2014 a rompu une partie de la subduction Nord-Chili, au large d'Iquique. La zone affectée correspond à la partie sud du segment de « Camarones ». Ce segment relativement fortement couplé avait précédemment été identifié par les études de couplage déduites du GPS [Métois et al., 2013 ; Béjar et al., 2013]. La séquence a consisté en un choc principal de magnitude Mw8.1 le 1^{er} Avril, suivi par une très forte réplique de magnitude Mw7.6 environ 27 heures plus tard, le 3 Avril. La séquence avait été précédée par plusieurs bouffées de sismicité localisées autour des ruptures principales, d'abord en Janvier 2014, puis de manière plus vigoureuse en Mars 2014.

Les deux séismes principaux de la séquence ont été étudiés par le biais d'observations géodésiques et sismologiques. Les données GPS continues (cGPS) des stations permanentes en fonctionnement au moment des séismes ont fourni des enregistrements des déplacements statiques mais aussi des motogrammes complémentaires des données accélérométriques et large bande disponibles à proximité. Une analyse des données marégraphiques a permis de déduire les mouvements statiques verticaux du trait de côte induits par chacun de ces deux séismes (maximum de 30 cm de subsidence à Pisagua). Les données verticales indiquent très clairement que le premier séisme a eu lieu à mi-distance entre la côte et la fosse, à la latitude de Pisagua (subsidence de la côte) tandis qu'une partie significative du glissement associé au second séisme s'est située directement sous la côte, à la latitude de Iquique (surrection de la côte). Nous avons également traité les données radar TerraSAR-X dans le mode ScanSAR pour mesurer les mouvements verticaux statiques associés à la somme de ces deux séismes (**Figure 1**). L'ensemble de ces données de déformation statique a été utilisé pour calculer la source associée à chacun de ces deux séismes (**Figure 2**).

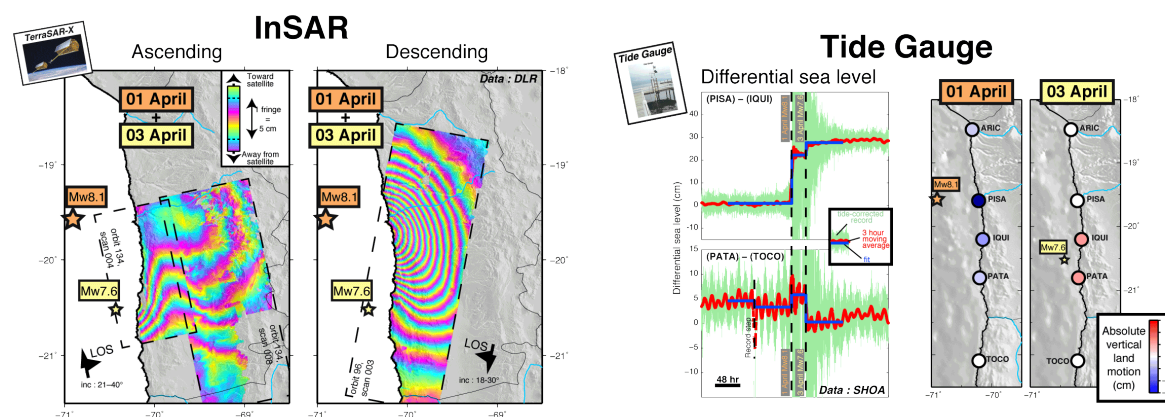


Figure 1 : (à gauche) Interférogrammes TerraSAR-X couvrant les deux séismes du 1^{er} et du 3^e Avril. (à droite) Mouvements verticaux déduits des enregistrements marégraphiques. Les étoiles indiquent les hypocentres des deux séismes.

Geodetic inversion

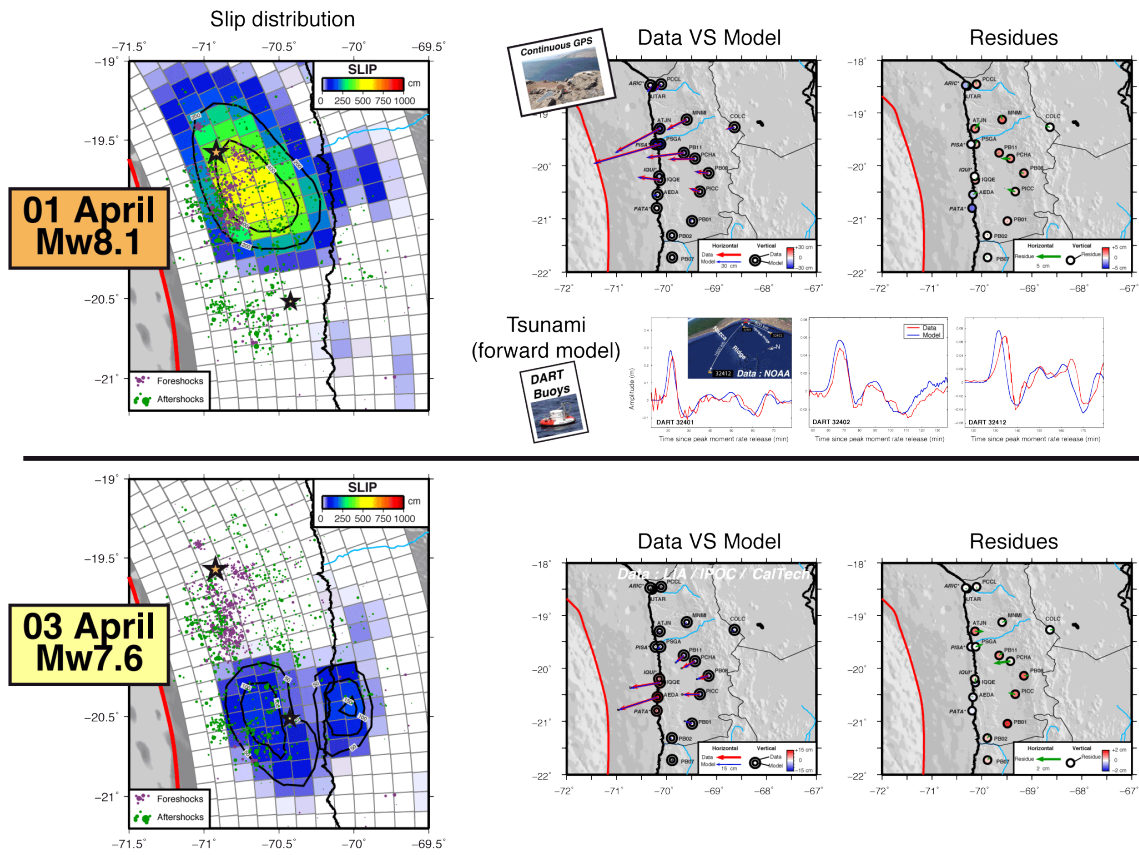


Figure 2: Glissement statique déduit des observations géodésiques. Les figures de gauche montrent le glissement associé aux séismes du 1er Avril (en haut) et du 3 Avril (en bas). Les figures de droite montrent la comparaison des déplacements statiques mesurés par GPS continu et modélisés, ainsi que les déplacements résiduels.

De façon complémentaire, l'analyse des observations sismologiques a permis, par le biais d'une inversion cinématique, de préciser le déroulement des deux ruptures. Les modélisations incluant (1) les données sismologiques en champ proche et (2) les données télésismiques indiquent que le séisme du 1^{er} Avril a débuté par un glissement relativement modeste, et que la majorité du relâchement de contrainte est intervenu entre 15 et 45 secondes après la nucléation du séisme, à ~ 30-50 km au SSE de l'hypocentre (**Figure 3**). Le point de nucléation semble extrêmement proche de la zone qui avait été active dans les 2 semaines précédant le séisme, ce qui pourrait signifier que cette zone de nucléation présente un comportement dual, capable à la fois de produire de petites ruptures mais aussi de subir des déstabilisations de plus grande ampleur. Le séisme du 3 Avril présente des caractéristiques étonnantes, puisqu'il semble avoir nucléé à ~50 km au large de Iquique, générant un patch local de glissement, puis avant de se propager vers la profondeur (donc vers la côte), induisant un second patch de glissement déconnecté du premier (**Figure 3**). L'analyse préliminaire des déplacements post-sismiques par cGPS indique une forte composante de glissement (« afterslip ») dans la zone encadrée par les ruptures des séismes du 1^{er} et du 3 Avril.

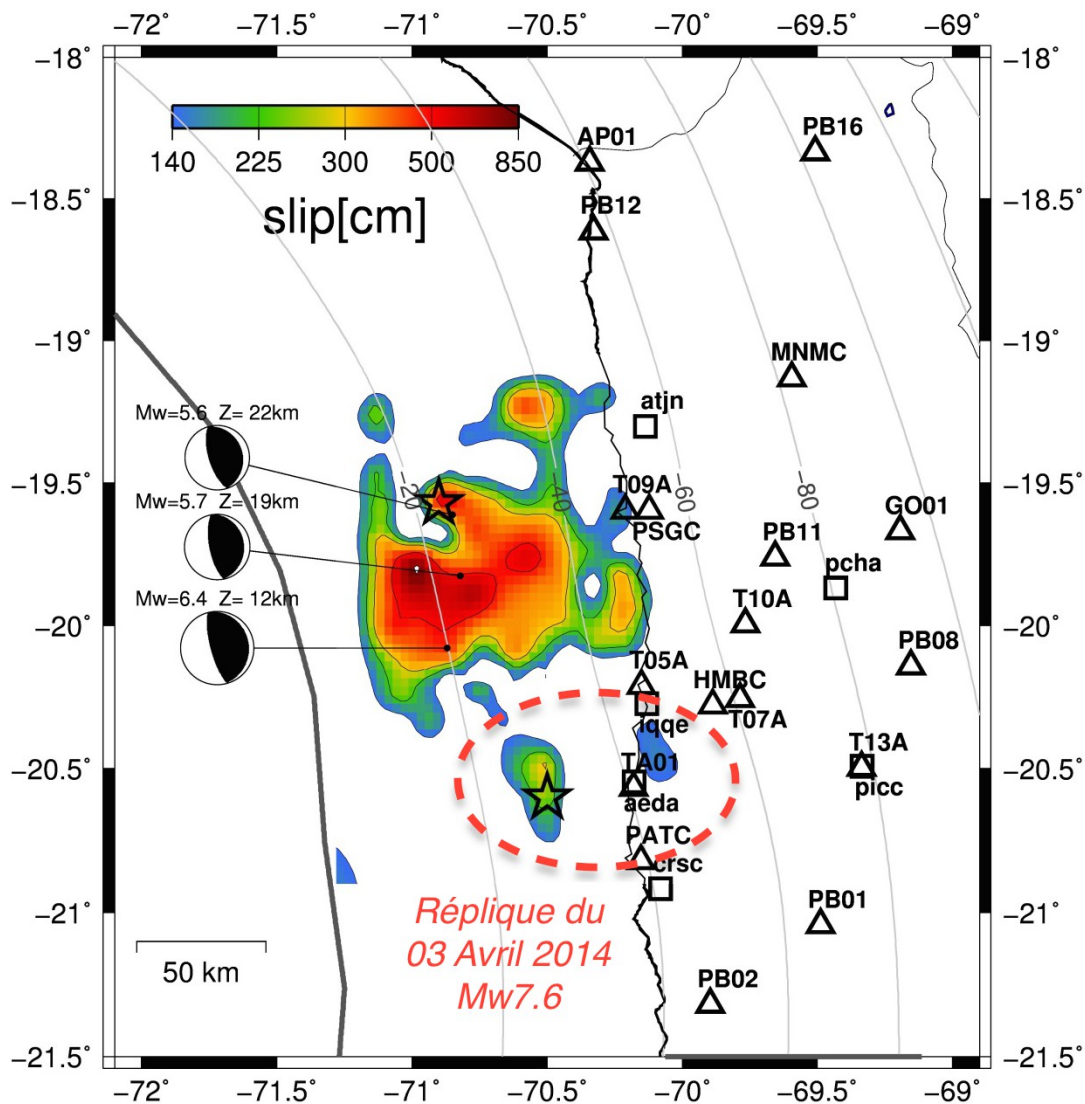


Figure 3: Modèles de glissement issus de l'inversion conjointe des données accélérométriques (triangles), GPS haute-fréquence (carrés), GPS statiques et téléseismiques. Les épicesentres des deux séismes majeurs sont indiqués par les étoiles. La technique de Delouis et al. (2002) est utilisée pour l'inversion. Le choc principal (01/04/2014, $M_w=8.1$) montre une distribution compacte du glissement (surface de 50x80km au SSE de l'épicesentre) tandis que la réplique (03/04/2014, $M_w=7.6$) est composée de deux sous événements, le deuxième étant localisé à l'aplomb de la côte. Les zones de glissement des deux séismes ne sont pas contigues, mais séparées par une zone de 20-30km où le glissement cosismique a été nul ou de très faible amplitude. Les localisations et mécanismes au foyer de quelques séismes précurseurs sont également représentés sur la figure.

L'étendue et la localisation des ruptures des séismes du 1^{er} et du 3 Avril sont en cours d'analyse, notamment par l'intermédiaire de comparaisons avec (1) la distribution du couplage intersismique, (2) les caractéristiques de la sismicité des mois précédant la séquence, (3) les anomalies gravimétriques identifiées dans la zone.

Du point de vue de l'aléa sismique, il semble que la séquence de 2014 ait rompu sur toute sa longueur un segment fortement couplé de petite dimension (~100-150 km le long de la subduction entre Iquique et Pisagua). À ce stade, il est cependant impossible de savoir si la partie superficielle de la faille le long de ce segment, c'est à dire la partie située entre la fosse et les 15 premiers kilomètres de profondeur environ, est susceptible de produire ou non un

séisme de grande ampleur, potentiellement tsunamigénique. En effet, si le séisme d'Iquique en 2014 ne semble pas avoir rompu cette portion de la subduction, les données intersismiques GPS ne permettent pas de résoudre le couplage si loin de la cote.

En revanche, un très long segment, de plusieurs centaines de kilomètres de long et sur lequel la quasi-totalité de la convergence semble s'accumuler sous forme de déformation élastique, demeure intact (le segment de « Loa »). Ce segment, situé entre Iquique et la péninsule de Mejillones au sud, est capable d'héberger un séisme de magnitude bien supérieure à 8 (potentiellement jusqu'à Mw9). La rupture de 2014 a très probablement chargé le segment de Loa, déjà chargé au sud par les séismes d'Antofagasta (1995) et de Tocopilla (2007), avançant d'autant la date du futur séisme qui y est attendu. S'il est encore impossible de déterminer à l'avance la date d'occurrence de ce futur séisme avec une quelconque précision, la séquence de 2014 démontre que les séismes de forte magnitude sont parfois précédés par des événements précurseurs. Il est donc crucial d'être capable de détecter, mesurer, modéliser et in fine comprendre ces événements précurseurs.

5. Sismicité à profondeurs Intermédiaires

Bertrand Delouis, Géoazur, Jaime Campos

Le volet « sismicité à profondeurs intermédiaires » du projet associé au laboratoire Montessus de Ballore a pour objectif d'étudier le plus finement possible la sismicité intermédiaire au Chili, présente principalement dans la zone nord, de manière à augmenter notre compréhension des processus mécaniques susceptibles d'engendrer ce type de sismicité. L'exemple du séisme de Tarapaca en 2005 ($M_w > 7.8$, profondeur = 108 km), qui a provoqué la mort de plusieurs personnes et plusieurs millions de dollars des dégâts, souligne l'importance d'augmenter nos connaissances sur ce type de sismicité, ainsi que d'intégrer le risque qui leur est associé aux prévisions et aux plans de gestion de crise dans les régions nord où l'aléa sismique en terme de sismicité intermédiaire s'avère élevé.

Ce travail a été effectué dans le cadre de la relation Franco-Chilienne, sous la forme du financement d'un Post-Doctorant français (Benoit Derode) travaillant avec J. Campos à l'Université du Chili, en étroite collaboration avec Bertrand Delouis, chercheur au laboratoire Geoazur à l'Université de Nice. Pour l'année 2015, un étudiant en Master à l'ENS Lyon, Eric Beauce, viendra travailler 4 mois à Santiago dans l'équipe de recherche de J. Campos sur la thématique de la recherche de la mécanique de rupture des séismes de profondeurs intermédiaires.

Le travail effectué dans le cadre de ce projet a consisté principalement en une étude statistique de la sismicité semi-profonde (70km – 180 km) localisée dans la zone nord du Chili (Lat. -28° -> -18°). En utilisant le réseau d'instrumentation IPOC en place depuis près de 10 ans, composé entre-autres de vélocimètres larges bandes ainsi que de stations accélérométriques, nous avons pu avoir accès aux formes d'ondes de plusieurs centaines d'événements intraslabs bien localisés situés à la pseudo-verticale du réseau de capteurs utilisé (figure 1). Nous avons alors estimés directement des mesures une série de paramètres source, tels que l'énergie totale radiée, le moment sismique, la chute de contraintes ou la contrainte apparente, de manière à contraindre au mieux les processus mécaniques à l'origine de cette sismicité.

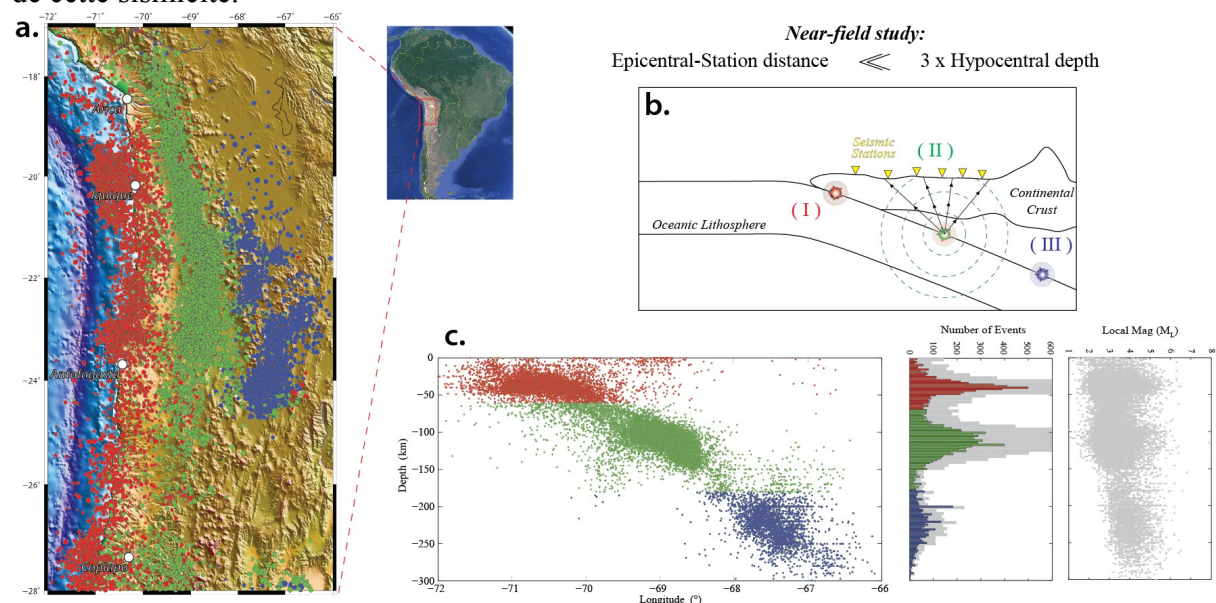


Figure 1 : a) Localisation de la zone d'étude au Nord du Chili. Les points rouges, verts et bleus correspondent à la sismicité enregistrée ici depuis 2010. Les séismes étudiés ici correspondent aux points verts, représentant la sismicité à profondeurs intermédiaires (70-180 km). b) Schéma illustrant l'intérêt d'utiliser la sismicité intermédiaire pour notre étude. c) Répartition et histogramme de la sismicité dans la région nord depuis 2010.

Résultats obtenus

L'état d'avancement actuel des travaux réalisés a permis de mettre en évidence un certain nombre de résultats intéressants concernant les comportements potentiellement atypiques de cette sismicité. En l'occurrence, malgré une énergie sismique rayonnée identique à celle mesurée pour les séismes dit crustaux (à magnitude de moment égale, voir « scaled energy », figure 2a.), une chute de contrainte à la source plus élevée (d'un à deux ordres de grandeurs) est systématiquement observée (fig. 2b.).

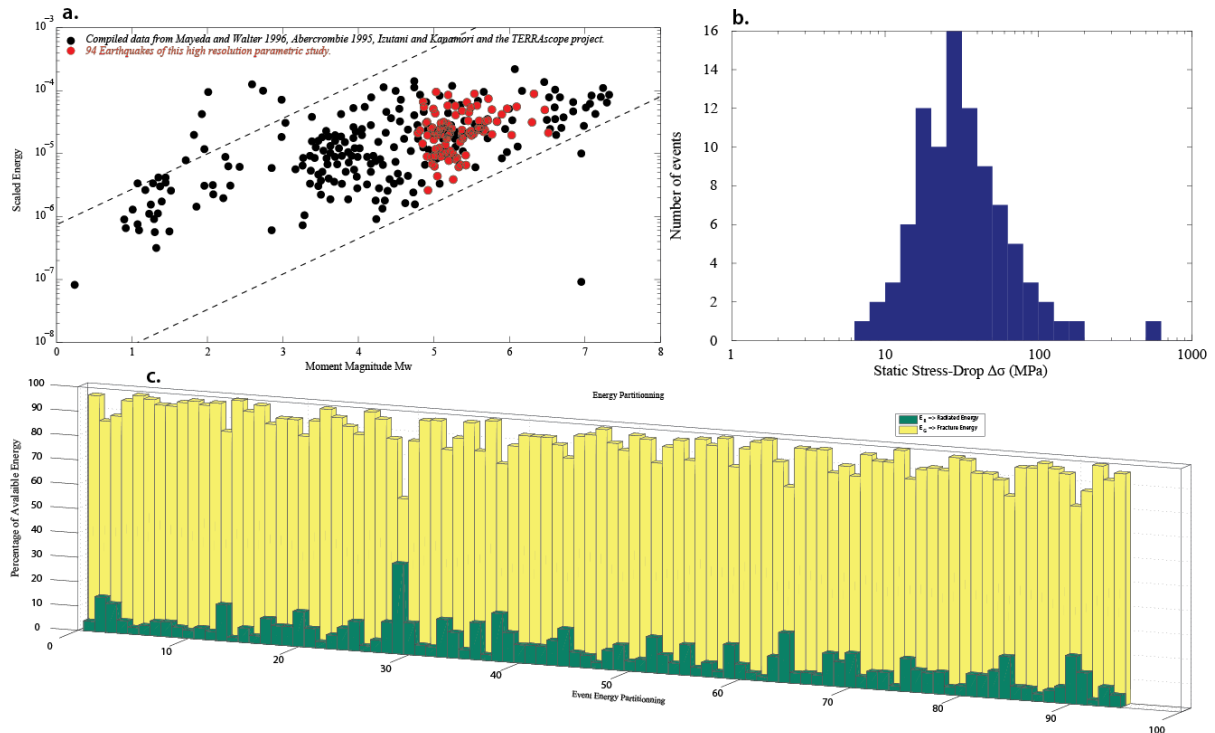


Figure 2 : a) « Scaled energy » correspondant au rapport entre l'énergie rayonnée mesurée et la magnitude de moment. b) Chutes de contraintes statiques évaluées à l'aide de spectres en déplacements des signaux. Les valeurs habituelles pour la sismicité crustale se situent autour de 1 MPa. c) Pourcentage de l'énergie disponible rayonnée (E_R , en vert) en fonction de l'énergie disponible utilisée dans des processus thermomécaniques (E_G , en, jaune).

Ces deux constats, interprétés en termes d'efficacité de l'énergie radiée η_R (Fig. 2c.), nous montrent qu'une grande partie de l'énergie diffusée par le séisme profond semble « utilisée » et dissipée dans des processus secondaires thermomécaniques à la source, laissant supposer un mécanisme de nucléation et de propagation fondamentalement différents de ceux observés en milieux crustaux.

Les résultats suivants doivent permettre à terme de préciser les mécanismes de consommation de l'énergie libérée lors de ce type de séismes, de manière à prendre en compte plus précisément les risques qui y sont associées.

6. Tectonique active : géomorphologie côtière & faille de San Ramon

Robin Lacassin, Rolando Armijo, Martine Simoes, Gabriel Vargas, Aurélie Coudurier-Curveur, Magali Riesner

L'idée de base que nous développons est que les Andes croissent vers la subduction et qu'il y a un dialogue mécanique entre tectonique andine et fonctionnement du méga- chevauchement de subduction. Ces concepts sont en partie développés et discutés dans 3 articles parus en 2014 - début 2015 (Coudurier-Curveur et al., 2015; Vargas et al., 2014; Armijo et al., 2015) et abordant différents aspects du problème (voir résumés et figures ci-dessous). Nous nous employons donc à décrypter la géomorphologie et l'évolution tectonique sur le long terme à la fois du bloc côtier et du flanc ouest des Andes.

Les travaux de terrain menés entre fin 2013 et fin 2014 ont été consacrés d'une part à l'évolution de la géomorphologie côtière, directement en lien avec la subduction et donc avec l'évolution du couplage et de la segmentation. D'autre part, à l'échelle de toute la bordure de l'Amérique centrale, la lithosphère de la plaque supérieure est structurée en lien direct avec la segmentation et l'évolution diachronique nord-sud de la chaîne andine. Nous étudions donc la structure de cette chaîne sur plusieurs traverses réparties depuis le nord Chili (~20°S) jusqu'à la région de Santiago (~33°S) en nous focalisant particulièrement sur le front ouest andin faisant face à la subduction. Cette analyse se fait à différentes échelles de temps (du cycle sismique aux cycles géologiques, donc de 100 ans à plusieurs dizaines de millions d'années). Une part importante du travail de terrain en 2014 a ainsi été destinée à un échantillonnage visant à dater le soulèvement ouest andin, et à en mesurer les vitesses (analyses thermo-chronologiques basse température en cours).

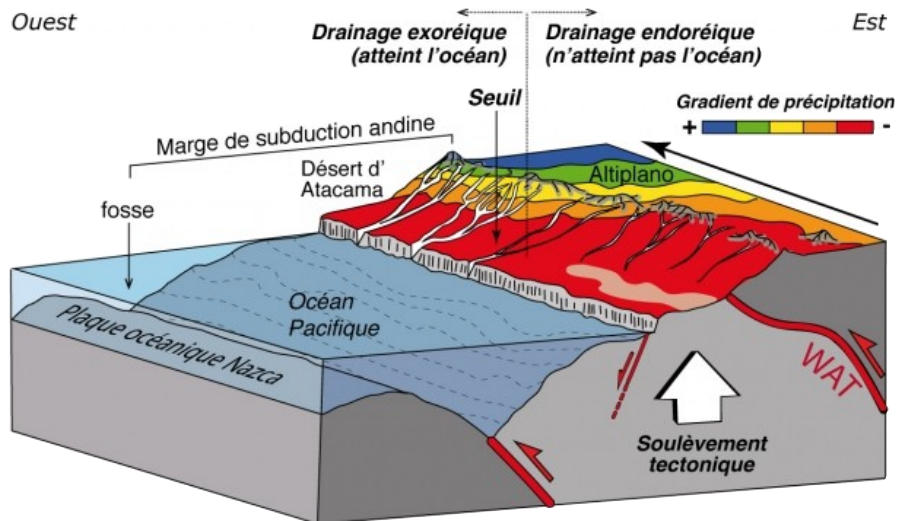
Sur les aspects plus focalisés sur le court-terme et le risque sismique, nous avons publié en 2014 un article dans la revue *Geology* (Vargas et al. 2014). Cet article démontre que le chevauchement ouest andin au niveau de Santiago (la faille de San Ramon), a produit deux séismes de magnitude ~7.5 au cours des derniers 19000 ans. Le dernier séisme datant d'environ 8000 ans, ce chevauchement majeur, dans la ville de Santiago, est probablement proche d'une future rupture (voir résumé ci-dessous).

Enfin, suite au séisme de Pisagua, nous avons débuté une collaboration avec Monika Sobiesak (dans le cadre de son séjour de plusieurs mois à l'IPGP financé par le projet ANR Megachile) sur la structure du forearc au nord Chili. Les données analysées pour cela sont la sismicité et les anomalies gravimétriques, mises en relation avec la mécanique et la segmentation sismique sur l'interface de subduction, et aussi avec l'évolution géomorphologique du bloc côtier.

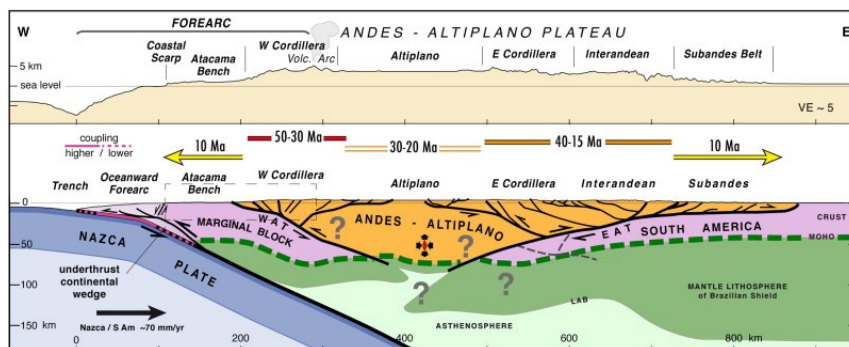
Geomorphologie côtière

Sur plus de 1000km, la côte pacifique du nord Chili et du sud Pérou est marquée par un gigantesque escarpement haut de 1km environ. Perché au-dessus de cet escarpement à 1-2 km d'altitude, le désert d'Atacama, forme le piedmont de la cordillère andine occidentale, bordure ouest de l'Altiplano. Les rivières prenant leur source sur cette bordure ont creusé de spectaculaires canyons, encaissés de presque 1km dans le plateau côtier. Le point clé identifié dans l'article Coudurier et al. (2015) est un seuil géomorphologique entre les canyons exoréiques (atteignant le niveau de base océanique) de l'extrême nord Chili et sud Pérou, et les rivières endoréiques (n'atteignant pas l'océan) qui se perdent plus au sud sur le plateau de l'Atacama. Les rivières voient donc leur capacité érosive décroître vers le sud. L'analyse critique des données géologiques et climatiques et leur modélisation a permis de conclure : que le soulèvement tectonique du piedmont andin a débuté il y a environ 10 millions d'années et a

déclenché l'incision des canyons; que le seuil géomorphologique est corrélé avec le gradient actuel de précipitations apportées à travers l'Altiplano par la mousson Atlantique; que ce gradient, ainsi que l'hyper-aridité du désert d'Atacama, sont stables sur des durées de plusieurs millions d'années. L'initiation du soulèvement serait dû au démarrage d'un processus d'épaississement de la croûte (par sous-placage). Cet épaississement se produirait à 40-50km de profondeur, juste au-dessus de l'interface des deux plaques en subduction et au niveau de la transition entre une zone proche de la surface au comportement sismique et une zone plus profonde non sismique.

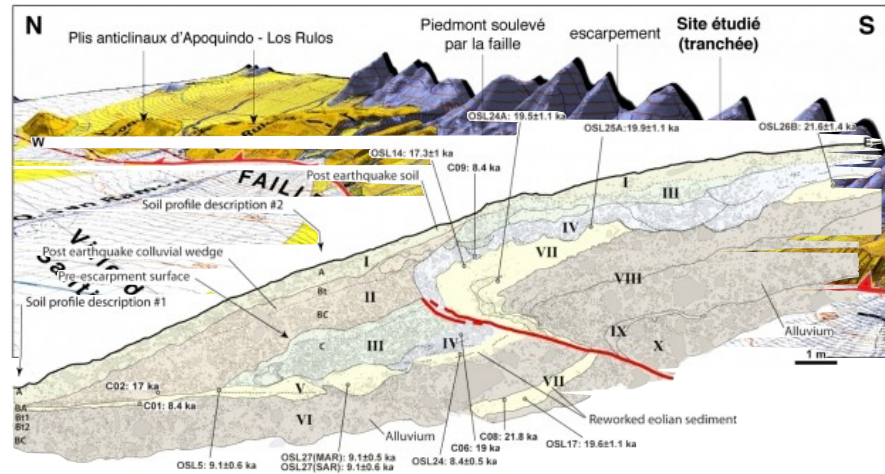


Le plus grand relief tectonique à la surface de la planète (13 km! entre la profondeur de la fosse et les sommets les plus élevés de la chaîne de montagne) est en réalité à la marge de la subduction Andine. Ce relief est marqué par une marche importante au niveau de « l'Atacama bench », similaire à une terrasse soulevée de très grande proportion (sur plus de 1000 km de côtes), doucement inclinée sur 60-100 km des Andes vers le Pacifique. La genèse de cette topographie serait due au développement concomitant de convergences parallèles à la subduction à pendage vers l'Ouest, et à l'aridité du désert de l'Atacama qui permet la préservation des structures à l'échelle du Cénozoïque. Nos travaux montrent que l'orogène andine est caractérisée par une croissance perpendiculaire (à vergence double) et parallèle (bi latérale) à la fosse constante sur 50 millions d'années. L'ensemble est associé à avancée continue de la fosse de subduction vers le continent. Pour autant, deux épisodes concomitants d'augmentation de l'aridité et de croissance des structures perpendiculaires à la fosse sont mis en évidence. Ils semblent résulter de changement dans les taux d'érosion dus aux refroidissement globaux de l'Eocène tardif et du Miocène moyens.



La faille de San Ramon

À la latitude 33°S, le chevauchement ouest andin (WAT, Armijo et al. 2010) correspond à la faille active de San Ramón qui émerge en surface, à la base des reliefs andins juste au-dessus de la ville de Santiago du Chili. Le raccourcissement absorbé par le chevauchement de San Ramón et les plis associés serait de l'ordre de 10 km, depuis 25 millions d'années, ce qui implique une vitesse de glissement moyenne d'environ 0,4 mm par an. Cette vitesse, très lente par rapport à celle, pluri-centimétrique de la subduction, suggère à priori que les séismes destructeurs s'y produisent après de longs intervalles de quiescence. Des tranchées à travers l'escarpement de la faille de



San Ramón permettent de documenter avec précision deux ruptures sismiques ayant rompu la surface, un déplacement co-sismique d'environ 5m pour chacune de ces ruptures et donc des magnitudes Mw7.5 environ. Les datations (OSL, C14) révèlent que ces deux séismes se sont produits au cours des derniers 17000 à 19000 ans, donc avec une récurrence de l'ordre de 9000 ans. L'étude fine du développement du sol après le dernier séisme montre que celui-ci date probablement de 8000 ans environ. La faille de San Ramón n'aurait donc pas rompu depuis cet évènement préhistorique et serait prête à casser à nouveau, soumettant ainsi la ville de Santiago à un aléa important. Les conclusions sur l'aléa relié au chevauchement ouest andin, et sur la magnitude des tremblements de terre que cette structure tectonique est susceptible de produire, peuvent être raisonnablement étendues à l'ensemble du front ouest des Andes.

Site web / bases de données : le site WEB du LIA est consultable sur :

<http://www.lia-mdb.net>

<http://www.geologie.ens.fr/~vigny/chili-f.html>

Le fait marquant de l'année 2014 est la montée en puissance du nouveau Centro Sismologico Nacional (CSN) de l'Université du Chili à Santiago. Dans le cadre du développement du réseau d'alerte aux Tsunamis, beaucoup de nouvelles stations multi-paramètres (cGPS, sismographes courte-période et large-bande, accéléromètre) ont été installés. Ces stations sont télémetrées de manière à envisager la future mise en place d'un traitement temps-réel des données.

La nouvelle base des données cGPS est également, enfin opérationnelle au CSN. Elle est abondée quotidiennement au DGF par les différents opérateurs de stations permanentes au Chili (Caltech, ENS, IPGP, DGF), puis « mirrorée » (quotidiennement également) à l'ENS. Des calculs automatiques sont effectués à l'ENS (C. Vigny) sur l'ensemble du réseau. Les mêmes calculs ont été implémentés au DGF (stage de P. Cruchandeau, élève ingénieur de l'IGN) selon la méthodologie décrite dans le rapport LIA-2013, sur la base d'un réseau augmenté à environ 170 stations au total sur l'ensemble de la plaque sud-américaine.

Echanges/visites: le LIA coordonne une activité scientifique basée sur des échanges, des visites et des séjours de plus ou moins longue durée d'étudiants et de chercheurs français et chiliens, au Chili ou en France.

1. **Pierre Cruchandeau**, élève ingénieur de l'ENSG, 4 mois au DGF – Mars-Juin 2014
2. **Sergio Ruiz** à Paris 2 au 27 Février 2014

stages M2 :

1. **Pierre Romanet** : «Automated Seismic Source Detection and Location » M2, spécialité « Géophysique d'Exploration », IPGP. Encadrants : J.-P. Vilotte, C. Satriano, N. Poiata.

thèses:

1. **Gianina Meneses**, sous la direction de C. Vigny au laboratoire de Géologie de l'ENS en France, sur financement Européen (ITN -ZIP), co-direction avec M. Moreno, GFZ-Potsdam).
Titre : Monitoring of the subduction interface by GPS and InSAR
début : 01/04/2014

Rapports internes consultables sur la page web du LIA

[CR-missionsGPSmars2014.pdf](#) Rapport sur la remesure du réseau GPS IIIeme région (Copiapo-Atacama) [Emilie Klein & Arthur Delorme, Mars 2014].

[CR-missionsGPSavr2014.pdf](#) Rapport sur l'installation de GPS semi-permanents dans la région de Pisagua - Intervention post-sismique du séisme du 1er Avril 2014 [Emilie Klein & Arthur Delorme, Avril 2014].

[CR-missionsGPSjuin2014.pdf](#) Rapport sur la remesure du réseau de la région de Taltal [Emilie Klein & Christophe Vigny, Juin 2014].

[Rapport IPOC 2014.pdf](#) Rapport sur le réseau sismologie IPOC - activités 2014 [El-Madani Assaoui, Avril-Juin-Novembre 2014].

Communications à divers congrès et colloques

1. Ruiz, S.; Meneses, G.; Sobiesiak, M.; Madariaga, R. Complex Nucleation Process of Large North Chile Earthquakes, Implications for Early Warning Systems. American Geophysical Union, San Francisco, Dec 2014.
2. Boudin F., Bernard P., Esnault M.-F., Olcay M., Tassera C., El Aissaoui M., Nercessian A., Vilotte J.-P. (2015). Evidence for slow slip events preceding the M8, April 1st, 2014 Pisagua Earthquake (Chile), from an underground, long base hydrostatic tiltmeter. AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 15-19 December 2014.
3. Satriano C., Poiata N., Ruiz S., Romanet P., El Aissaoui M., Bernard P., Vilotte J.-P. (2014). Multiscale imaging of the 2014, Mw 8.2 Pisagua earthquake source (northern Chile). AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 15-19 December 2014.
4. Vallée M., Grandin R., Ruiz S., Delouis B., Vigny C., Rivera E., El Aissaoui M., Allgeyer S., Satriano C., Poiata N., Bernard P., Vilotte J.-P., Schurr B. (2015). Rupture process of the two main 2014 Pisagua earthquakes (Mw 8.1 and 7.6) from strong motion, geodetic and global seismic data. AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 15-19 December 2014.
5. Derode B., Riquelme S., Ruiz J., Leyton F., Campos J., and Delouis B., 2014. Exploring Thermal Shear Runaway as a triggering process for Intermediate-Depth Earthquakes: Overview of the Northern Chilean seismic nest. AGU Fall meeting, December 19, 2014, S53B-4508.
6. S. Ruiz, M. Metois, R. Grandin, E. Rivera, S. Leon, S. Cararo, A. Fuenzalida, M. Vallee, F. Leyton, J. Ruiz, C. Vigny, R. Madariaga, J. Campos, " Los Terremotos de Iquique 2014", Achisina Conference 2014.
7. R. Grandin, S. Ruiz, M. Metois, M. Bejar, C. Vigny, F. Boudin, S. Allgeyer, M. Motagh, A. Fuenzalida, F. Leyton, J. A. Ruiz, E. Rivera, M. Vallée, J. Jara, N. Cotte, J.-B. de Chaballier, R. Lacassin, D. Carrizo, A. Socquet, R. Armijo and J.-C. Ruegg, « The 2014 Pisagua-Iquique (Chile) earthquake sequence : geodetic constraints on space-time slip behaviour of a megathrust segment », AGU Fall Meeting 2014, San Francisco.
8. M. Vallée, R. Grandin, S. Ruiz, B. Delouis, C. Vigny, E. Rivera, E. Aissaoui, S. Allgeyer, C. Satriano, N. Poiata, P. Bernard, J.-P. Vilotte, and B. Schurr, « Rupture process of the two main 2014 Pisagua earthquakes (Mw 8.1 and 7.6) from strong motion, geodetic and global seismic data », AGU Fall Meeting 2014, San Francisco.

Les abstracts sont disponibles en ligne sur le site Web du LIA, à la rubrique «[publications] – [Talks and presentations]

Articles publiés/soumis

1. GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the Atacama region, Chile
Metois, M., C. Vigny, A. Socquet, A. Delorme, S. Morvan, I. Ortega and M.-C. Valderas-Bermejo
Geophysical Journal International, 196, 644-655 [doi:10.1093/gji/ggt418], 2014.
2. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake.
Ruiz, S., M. Metois, A. Fuenzalida, J. Ruiz, F. Leyton, R. Grandin, C. Vigny, R. Madariaga, J. Campos.
Science, 345, 1165-1169, 2014.
3. Andean growth and monsoon winds drive landscape evolution of SW margin of South America.
Coudurier-Curveur A., Lacassin R. and Armijo, R.
Earth and Planetary Science Letters (EPSL), submitted, 2014.
4. Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. Vargas G., Klinger Y., Rockwell T.K., Forman S.L., Rebolledo S., Baize S., Lacassin R., Armijo R.
SCIENCE, submitted, 2014.
5. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate.
Armijo R., Lacassin R., Coudurier-Curveur A., Carrizo D.
TECTONICS, submitted, 2014.
6. Intermediate-Depth Earthquakes in Chile, various processes for dynamic source behaviors.
Derode B., Campos J., Delouis B., Riquelme S., and Leyton F., 2015.
Submitted
7. M. Scaling of amplitude and energy early warning parameters for Iquique, Northern Chile: Implications for future large subduction earthquakes.
Meneses, G., Ruiz, S., Madariaga, R. and Sobiesiak
In preparation for *Geophysical Research Letters*
8. Diversity of the Iquique's aftershocks a clue about the complex rupture process of a Mw 8.1 earthquake.
Leon, S., Ruiz, S., Maksymowicz, A., Leyton, F., Fuenzalida, A. and Madariaga, R.
In preparation for *J. Geophys. Res. Solid Earth*.
9. Multi-band array backprojection method for detection and location of seismic sources recorded by dense seismic networks.
Poiata N., Satriano C., Bernard P., Vilotte J.-P., Obara K.
Submitted to *Geophys. J. Int.*

Annexe A – Bilan financier

DATE	N° Cde	FOURNISSEUR/AGENT	OBJET	TOTAL FACTURE €	commentaires
NOTIFICATION 2014 : 10 000 €					
MISSIONS					
17/03/14	12336	A. Delorme	Frais mission terrain GPS mars-Avril 2014	4124,72	Intervention post-sismique
16/05/14	12306	CWT – E. Klein	Voyage colloque LIA-GFZ Potsdam juin 2014	337,04	
02/06/14	12309	E. Klein	Frais mission colloque LIA-GFZ Potsdam juin 2014	182,30	
02/06/14	12304	C. Vigny	Frais mission colloque LIA-GFZ Potsdam juin 2014	341,80	
15/05/14	12305	CWT – C. Vigny	Voyage colloque LIA-GFZ Potsdam juin 2014	340,04	
02/06/14	12335	P. Cruchandeau	Voyage stage ingénieur – Santiago été 2014	2059,62	
29/07/14	12432	CWT - E. Klein	Voyage école GAMIT Leeds juillet 2014	248,05	
31:08/14	12433	E. Klein	Frais école GAMIT Leeds juillet 2014	700,00	
Sous-Total Missions				8333,57	
AUTRES DEPENSES FONCTIONNEMENT					
02/06/14	12336	P. Cruchandeau	Indemnité stage ingénieur – 3 mois	1650,00	
Sous total dépenses fonctionnement					
TOTAL DES DEPENSES 2014				9983,57	