



HAL
open science

Cycle sismique de la subduction Chilienne : méga-séismes, gap sismique et couplage

Christophe Vigny, Emilie Klein

► **To cite this version:**

Christophe Vigny, Emilie Klein. Cycle sismique de la subduction Chilienne : méga-séismes, gap sismique et couplage. Ouvrage ISTE (ISTE SCIENCE PUBLISHING Ltd) : Le Cycle Sismique, A paraître. hal-03007059

HAL Id: hal-03007059

<https://hal.science/hal-03007059>

Submitted on 16 Nov 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.

Chapitre 6

Cycle sismique de la subduction Chilienne : méga-séismes, gap sismique et couplage

Christophe Vigny & Emilie Klein – ENS/CNRS Paris

6.1 Le contexte sismo-tectonique

Pour l'essentiel, la sismicité du Chili résulte de la convergence à grande vitesse (7 cm/an d'après les mesures GPS réalisées sur les dernières décennies) de la plaque Nazca vers la plaque Amérique du Sud. Le mouvement est légèrement oblique mais, sur plus de 2000 km de long depuis la frontière péruvienne jusqu'à la Patagonie, il est presque entièrement absorbé sur une seule faille en mer. Le long de cette faille, la plaque Nazca passe sous la plaque Amérique du Sud puis s'enfonce dans le manteau terrestre dans ce que l'on appelle un mouvement de subduction (Figure 6.1, cf. [Chapitre 1](#)). Au Sud de 40°S, la situation change avec la présence d'une 3ème plaque (la plaque Antarctique) puis d'une 4ème (Nova Scottia) qui introduisent une grande complexité avec des mouvements différents moins bien connus et de nouvelles failles à terre. La zone de subduction du Chili a une forte activité sismique avec, en moyenne, un séisme de magnitude 8 tous les dix ans et un tremblement de terre de magnitude 9 au moins une fois par siècle (Table 6.1). Enfin, le plus grand séisme jamais enregistré (depuis que nous disposons de sismographes) de magnitude environ 9.4-9.5, s'est produit au Chili, juste au sud de Concepción (37°S) : le séisme de Valdivia du 22 mai 1960.

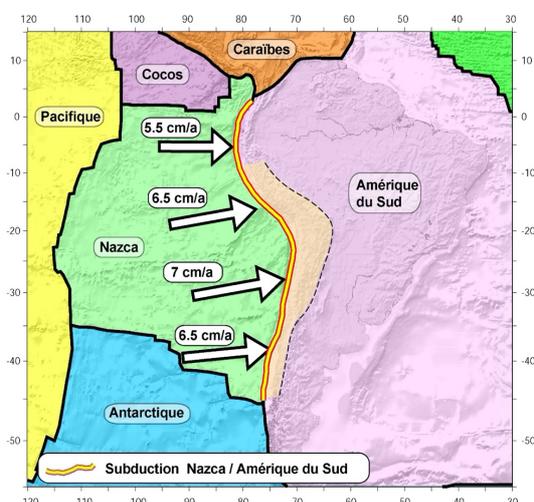


Figure 6.1. Tectonique des plaques de la région. Le trait épais rouge/jaune montre la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud ; le trait tiré suit la bordure Est des Andes ; la surface orangée entre les deux traits recouvre la haute topographie de la chaîne de montagne. Les flèches montrent la direction et la vitesse de la convergence entre les deux plaques tectoniques déterminée par GPS.

Trois types de séismes. Différents types de séismes se produisent au Chili (Figure 6.2) :

1. Les séismes de subduction. Ils ont lieu sur l'interface de subduction, à cause du frottement entre les deux plaques. Ce sont généralement les plus gros et peuvent atteindre la magnitude 9. Comme les ruptures sont pour l'essentiel en mer, les dégâts occasionnés à Terre sont souvent relativement modérés. Par contre, ils déclenchent des Tsunamis majeurs qui sont à l'origine de la plupart des victimes et des destructions (exemples dans le monde : Sumatra 2004 et Japon 2011 ; exemples au Chili : Valdivia 1960, Maule 2010 et Illapel 2015).

2. Les séismes intra-plaques, de deux sortes, se produisent dans la plaque supérieure ou dans la plaque inférieure, à cause des contraintes qui s'y accumulent. Ils sont souvent plus petits (typiquement magnitude 5.5 à 8) parce qu'ils sont limités à l'épaisseur des plaques, mais peuvent se révéler particulièrement destructeurs : ils sont plus proches de la surface et/ou situés juste sous les zones habitées. Par ailleurs, à magnitude égale, les accélérations du sol peuvent varier sensiblement à la fois en amplitude et en contenu fréquentiel. En particulier, le spectre des ondes émises peut contenir plus ou moins de hautes-fréquences auxquelles les édifices peuvent se révéler plus sensibles (cf. Chapitre 2).

Date	Nom	M.	Type	g max
1939	Chillan	7.8	Intra-slab profond	0.2g
1958	Las Melosas	6.8	Crustal superficiel	0.2g
1960	Valdivia	9.5	Subduction	1.2g
1966	TalTal	7.7	?	1.9g
1985	Valparaiso	8.0	Subduction	0.5g
1987	Antofagasta	7.6	?	0.4g
1995	Antofagasta	8.0	Subduction	0.8g
1997	Punitaqui	7.1	Intra-slab profond	0.4g
2005	Tarapaca	7.8	Intra-slab profond	0.9g
2007	Tocopilla	7.7	Subduction	0.3g
2010	Maule	8.8	Subduction	0.9g
2010	Pichilemu	7.0	Crustal superficiel	0.2g
2014	Iquique	8.1	Subduction	0.6g
2015	Illapel	8.3	Subduction	0.7g
2019	Tongoy	6.7	? (complexe)	0.3g

Table 6.1. *Résumé (non exhaustif) de séismes significatifs du Chili central et du Nord Chili des dernières décennies. Les accélérations maximales indiquées proviennent des modèles de l'USGS*

6.2 La théorie du gap sismique appliquée au Chili

A la fin des années 60, la théorie de la tectonique des plaques s'impose. Elle fournit un cadre conceptuel simple pour l'occurrence des séismes (cf. [Chapitre 1](#)). Les plaques bougent, mais à cause de la friction les failles sont bloquées, la déformation s'accumule donc lentement autour des frontières de plaques. La rupture se produit quand la déformation dépasse la résistance. À un endroit donné, on observe donc un cycle accumulation–rupture qui se répète sans cesse. D'où une observation simple : si à un endroit donné, aucun séisme ne s'est produit depuis longtemps (ce que l'on appelle une lacune ou un gap sismique) c'est que beaucoup de déformation s'y est accumulée, et qu'un gros séisme s'y prépare. À l'inverse, une zone qui a rompu récemment devra attendre longtemps qu'assez de déformation s'y accumule pour rompre à nouveau. C'est la théorie des gaps sismiques telle que formulée par [\[KEL 72\]](#) dès 1972 et appliquée à l'Amérique du sud par [\[NIS 85\]](#). La mesure de la vitesse des plaques et de la déformation relâchée par un séisme permet même de quantifier cette théorie.

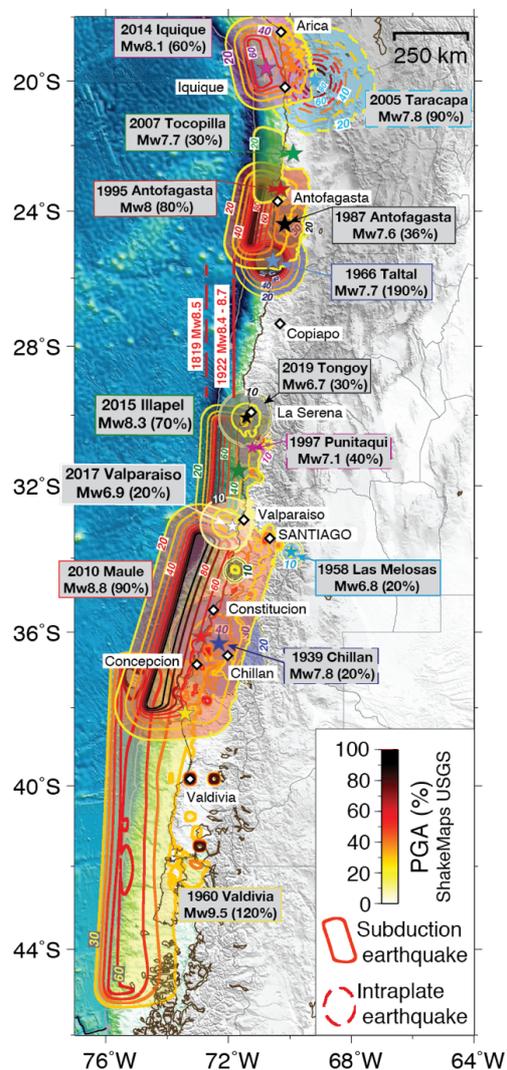


Figure 6.2. Exemple de séismes significatifs récents au Chili (liste non exhaustive). Les étoiles indiquent les épicentres, les courbes de niveau colorées indiquent l'accélération du sol produite par le séisme en pourcentage de g selon l'échelle en cartouche (jaune ~20% de g , rouge ~60% de g , noir ~100% de g , source USGS).

Si les plaques convergent à 10 cm/an et qu'un séisme de magnitude 8 relâche 5 m de déformation sur un segment de 100 km de long, alors dans cette zone un tel séisme devra se produire tous les 50 ans. La théorie des gaps fonctionne assez bien au Chili : le séisme de Maule (33°S-38°S) du 27 Février 2010 (Mw 8.8) relâche la déformation accumulée depuis le précédent séisme de 1835 décrit par Darwin

[MAD 10, VIG 11, MET 12]. Les stations GPS positionnées sur la côte ont détecté un déplacement co-sismique d'environ 6 m qui correspond assez bien à l'accumulation lente qu'elles observaient auparavant : 40 mm/an, pendant les 175 ans entre les deux séismes, soit 7 m environ. Mieux, le séisme d'Illapel (30°S-32°S) de 2015 (Mw 8.4) reprend les ruptures de 1943 et 1880, établissant une récurrence d'environ 70 ans dans la zone pour un séisme qui va relâcher les 4-5 mètres de déformation qui sont accumulés à la vitesse de 6 cm/an pendant cette durée. Enfin la région du désert de l'Atacama a vu des très grands séismes de magnitude approchant 9 se produire en 1819 et 1922 [WIL 29]. Le fait que la région soit restée silencieuse pendant les 100 ans suivant correspond bien à la nécessité de ré-accumuler la déformation nécessaire avant de rompre à nouveau. Dans toutes ces zones, le glissement co-sismique constaté correspond bien quantitativement à l'accumulation lente pendant l'intervalle de temps entre les séismes.

6.3 Correspondance couplage / sismicité

Les mesures de positionnement précis par géodésie spatiale telles que le GPS, ont révélé que la déformation ne s'accumule pas de manière homogène le long de la subduction. S'il y a bien des zones où la friction est très forte et où le blocage est total : (100% de la convergence entre les plaques est convertie en déformation dans les plaques), il y a aussi des zones où les plaques en contact se déforment peu ou pas, ce qui semble indiquer un couplage faible ou inexistant entre les deux plaques (Figure 6.3, cf. Chapitre 1). De ce fait, les mesures GPS permettent non seulement de quantifier la vitesse des plaques mais aussi de cartographier l'extension des zones où la déformation s'accumule, zones qui d'après la théorie des gaps sont celles où se produiront les futurs séismes. On constate une très bonne correspondance entre les cartes de couplage relevées aujourd'hui et les ruptures sismiques les plus récentes [MET 16] (cf. Chapitre 1). En effet, les séismes sont toujours positionnés dans les zones où le couplage est fort et ne débordent pas dans les zones de couplage faible (figure 6.3). Ces zones de faible couplage constituent des barrières à la propagation de la rupture sismique au travers d'un mécanisme très simple : il n'y a rien à casser puisque la déformation ne s'y accumule pas. Elles peuvent être plus ou moins larges, et donc être plus ou moins efficaces pour arrêter la propagation des séismes. Par exemple la zone faiblement couplée de La Serena (30°S) fait une centaine de kilomètre de long et il semble qu'aucun séisme de magnitude supérieure ou égale à 8 ne l'ait jamais traversé. La rupture du séisme de 1922 au Nord, de magnitude supérieure à 8.5 s'y est arrêté, tout comme les séismes de magnitude supérieure à 8 dans la région d'Illapel au Sud. A l'inverse, la zone faiblement couplée de Baranquilla plus au Nord (28°S), est plus étroite (~50 km) et plusieurs grands séismes (1819, 1922) auraient traversé cette zone faiblement couplée.

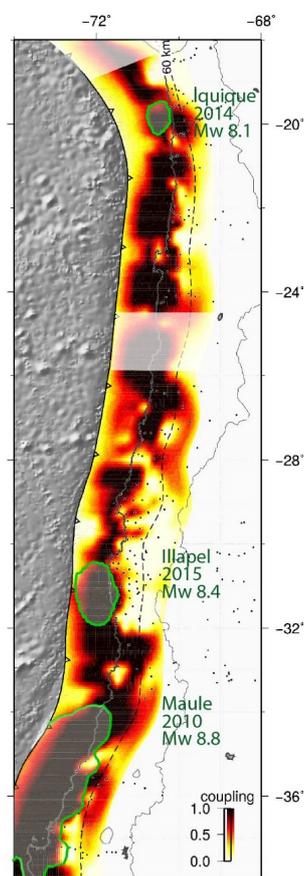


Figure 6.3. Correspondance entre le couplage révélé par les mesures GPS et ruptures sismiques les plus récentes d'après [MET 16]. Les courbes de niveau en couleur montrent l'intensité du couplage (blanc = minimum, orange/rouge = intermédiaire, noir = maximum) tel que révélé par la répartition de la déformation de la plaque en surface. Les courbes vertes montrent l'extension des 3 dernières grandes ruptures sismiques du Chili.

Dans les zones de faible couplage, on observe régulièrement une sismicité particulière sous la forme d'essaims, c'est à dire une augmentation de la sismicité anormale, dans l'espace et/ou dans le temps, sans choc principal (on n'observe donc pas la loi d'Omori, avec un choc principal suivi de ses répliques). Anomalie temporelle signifie plus de séisme pendant une période particulière, soit une « crise sismique » telle que celles que l'on observe à répétition dans la zone faiblement couplée de Baranquilla (région de Copiapo - 27°S) en 1973, 1979, 2006 [HOL 11] (Figure 6.4-A). Anomalie spatiale signifie une concentration de sismicité dans une région spécifique, parfois suivant une géométrie particulière. C'est ce que l'on a pu

observer dans la zone de faible couplage d'Iquique (20.2°) avant le séisme de 2014 avec des lignes de sismicités obliques à la côte (*streaks*, Figure 6.4-B).

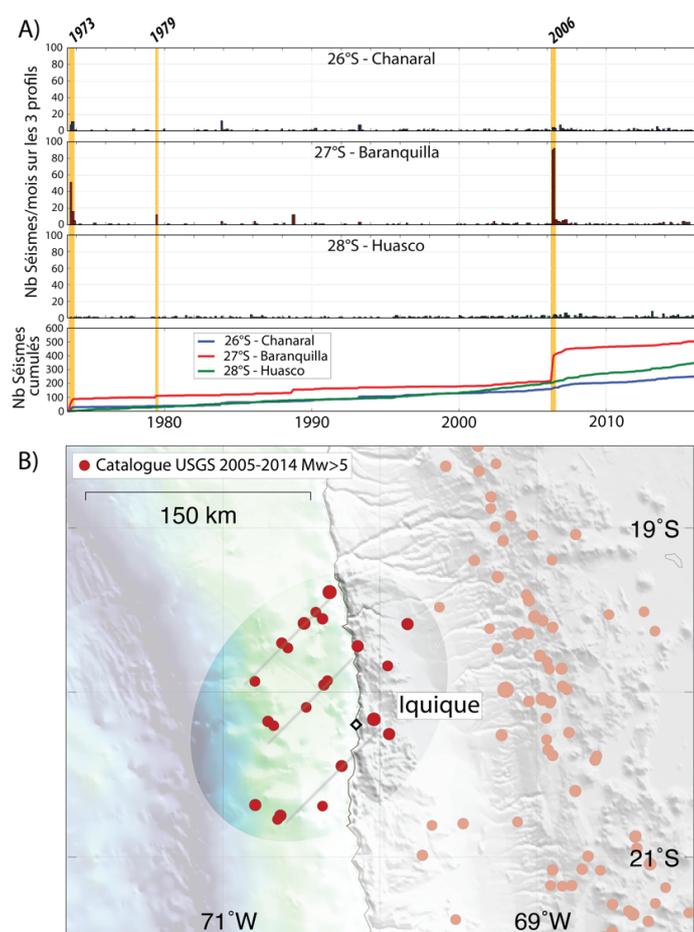


Figure 6.4. A) Sismicité dans la zone de faible couplage de Baranquilla (région de Copiapo – 27°S). Les 3 premiers cadres montrent l'évolution temporelle de la sismicité (nombre de séisme par mois) sur plus de 40 ans à 3 latitudes différentes (26°S , 27°S et 28°S). Des pics de sismicité (jusqu'à 100 séismes par mois en 2006) se produisent au centre de la zone découplée. D'autres pics de sismicité apparaissent, non labellisés "swarms", correspondant à des séquences classiques de choc principal et ses répliques. Le 4^{ème} cadre montre l'évolution de la sismicité cumulée selon les 3 profils. B) Sismicité ($M_w > 5$) dans la zone de faible couplage d'Iquique (20.2°S) entre 2005 et 2014 (avant le séisme de M_w 8.1, catalogue USGS) suivant une géométrie linéaire appelée *streaks*.

6.4 Évaluation de l'aléa sismique actuel au Chili

Sur la partie linéaire de la subduction (entre 20°S et 40°S), on recense au moins 1 séisme significatif (magnitude proche de 7 et plus) tous les 5 ans (Table 6.1). Ces séismes se sont produits un peu partout sur cette portion de la subduction, à l'exception notable de la région entre 26°S et 30°S (région du désert d'Atacama). Deux très grands séismes de subduction s'y sont produits dans le passé il y a 200 ans (1819, Mw 8.5) et 100 ans (1922, Mw 8.7). Il est facile d'extrapoler une récurrence de 100 ans et d'imaginer qu'un grand séisme de subduction de magnitude supérieure ou égale à 8.5 devrait s'y produire bientôt. Le GPS corrobore ces informations aussi bien sur la taille de la zone où la déformation s'accumule et sur la quantité de déformation accumulée nécessaire à produire un séisme de magnitude nettement supérieure à 8 tous les 100 ans.

6.4.1 De l'aléa au risque.

L'aléa est défini par la probabilité qu'un séisme d'une certaine taille se produise à un certain endroit à un moment donné. Le risque correspond à l'exposition de la population ou des infrastructures à cet aléa. Une zone fortement couplée de grande taille et dans laquelle il ne s'est rien produit depuis longtemps présente un aléa important... mais un risque faible s'il n'y a rien autour. À l'inverse une petite faille située très près d'une grande ville mal construite présente peut-être un aléa faible mais certainement un risque important. Les choses se compliquent encore plus si l'on considère que l'accélération de la surface du sol (en % de g) due au passage des ondes sismiques n'est que partiellement en rapport avec la taille du séisme. Selon les mots mêmes employés par les populations pour décrire leur ressenti, les grands séismes de subduction ont tendance à produire des mouvements amples mais « suaves » sur le continent habité, alors que les séismes continentaux produisent en général des mouvements plus « secs » et plus « violents ». L'accélération maximale prédite par les sources sismiques recensées varie beaucoup : entre 0.3g et 1.9g (Table 6.1). En général, les accélérations les plus fortes correspondent aux séismes qui combinent grande taille et profondeur faible. Il subsiste des mystères tels que celui du séisme de Taltal de 1966 qui aurait produit des accélérations maximales de l'ordre de 190% de g alors qu'il a été localisé relativement profond, sur l'interface de subduction.

6.4.2 Séismes de subduction « standards » au long des segments chiliens, du Nord au Sud

a) Le segment du grand nord (entre 18°S et 24°S) a rompu en 1877 (Mw 9+) et seulement très partiellement devant les villes de Tocopilla en 2008 (Mw 7.8) et

d'Iquique en 2014 (Mw 8.1). Cela fait donc plus de 150 que la déformation s'y accumule et beaucoup de sismologues ont prédit l'imminence d'un très grand séisme dans cette zone [MAD 91]. On sait maintenant (cf. encart) comment la géodésie spatiale a jeté une nouvelle lumière sur cette zone en montrant que la rupture de 1877 et la zone couplée sont en réalité plus courtes que la totalité du segment et que pour produire un aussi grand séisme ... il faut attendre encore plus longtemps, peut-être 300 ans au total, soit encore plus d'un siècle.

b) Le segment d'Antofagasta (entre 24°S et 26°S) a rompu en 1995 (Mw 8, accélération max ~0.8g). Il semble que ce séisme n'ait rompu que la partie profonde de l'interface de subduction. Une reprise de ce segment par un séisme ultérieur est possible, soit qu'il complète la rupture de 1995 (exemple de la séquence de Bengkulu-Pagai à Sumatra de 2007 à 2010 avec 3 séismes de magnitudes 8.4, 7.9 et 7.7), soit qu'il reprenne en l'agrandissant la rupture de 1995 (exemple du séisme de Maule de 2010 reprenant et agrandissant la rupture de 1835 décrite par Darwin).

c) Le segment d'Atacama (entre 26°S et 30°S) n'a pas rompu depuis 1922 alors qu'il semble rompre tous les 100 ans (1819, Mw 8.5 et 1922, Mw 8.7). L'occurrence prochaine d'un séisme de magnitude de l'ordre de 8.5 semble donc plausible. Le scénario à craindre serait celui d'une rupture simultanée des segments d'Atacama et d'Antofagasta (peut être le scénario de 1922 pour ce que l'on en sait). Si l'on croit la statistique générale d'un seul très grand séisme chilien par siècle, alors ce scénario catastrophe ne devrait pas se produire de sitôt, puisqu'un séisme de magnitude 8.8 a déjà eu lieu au 21ème siècle (Maule, 2010). Par contre, la répétition du séisme de 1819 sensiblement plus petit, paraît devoir se produire très prochainement.

d) Le segment d'Illapel (entre 30°S et 32°S) a rompu en 2015, après des ruptures de magnitudes équivalentes en 1943 et 1880. Ce segment pourrait être un bel exemple de la théorie des gaps avec un séisme caractéristique de magnitude 8-8.5 se produisant tous les 70 ans environ. Le prochain serait pour 2080-2100....

e) Le segment de Valparaiso (entre 32°S et 34°S) a produit un séisme en 1985 (Mw ~8), qui n'a que partiellement relâché les contraintes accumulées depuis le séisme dévastateur de 1906 (Mw 8.2). Beaucoup d'observateurs craignent donc un grand séisme prochain dans la région, face à la 2ème plus grande ville et 1er port du pays. Il aurait même dû déjà se produire (à 6-7 cm/an, assez de déformation s'accumule pour produire un séisme de magnitude largement supérieure à 8 tous les 100 ans, cf. le segment voisin d'Illapel), et ce d'autant plus que la zone est supposée avoir été « fragilisée », par les ruptures de 2010 au Sud et de 2015 au Nord. Pourtant, il ne s'y passe rien à part des épisodes de « crises sismiques avortées » comme en 2017 (sismicité intense pendant 2 jours, précédant un séisme de magnitude 6.9). La raison du non-retour du grand séisme tient peut-être au relâchement des contraintes générées par les déformations post-sismiques au séisme de Maule en 2010 (cf. [Chapitres 1 et 4](#)).

f) Le segment de Maule (34°S-40°S) a rompu en 2010 après la rupture historique de 1835 décrite par Darwin. Les déplacements constatés par GPS montrent que la déformation relâchée par le séisme de 2010 correspond assez bien à la déformation

accumulée sur la période de 175 ans entre les deux séismes. La zone est en phase post-sismique pour encore longtemps et il n'y aurait donc plus rien de significatif à relâcher – sur l'interface de subduction - avant au moins un siècle dans cette région.

6.4.3 Séismes de subduction « profonds »

Par contraste aux séismes géants qui rompent toute l'interface de subduction (de la surface à la zone de transition), des séismes plus « petits » ($M_w < 8$) se produisent aussi sur l'interface de subduction, mais sont limités aux plus grandes profondeurs (entre 40 et 60 km). Les ruptures sont plus petites mais les dégâts peuvent être importants car d'une part les épicentres sont proches de la côte, d'autre par les ondes sismiques arrivent directement par en dessous. Les séismes de 1966, 1987 et 2007 (tous trois dans le grand Nord Chili) semblent entrer dans cette catégorie. La récurrence est inconnue, mais des séismes semblables peuvent se produire plusieurs fois par siècle. Ainsi, des ruptures au niveau de la ville de Taltal (100 km au sud des sites astronomiques du *Very Large Telescope (VLT)* et de l'*Extremely Large Telescope (ELT)*) se produisent régulièrement, sans qu'elles aient été localisées précisément car c'est une région particulièrement désertique du Chili.

6.4.4 Séisme intra-plaque

Qu'ils soient dans le slab (partie de la plaque plongeante déjà subductée) ou dans la croûte continentale, les séismes superficiels sont plus rares. Quasiment absent du Nord, il s'en est produit quelques-uns au Centre et au Sud du Chili au cours du siècle passé (Las Melosas proche de Santiago en 1958 ou plus récemment Pichilemu au Sud de Valparaiso en 2010), et sans doute quelques autres avant la colonisation espagnole (sur la faille de San Ramon dans la région de Santiago par exemple), mais sur lesquels on n'a quasiment pas d'information. Par contre, des séismes intra-slab profonds se sont produits au Nord en 2005 (Tarapaca 20°S), au centre en 1997 (Punitaqui 31°S) et au Sud en 1935 (Chillan 37°S). Ils révèlent la présence de fortes contraintes dans le slab à ces profondeurs, et sont peut-être annonciateurs des grands séismes de subduction, car Iquique 2014, Illapel 2015 et Maule 2010 se sont produits précisément dans ces zones-là.

6.5 Séismes géants et super-cycle

Le 22 mai 1960 se produit au Chili le plus grand séisme jamais enregistré par des sismographes : le séisme de Valdivia, de magnitude 9.5 [KAN 74, CIF 89, OKA 91]. Ce séisme rompt une portion de l'interface de subduction longue de près de 1000 km de long, entre 36°S et 56°S. Il a été précédé le 21 Mai par un séisme de

magnitude 8.1 dans la région de Concepción, et d'encore deux autres précurseurs de magnitude 7.1 et 7.8 dans les heures/minutes précédentes. La magnitude exceptionnelle est confirmée grâce à la comparaison avec les formes d'ondes du séisme de Sumatra de 2004 (Mw 9.2) enregistrées sur les mêmes sismographes à plus de 40 ans d'écart (Kanamori, pers. Com.). Le séisme de 1960 produit des signaux bien plus gros que celui de 2004. Plusieurs autres caractéristiques de ce séisme sont exceptionnelles. Contrairement aux séismes de subduction classiques qui correspondent à un glissement sur l'interface qui est perpendiculaire à la subduction, il inclue une grande composante de cisaillement [KAN 19]. La surface de rupture qui peut expliquer la magnitude est tellement grande qu'il est possible qu'elle ait dépassé les profondeurs sismogéniques standards et quelle se soit prolongée dans le manteau (Kanamori, pers. Com.). Enfin, ce séisme a déclenché une déformation post-sismique à très grande échelle encore détectable 50 ans après [KHA 02] (cf. Chapitre 4). Pendant ce demi-siècle, ce segment est resté sismiquement silencieux et ne s'est réactivé que très récemment en 2016 avec le séisme de Chiloé (Mw 7.6). L'occurrence de ce séisme semble indiquer un retour à l'accumulation de déformation sur le segment de Valdivia [RUI 17]. Du fait de toutes ces caractéristiques exceptionnelles, ce séisme rentre dans la catégorie des séismes géants.

Les séismes de magnitude proche de 9 et plus, sont vraiment d'une autre catégorie. Ils sont beaucoup plus puissants que des magnitude 8 à 8.5, avec des longueurs de rupture pouvant atteindre 1000 km et produisent des Tsunamis transpacifiques destructeurs au Japon. Ils sont rares : 1960 au Sud chili, 1730 au Chili central [UDI 12], 1922 dans le désert de l'Atacama [WIL 29] et 1877 au grand Nord Chili [KAU 86, COM 91]. Leur récurrence longue (300 ans ?) semble indifférente à celle des nombreux séismes de magnitude 8-8.5 qui se produisent quasiment tous les 100 ans dans une région donnée [RUI 18]. Ainsi, le séisme de 1960 a recouvert les ruptures de séismes plus petits de magnitude de l'ordre de 8 de 1737 (Temuco ~39°S) et 1837 (Chiloé ~43°S). Le séisme de 1730, qui a rompu l'interface depuis Concepción (37°S) jusqu'à Huasco (28°S), et peut-être même jusqu'à Copiapo (27°S), a recouvert les ruptures de toute une série de séismes de magnitude autour de 8 (Talca 1928 ; Valparaiso 1822, 1906, 1985 ; Illapel 1880, 1943, 2015). Donc, le séisme géant suit son propre cycle et se produit quand son segment est mûr et prêt à rompre, reprenant un ou plusieurs segments indépendants, qu'ils aient rompus auparavant ou non. Par contre, le cas de Valdivia suggère qu'ils relâcheraient suffisamment de déformation pour engendrer une période de quiescence de plusieurs décennies après leur occurrence. On parle ainsi de séismes géants qui suivraient un super-cycle, indépendant du cycle normal. Ce super-cycle a aussi été observé sur la subduction de Sumatra grâce aux récifs de coraux qui enregistrent les déplacements co-sismiques dans leurs anneaux de croissance [SIE 08].

RESUME : LES SCENARIOS A CRAINDRE POUR LE CHILI

1. Un séisme de subduction de taille moyenne, un peu profond, situé sous la côte et à la latitude d'une grande ville ou d'une infrastructure portuaire. Récurrence inconnue. Accélérations supérieures à 1g très probable.
2. Un très grand séisme de subduction qui romprait plusieurs centaines de km de l'interface. Avec près de 500 km de rupture, cela correspondrait à une magnitude proche de 9. À l'heure actuelle, c'est un scénario possible dans la région de l'Atacama si l'on croit à la récurrence établie par les événements de 1819 et 1922.
3. Un super séisme de subduction qui romprait 1000 km de long comme Sumatra en 2004. C'est peut-être le scénario du séisme de 1730 qui aurait rompu de Concepcion à La Serena. Ce type d'événement est sans doute très exceptionnel et on n'a que très peu d'information sur son temps de retour et les conditions nécessaires à son occurrence.
4. Un séisme intra-slab profond du type de Chillan 1939, Punitaqui 1997 ou Tarapaca 2005. Ces séismes sont relativement peu fréquents, mais pas exceptionnels. Ils sont destructeurs car ils produisent des accélérations assez fortes à la verticale de leur épicentre, qui se trouve à l'intérieur des terres habitées. Parce qu'ils correspondent à des contraintes en profondeur dans la plaque plongeante que l'on a aucun moyen direct de quantifier, leur occurrence et leur récurrence restent très difficile à quantifier.
5. Un séisme crustal sur une faille continentale comme San Ramon dans la région de Santiago. Faille extrêmement lente (maximum 1 mm/an à comparer au 70 mm/an de la subduction), donc séisme extrêmement peu fréquent (peut-être 1 tous les 1000-10000 ans), donc avec une probabilité de retour très diluée dans le temps. Un tel séisme serait très destructeur, parce que son épicentre serait très proche de la surface et peut-être même en ville, même avec une magnitude modeste. Le séisme d'Haïti de 2010, de magnitude modérée mais causant un niveau de destruction extrêmement élevé et près de 300 000 morts est l'exemple typique de ce genre d'événement.

ENCART : L'HISTOIRE EMBROUILLÉE DU GAP SISMIQUE DU GRAND NORD CHILI.

Un séisme majeur, de l'ordre de magnitude 9, s'est produit en 1877 sur la subduction au Nord du Chili. Ce séisme est connu sous le nom du séisme du grand Nord ou du séisme du coude d'Arica (ville Chilienne proche de la frontière avec le Pérou). Comme aucun autre très grand séisme ne s'est produit dans cette région depuis cette date, la zone est considérée comme un gap sismique à surveiller : la déformation s'y accumulant au rythme d'environ 6-7 cm/an depuis près d'un siècle et demi, le gap semble mûr pour produire bientôt un très grand séisme capable de relâcher d'un coup les 10 m de déformation accumulée depuis 1877. Au premier abord, la localisation du gap semble correspondre avec le couplage fort évalué dans la zone, ce qui confirmerait la théorie : les séismes se produisent là où la subduction est bloquée parce que c'est là que la déformation s'accumule. Mais en réalité, la zone de couplage fort ne correspond pas du tout à la rupture supposée de 1877 : elle est beaucoup plus courte (250 km au lieu de 500 km). Cette observation a conduit à douter de l'exactitude des cartes de couplages, voire même à remettre en cause la théorie des gaps. En fait c'est l'estimation de la rupture de 1877 qui pose problème : Une lecture attentive de la littérature scientifique montre comment la taille de la rupture est "augmentée" au fil du temps ... dans la littérature (table 6.2, figure 6.5).

Dans un premier article [KAU 86], la rupture de 1877 va d'abord de Cobija (22.5°S) à Tarapaca (20°S) soit ~285 km de long. Cette longueur (A1 - table 6.2) est obtenue à partir de la taille de la zone affectées par des intensités supérieures ou égales à VIII (destruction importantes sur l'échelle de Mercalli) et d'après une hypothèse en vogue à l'époque qui relie longueur de rupture et intensité VIII [DOR 90]. Les intensités sont estimées d'après les descriptions de l'époque rapportées dans le livre de F. Montessus de Ballore de 1916 [MON 19; figure 6.5). Mais ces estimations sont délicates : il n'est pas rare que des intensités différentes soient rapportées dans des villages proches, que des intensités anormalement fortes soient rapportées loin de l'épicentre ou au contraire des intensités anormalement faibles plus proches. Ainsi, les terminaison Nord et Sud de la rupture sont difficiles à établir. De ce fait, dans un deuxième temps, [KAU 86] allonge la rupture jusqu'à Pisagua au Nord (19.5°S) et porte sa longueur à ~350 km (A2 - table 6.2) en suivant une information plus ou moins douteuse rapportée par un journaliste péruvien de l'époque : il y aurait eu une subsidence importante d'une bande côtière dans les environs de Pisagua, subsidence attestée par le fait que la mer a inondé cette zone. Dans son article, [KAU 86] écrit bien qu'il a des doutes sur cette information contradictoire avec le faible niveau de destruction relevé à Pisagua, mais la prend quand même en compte... dans un troisième temps, il allonge encore la rupture de 40 km au sud de Cobija et porte la longueur à 390 km (A3 - table 6.2). C'est sur la base de ces allongements successifs qu'il dessine sa zone d'iso-intensité VIII (figure 6.5). Pour finir, il utilise une longueur de 400 km (A4 - table 6.2) pour ses calculs. En réalité, le « besoin » pour une grande longueur de rupture vient de la formule d'Abe (sismologue japonais de l'époque) qui relie la magnitude (M) à la longueur de rupture (L) très simplement : $M \sim L^3$ [ABE 79]. Selon cette formule, une longueur

de rupture de 285 km est très insuffisante pour obtenir la magnitude 9 et une longueur de 400 km est nécessaire. Aujourd'hui on sait que cette formule n'est pas correcte : Elle attribue une magnitude 10 au séisme de Sumatra de 2004 (1300 km de long) – au lieu de 9.2, et une magnitude 8.5 au séisme du Japon de 2011 (250 km de long) – au lieu de 9.0.

Dans un deuxième article postérieur, ([COM 91], fig. 1e) la rupture va du sud de Cobija à loin au nord de Pisagua soit ~425 km de long (B - table 6.2). L'article reprend et combine deux informations légèrement discordantes de [KAU 86] : une longueur de Cobija (22.5°S) à Pisagua (19.5°S) mais une zone épicerale allant de 22.5°S jusqu'à 19°S. Cet article, rédigé en Anglais dans une revue internationale, contrairement à l'article [KAU 86] rédigé en Espagnol et publié dans une revue Chilienne, fera date. Malheureusement, comme il décrit beaucoup d'autres séismes du Chili, le paragraphe sur 1877 est un bref résumé des conclusions de [KAU 86] et ses doutes et imprécisions ne sont pas mentionnés.

Dans un 3ème article ([BEJ 13], fig. 1), la rupture va de Mejillones (23°S) au Nord d'Arica (18.5°S) soit ~500km de long (C - table 6.2). Les auteurs citent l'article référence [COM 91] en Anglais et ne mentionnent pas de données supplémentaires. Il s'agit d'un dessin un peu différent. En effet, la rupture qui s'est produite au Pérou en 1968 y est également dessinée et présentée comme disjointe de la rupture de 1877 au Chili, tout comme dans [COM 91]; mais la limite entre les deux séismes est remontée vers le Nord de plus de 50 km (Figure 6.5).

Dans un dernier article ([JAR 18], fig. 1), la rupture rejoint également la frontière avec le Pérou aux alentours de 18°S avec une longueur du même ordre de grandeur (~510 km) (D - table 6.2), mais surtout, elle recouvre partiellement le séisme péruvien de 1868 (Figure 6.5). Les auteurs ne citent pas les articles précédents et n'indiquent pas pourquoi ils dessinent une rupture différente.

En résumé : en 30 ans de littérature scientifique sur le sujet, la rupture a pratiquement doublé de taille, passant des 285 km relevés initialement aux 510 km décrits finalement. La toute première estimation de la rupture, établie sur la taille de la région affectée par des destructions d'intensité VIII et plus, soit 270 km positionnés entre Cobija (22.5°S) et le sud d'Iquique (20.5°S), correspond bien au couplage évalué aujourd'hui par GPS. Ce couplage révèle une segmentation plus complexe que deux grands segments contigus ayant rompus en 1868 (Pérou) et 1877 (Chili), qui seraient prêts à rompre de nouveau prochainement. En réalité, les deux grands séismes historiques sont disjoints d'au moins 200 km entre Arica et Iquique, cette portion étant elle-même constituée de deux segments : le coude proprement dit entre Arica et Pisagua, peu couplé avec une faible sismicité et le segment Pisagua-Iquique qui est couplé et a précisément rompu en 2014. L'aléa sismique de la région doit être complètement revu à la lumière du couplage révélé par GPS et de la relecture attentive de la littérature scientifique. Si les segments d'Arica (peu couplé) et Pisagua (déjà rompu en 2014) ne participent ni au séisme de 1877 ni à sa répétition à venir, alors ces séismes correspondent à une longueur deux fois plus courte sur laquelle il faut accumuler deux fois plus de déformation pour produire la

même magnitude. A la même vitesse (les 6 cm/an de la convergence inter-plaque), il faut simplement deux fois plus longtemps, soit environ 300 ans au lieu des 150 ans précédemment évoqués. Le prochain séisme de magnitude 9 de la région ne serait donc pas pour le 21^{ème} siècle, mais plutôt pour le 22^{ème}.

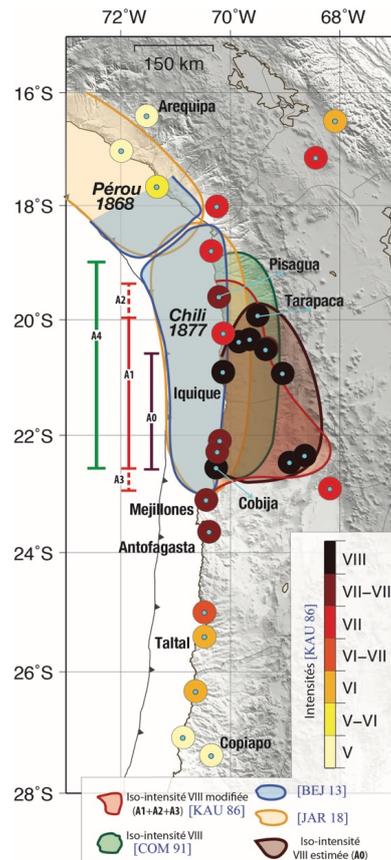


Figure 6.5. Zone épacentrale et longueur de rupture du séisme de 1877 telles que décrites dans la littérature scientifique (Table 6.2). Intensités des destructions dues au séisme de 1877 selon l'échelle de Mercalli modifiée d'après [KAU 86]. Les cercles colorés indiquent les intensités attribuées par [KAU 86] d'après l'analyse des descriptions des destructions compilées par [MON 19]. La zone épacentrale originale correspond à la zone géographique où les destructions sont supérieures ou égales au niveau VIII (zone entourée par la courbe brune). Cette zone est sensiblement plus petite que les ruptures décrites dans la littérature scientifique et correspond à la longueur de rupture A0 de l'ordre de 270 km.

	Référence / figure / texte	Long. de rupture	Commentaire
A1	[KAU 86], texte p 9 [intensidades VIII o mayor : lat min Cobija, lat max Tarapaca]	285 km	Iso intensités supérieures ou égales à VIII originales
A2	[KAU 86], texte p 10 [hundimiento costa Pisagua ... incluir este punto dentro de la zona epicentral a pesar de intensida menor que VIII]	350 km	Iso intensités VIII allongées vers le Nord grâce à « l'information » subsidence à Pisagua
A3	[KAU 86], figure 2	390 km	Iso intensités VIII allongées vers le Sud au-delà de Cobija vers Mejillones
A4	[KAU 86], texte p 12 [Utilizando esta relacion hemos estimado la magnitud con longitud de falla de 400 km]	400 km	Valeur utilisée pour calculée la magnitude selon la formule d'Abe
B	[COM 91], figure 1e	425 km	Cite A. Combine la longueur de 400 km et l'information de l'abstract de [KAU 86] [de 19°S à 21.5°S]
C	[BEJ 13], figure 1a	505 km	Pas d'explication, cite B. Les ruptures de 1877 et 1868 sont disjointes.
D	[JAR 18], figure 1	510 km	Pas d'explication, cite C. Les limites des ruptures de 1877 et 1868 se recouvrent.

Table 6.2. Résumé (non exhaustif) de la longueur de la rupture du séisme de 1877 rapportée dans la littérature scientifique (depuis 1986).

6.6 Bibliographie

- [ABE 79] ABE, K., Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *Journal of Geophysical Research*. 84, 1561-1568, 1979.
- [BEJ 13] BEJAR, M. et al, Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature Geoscience*, V6, 462-467, 2013.
- [CIF 89] CIFUENTES, I., and P. SILVER, Low-frequency source characteristics of the great 1960 Chilean earthquake, *Journal of geophysical. Research*, 94, 643-663, 1989.
- [COM 91] COMTE, D., PARDO, M., Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Nat. Hazards* 4, 23-44, 1991.
- [DOR 90] DORBATH, L., et al, Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru, *Bulletin of Seismological Society of America*. 80, 551-576, 1990.

- [HOL 11] HOLTkamp, S.G. et al., Earthquake swarms in south America, *Geophysical Journal International*, Volume 187, Issue 1, October 2011, Pages 128–146, 2011.
- [JAR 18] JARA, J., et al., Kinematic study of Iquique 2014 Mw8.1 earthquake: Understanding the segmentation of the seismogenic zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 503 (2018) 131–143, 2018.
- [KAN 74] KANAMORI, H., and J. CIPAR, Focal process of the great Chilean earthquake may 22, 1960. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9, 128-136, 1974.
- [KAN 19] KANAMORI, H., et al., Evidence for a large strike-slip component during the 1960 Chilean earthquake. *Geophysical Journal International*, (2019) 218, 1–32, 2019.
- [KAU 86] KAUSEL, E., Los Terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que Afectaron el Sur del Peru y Norte de Chile. In: *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*. 3. p.8–12, 1986.
- [KHA 02] KHAZARADZE, G., et al., Prolonged post-seismic de-formation of the 1960 great Chile earthquake and implications for mantle rheology. *Geophysical Research Letters*, 29 (22), 2050, 2002.
- [KEL 72] KELLEHER, J.A., Rupture zones of large south American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*. 77 (11), 2087–2103, 1972.
- [MAD 91] MADARIAGA, R., Chili : l'œil sur le séisme, *Le Provençal*, 3 mars 1991.
- [MAD 10] MADARIAGA, R., et al., Central Chile finally breaks, *Science*, 9 April 2010, Vol. 328. no. 5975, pp. 181 – 182, 2010.
- [MET 12] MÉTOIS, M., et al., Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 117, B03406, 2012.
- [MET 16] MÉTOIS, M., et al., Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38_–18_S). *Pure and applied Geophysics*. 173, 1431–1449, 2016.
- [MON 19] MONTESSUS DE BALLORE, F., Bibliografía general de Temblores y Terromotos, 6 fasc Sociedad Chilena de Historia y Geografía, Santiago, Chile, 1915-1919.
- [NIS 85] NISHENKO, S., 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*. 90, 3589–3615, 1985.
- [OKA 91] OKAL, A., TALANDIER, J., Single-station estimates of the seismic moment of the 1960 Chilean and 1964 Alaskan earthquakes, using the mantle magnitude M_m , *Pure and applied Geophysics*, 136, 103–126, 1991.
- [RUI 17] RUIZ, S, et al., Reawakening of large earthquakes in South-Central Chile: the 2016 Mw 7.6 Chiloé event. *Geophysical Research Letters*, 2017.
- [RUI 18] RUIZ, S., R. MADARIAGA, Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile, *Tectonophysics*, 2018.

- [SIE 08] SIEH, K., et al., Earthquake Supercycles Inferred from Sea-Level Changes Recorded in the Corals of West Sumatra, *Science*, Vol. 322, Issue 5908, pp. 1674-1678, 2008.
- [UDI 12] UDÍAS, A., et al., The large Chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bulletin of Seismological Society of America*, 102, 1639-1653, 2012
- [VIG 11] VIGNY, C. et al., The 2010 Mw 8.8 Maule Mega-Thrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science*, 332, 17 june 2011, pp 1417-1421, 2011.
- [WIL 29] WILLIS, B., Studies in Comparative Seismology: Earthquake Conditions in Chile, 382. Carnegie Institution of Washington, Washington, 1929.