

à la surface de l'océan ne se condense pas en altitude au-dessus du continent, où il ne pleut que tous les dix ans en moyenne. L'humidité descend toutefois sur le sol du désert pendant la nuit, ce qui favorise, par capillarité, la concentration du salpêtre en surface. Les traces des failles sont donc particulièrement visibles. En outre, des coulées de boue, issues des rares pluies de la région, couvrent les failles et sont coupées à leur tour lors des séismes ultérieurs : elles permettent la reconstitution des mouvements de l'écorce terrestre autour des failles et l'établissement de leur chronologie relative.

Les orientations de ces failles et les mouvements des blocs de part et d'autre indiquent que l'écorce terrestre est en extension dans la direction Est-Ouest. La plupart des failles, parallèles à la faille principale, sont, comme elle, normales. En outre, les failles dont la direction est légèrement décalée vers le Nord-Ouest ou vers le Nord-Est sont le siège de mouvements latéraux en plus de l'extension normale : le bloc Est se déplace légèrement vers le Sud dans le premier cas, légèrement vers le Nord dans le second (voir la figure 3). Nous verrons que cette zone d'extension, qui est un trait majeur en surface, n'est, malgré son ampleur, qu'une conséquence de l'activité sismique qui naît en profondeur à l'interface de subduction.

Une auréole sismique

Nous avons, depuis 1990, enregistré la sismicité régionale. Des séismes, dont aucun ne dépasse une magnitude de 7,5, se produisent fréquemment. Leurs épicentres, projection en surface de leur foyer d'origine, sont distribués en auréole autour de la région du séisme de 1877 (voir la figure 5). Plus remarquable encore est la concentration des séismes de magnitude voisine de sept dans cette auréole : ils résultent de l'accumulation des contraintes autour de la région qui doit rompre dans les années à venir.

Tous ces petits séismes sont les conséquences de ruptures à l'interface de subduction. La localisation précise de leurs hypocentres (foyers d'origine) nous a donc permis de dessiner cette interface (voir la figure 6). Elle plonge sous le continent, de la fosse océanique au front volcanique qui surplombe le désert d'Atacama, à 250 kilomètres de la côte. En profondeur, à l'aplomb de ce front

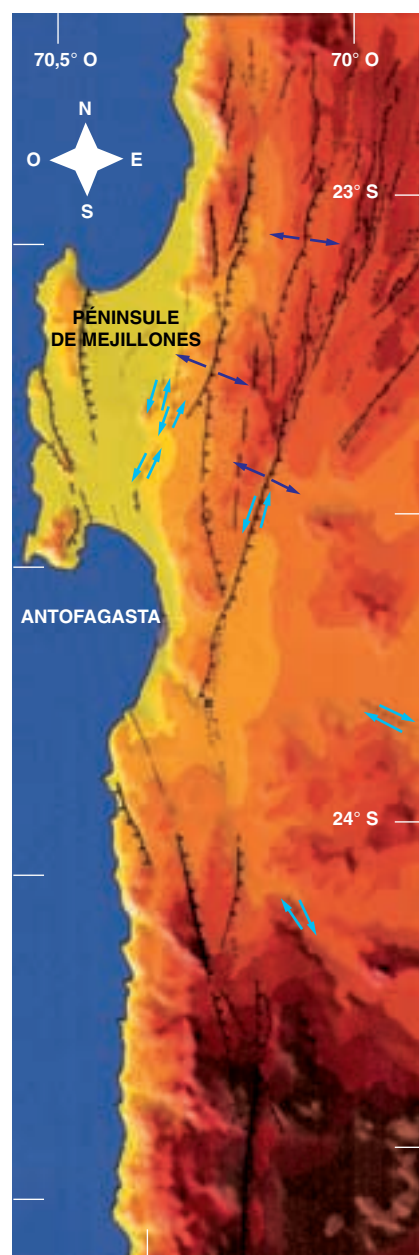
volcanique, l'activité sismique diminue : les conditions de pression et de température, aux profondeurs supérieures à 150 kilomètres atteintes par l'interface de subduction à cet endroit, entraînent l'amollissement et la fusion partielle des roches de la croûte océanique. Les composantes de la lithosphère se séparent : les moins denses remontent et sont éjectées dans des volcans.

Nos enregistrements nous indiquent aussi la répartition des forces le long de l'interface de subduction. Nous avons en effet calculé les orientations des plans de faille et les mouvements relatifs des blocs de part et d'autre de ces plans pour les séismes enregistrés par notre réseau entre 1990 et 1994. Aux profondeurs inférieures à 50 kilomètres, tous les séismes sont associés à des mouvements de compression. Aux profondeurs supérieures, les séismes sont associés à des mouvements d'extension. Nous en déduisons que la subduction est bloquée, parce que la friction y est trop forte, sur la portion de l'interface comprise entre la surface et 50 kilomètres de profondeur. En dehors de cette zone bloquée, la plaque océanique continue son mouvement : elle est comprimée au-dessus et elle est étirée au-dessous.

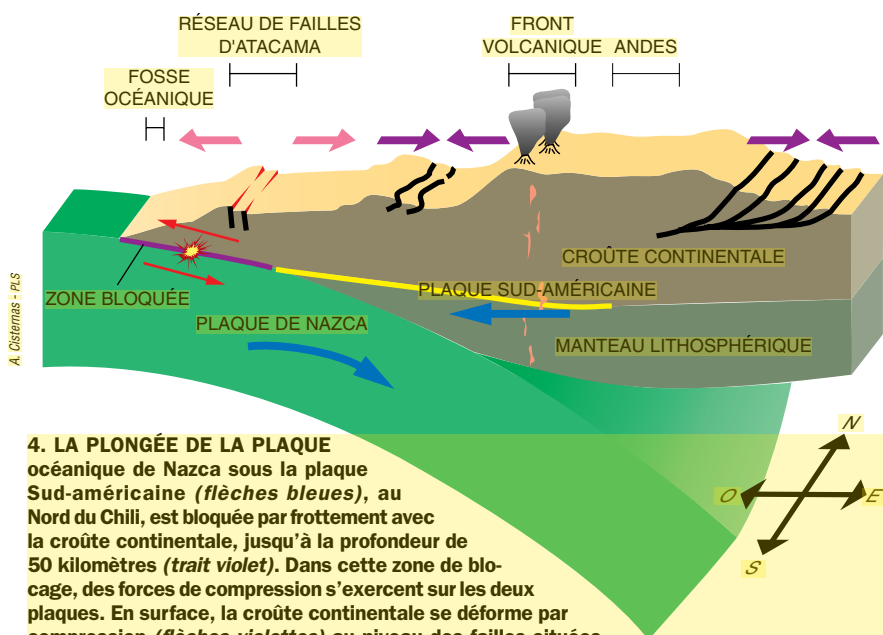
La profondeur de 50 kilomètres est de l'ordre de grandeur de l'épaisseur de la croûte continentale, couche supérieure de la lithosphère continentale : cette croûte bloque la plaque océanique et l'empêche de plonger librement dans le manteau terrestre. Le manteau lithosphérique, couche inférieure de la plaque continentale, n'intervient pas dans le blocage (voir la figure 4).

La zone de friction bloquée avant 1995 était située exactement au contact entre la plaque océanique et la croûte continentale. Cette observation, faite entre 1990 et 1994, a été confirmée par nos mesures lors du séisme de 1995.

3. LES FAILLES DU SYSTÈME D'ATACAMA, ici autour d'Antofagasta au Chili (en haut), sont toutes le siège de mouvements d'extension de l'écorce terrestre (flèches bleu foncé) et, pour certaines, de glissements latéraux (flèches bleu clair). La combinaison de tous ces mouvements est une extension globale Est-Ouest. Ces failles et les mouvements liés aux séismes anciens sont bien visibles à la surface du désert aride d'Atacama. Des coulées de boue d'une centaine de mètres de large (zones sombres sur la vue d'avion) qui coupent les failles (en haut à droite) et sont coupées par elles (en bas à gauche), indiquent la chronologie relative et le sens des déplacements du terrain.



A. Cisternas - PLS



4. LA PLONGÉE DE LA PLAQUE océanique de Nazca sous la plaque Sud-américaine (flèches bleues), au Nord du Chili, est bloquée par frottement avec la croûte continentale, jusqu'à la profondeur de 50 kilomètres (trait violet). Dans cette zone de blocage, des forces de compression s'exercent sur les deux plaques. En surface, la croûte continentale se déforme par compression (flèches violettes) au niveau des failles situées en aval du front volcanique et de celles situées à l'Est du massif andin. Lors d'un séisme (étoile), un glissement se produit à l'interface entre les plaques (flèches roses). En surface, la croûte terrestre est alors brusquement étirée, dans la région des failles du réseau d'Atacama (flèches roses) : la partie de la plaque continentale située à l'Ouest de la faille avance vers l'Ouest, tandis que la partie Est reste bloquée. Aux profondeurs supérieures à 50 kilomètres, la plaque océanique, en contact avec le manteau lithosphérique, plonge librement. Vers 150 kilomètres de profondeur, les roches se liquéfient partiellement, les matériaux les plus légers remontent à travers la plaque continentale et ils sont éjectés par des volcans.

Le dernier maillon

Le 30 juillet 1995, un séisme de magnitude huit s'est produit sous notre réseau. Sa puissance le distingue de la sismicité ambiante. La rupture, sur 180 kilomètres de long, a rempli une «lacune de sismicité» au Sud de celle de 1877. La zone qui a rompu était le dernier élément qui empêchait la plaque océanique d'avancer du côté Sud de la lacune de 1877.

L'épicentre du séisme a été localisé au Nord de la zone de rupture. Un séisme de magnitude 7,3 s'était produit en 1987 au Sud de cette zone de rupture, réduisant les contraintes accumulées de ce côté. Un précurseur direct du tremblement de terre de 1995 a été le séisme de magnitude 6,2 du 10 décembre 1994, qui avait exactement le même épicentre. Ce précurseur a été suivi d'une période de calme autour de l'épicentre, interrompue seulement par trois petits événements de magnitude inférieure à quatre dans les trois jours qui ont précédé le séisme de juillet 1995. Ces observations illustrent la complexité du phénomène sismique : on sait reconstituer *a posteriori* la genèse des ruptures, mais il est autrement plus difficile de prédire le comportement futur d'une faille à partir des observations passées.

En utilisant les enregistrements du réseau sismologique mondial, nous avons retrouvé le sens de la propagation de la rupture au cours du temps. Nous utilisons pour cela l'effet Doppler : comme la sirène d'une ambulance, dont la fréquence semble plus aiguë lorsqu'elle s'approche de nous que lorsqu'elle s'éloigne, la fréquence des ondes sismiques dépend de leur direction de propagation par rapport à celle de la rupture. La propagation des ondes élastiques est plus complexe que la propagation du son, puisqu'il y a deux types d'ondes au lieu d'un seul, mais le principe reste le même. Dans notre cas, les stations qui sont au Nord du foyer enregistrent une onde de plus basse fréquence que celles qui sont au Sud : la rupture s'est donc propagée du Nord vers le Sud.

De manière plus détaillée, nous avons modélisé cette propagation de la rupture, validant le modèle par la comparaison des sismogrammes calculés avec ceux observés par le réseau mondial. Le modèle le plus satisfaisant consiste en une série de ruptures de tailles différentes, réparties sur 180 kilomètres le long de la faille qui a rompu, et qui démarrent à des instants différents, la durée totale étant de 70 secondes.

Nous avons aussi enregistré la succession des répliques pendant les 24 heures qui ont suivi le séisme principal. La bordure Nord de cette distribution est remarquablement nette et elle passe par le centre de la péninsule de Mejillones, dépression de 20 kilomètres de large qui rompt la continuité de la ligne de côte au Nord d'Antofagasta. Cette péninsule marque une barrière géologique qui a empêché la rupture de se propager vers le Nord. Plus précisément, la péninsule de Mejillones est l'expression en surface de la barrière existant en profondeur, à l'interface de subduction, et dont nous ignorons la nature exacte. Cette barrière avait aussi, en 1877, empêché la propagation vers le Sud de la rupture associée au séisme de magnitude neuf. À l'extrémité Sud de la rupture de 1995, la magnitude des répliques est moins grande : nous avons vu que le séisme de 1987 avait réduit la déformation cumulée dans cette zone, et donc l'énergie élastique accumulée localement dans les plaques.

La distribution en profondeur des hypocentres des répliques dépeint clairement la zone rompue : elle suit la surface de subduction déduite de l'observation de la sismicité ambiante, jusqu'à la profondeur de 50 kilomètres, où elle s'arrête (voir la figure 7). La rupture associée au séisme de 1995 s'est donc produite exactement le long de la partie de l'interface qui était bloquée avant le séisme, c'est-à-dire celle située entre la surface et le bord inférieur de la croûte continentale. Ce résultat confirme que nous pouvons, en calculant la variation des contraintes en profondeur après chaque séisme, avec des modèles de rupture, mettre en évidence l'existence, la taille et la nature des régions prêtes à rompre.

Nous avons vérifié d'une autre façon, indépendante, la validité de notre modèle de propagation de la rupture principale : nous avons observé des déformations du terrain proches de celles calculées à partir du modèle. Nous avons mesuré ces mouvements de terrain par les changements du niveau de la mer dans la région côtière ou directement par des mesures de positionnement par satellite.

Ainsi, le calcul montre que le séisme de 1995 a soulevé une région ovale entre la côte et la fosse océanique, avec une valeur maximale de 1,2 mètre. Sur la bordure côtière, ce soulèvement atteint 10 à 15 centimètres, ce que nous avons observé. Entre la côte à Antofa-