



2. LE DÉFERLEMENT D'UNE VAGUE assez puissante pour déplacer deux navires de guerre, ancrés dans le port d'Arica, à près de quatre kilomètres sur le continent (*en haut, à gauche*) a accompagné le séisme de magnitude neuf qui a touché le Sud du Pérou en 1868. En 1877, un tsunami analogue, provoqué par un séisme d'ampleur similaire qui a touché une portion adjacente de la côte, au Nord du Chili, a ramené en mer la coque de l'un des navires, dont la chaudière est longtemps restée sur la plage (*en bas, à gauche*). Au moins un séisme semblable se produira d'ici dix ans dans la région, tuant de nombreuses personnes : même si les constructions récentes érigées sur la plage de Chinchorro, à Arica (*à droite*), résistent au tremblement de terre, elles seront balayées par le tsunami.

1990, avec un réseau permanent de huit stations qui envoient des signaux sismiques par radio à une station centrale.

Ces mesures, et nos études de terrain, éclairent les mécanismes tectoniques à l'œuvre dans la région et la répartition des contraintes mécaniques, en surface et en profondeur. Nous avons aussi déterminé la géométrie de la surface de contact et de frottement entre les deux plaques tectoniques. Nous avons enfin élaboré des modèles mécaniques de la déformation locale de la croûte terrestre : ils montrent que le mouvement de subduction est freiné jusqu'à la profondeur de 50 kilomètres. En 1995, un séisme de magnitude huit nous a donné l'occasion de tester et d'améliorer ces modèles.

Le chevauchement des plaques

La couche supérieure de l'écorce terrestre, la lithosphère, est divisée en une douzaine de plaques tectoniques, qui se déplacent. La lithosphère se forme dans les dorsales océaniques, par l'éjection de magma du manteau terrestre : ainsi, l'océan Atlantique s'ouvre par la croissance des plaques situées de part et d'autre de la dorsale médio-atlantique. Au Sud-Ouest, la croissance de

la plaque Sud-Américaine, sur laquelle est posée la croûte continentale d'Amérique du Sud, entraîne le déplacement vers l'Ouest de cette dernière. Dans l'océan Pacifique, au large du Chili et du Pérou, la plaque de Nazca, qui prend naissance sur la dorsale du Pacifique Est, se déplace vers l'Est. Le long de la côte Ouest de l'Amérique du Sud, la plaque océanique de Nazca, plus dense, s'enfonce sous la plaque continentale Sud-américaine, à la vitesse moyenne de dix centimètres par an. Le signe le plus visible de cette subduction est l'existence d'une fosse océanique profonde, parallèle à la ligne de côte.

Ce mouvement de subduction est continu sur l'échelle des temps géologiques, mais saccadé à l'échelle humaine. Une forte friction le bloque et l'énergie correspondante est accumulée sous forme élastique dans les deux plaques, de part et d'autre de leur surface de contact. Lorsque les contraintes ainsi créées sont supérieures aux forces de friction, le glissement relatif des deux blocs se produit brusquement, engendrant un séisme dont la magnitude dépend à la fois de la longueur du glissement et de la taille de la surface sur laquelle il se produit. Le mouvement de la plaque de Nazca sous l'Amérique du Sud n'est en effet pas un mouvement

d'ensemble : il se fait par segments, qui ne cassent pas simultanément.

La subduction de la plaque de Nazca sous la plaque continentale laisse des traces à la surface de la croûte terrestre : des failles, dont l'observation permet la reconstitution partielle de l'histoire des différents mouvements et la détermination des contraintes locales actuelles. Dans la région que nous étudions, la faille la plus importante est la faille d'Atacama, à peu près parallèle à la côte sur 1 000 kilomètres. C'est une faille « normale » : elle sépare la croûte terrestre en deux blocs qui tendent à s'écarter. Elle a certainement été activée lors du séisme de 1877 et elle garde mémoire de séismes plus anciens.

La faille d'Atacama n'est pas isolée : plusieurs failles quasi parallèles courent entre la côte et la faille d'Atacama *stricto sensu*. Par chance pour les sismologues, la zone de rupture du séisme de 1877 se situe au-dessous du désert d'Atacama, où la faiblesse de l'érosion favorise la conservation des escarpements et des failles formés lors des séismes. Le courant marin froid de Humboldt qui remonte de l'Antarctique le long des côtes chiliennes et péruviennes produit un phénomène d'inversion thermique au-dessus du désert : l'eau évaporée

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

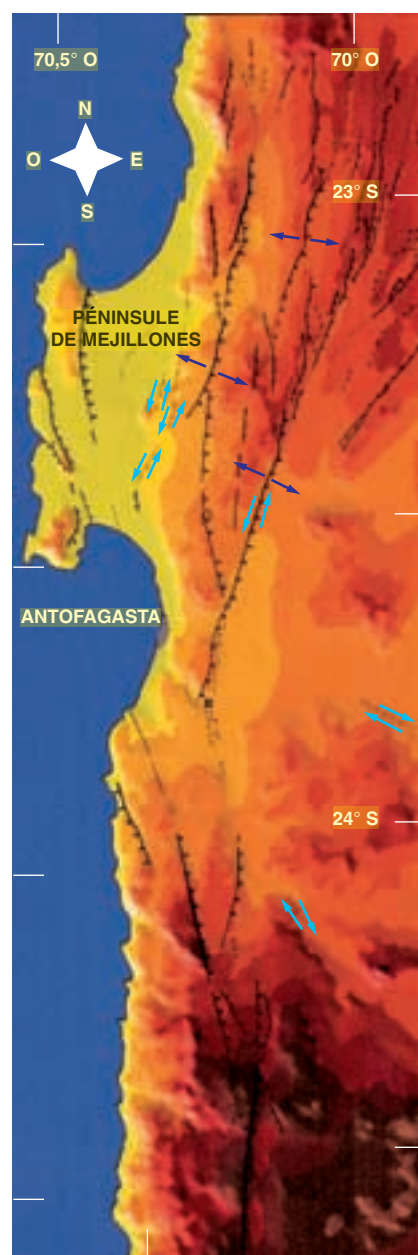
volcanique, l'activité sismique diminue : les conditions de pression et de température, aux profondeurs supérieures à 150 kilomètres atteintes par l'interface de subduction à cet endroit, entraînent l'amollissement et la fusion partielle des roches de la croûte océanique. Les composantes de la lithosphère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