



Crews/The Image Works

5. DES SOUVENIRS DE LA PÉRIODE NÉONATALE peuvent être suggérés – comme celui d'un mobile suspendu au-dessus d'un berceau, dans une maternité – bien que des souvenirs de la première année de la vie soient peu probables. Dans une étude, des «souvenirs impossibles» du premier jour de la vie ont été instillés, soit par hypnose, soit par l'intermédiaire d'une procédure de suggestion. Quarante-six pour cent du groupe de sujets hypnotisés et 56 pour cent du groupe guidé se sont «souvenus» du mobile.

sont pas nécessairement tous faux. Bien que le travail expérimental sur la création de faux souvenirs fasse douter de la valeur des souvenirs enfouis depuis longtemps, il ne les invalide absolument pas. En revanche, il montre que, sans corroboration, même un expert ne peut différencier les vrais souvenirs de ceux qui ont été créés par la suggestion.

On ignore encore les mécanismes précis d'élaboration des faux souvenirs. Quelles sont les caractéristiques

des faux souvenirs créés? Ces faux souvenirs sont-ils durables? Toutes les personnes sont-elles «suggérables» ou existe-t-il des prédispositions physiques ou émotionnelles?

Les études, qui se poursuivent, conduisent déjà à mettre en garde les professionnels de la santé mentale et d'autres professions : ils doivent savoir qu'ils risquent d'influencer leurs patients et devraient limiter l'usage de l'imagination pour la résurgence de souvenirs supposés perdus.

Elizabeth LOFTUS, professeur de psychologie à l'Université de Washington, est présidente de l'Association américaine de psychologie.

Saul M. KASSIN et Katherine L. KIECHEL, *The Social Psychology of False Confessions : Compliance, Internalization and Confabulations*, in *Psychological Science*, vol. 7, n° 3, pp. 125-128, mai 1996.

Maryanne GARRY, Charles G. MANNING, Elizabeth F. LOFTUS et Steven J. SHERMAN, *Imagination Inflation : Imagining a Childhood Event Inflates Confi-*

dence That It Occurred, in *Psychonomic Bulletin and Review*, vol. 3, n° 2, pp. 208-214, juin 1996.

Remembering Our Past : Studies in Autobiographical Memory, sous la direction de David C. Rubin, Cambridge University Press, 1996.

Daniel L. SCHACTER, *Searching for Memory : The Brain, the Mind and the Past*, BasicBooks, 1996.

E. LOFTUS et K. KETCHAM, *Le syndrome des faux souvenirs*, Éditions Exergue, 1997.

La préparation d'un grand séisme

ARMANDO CISTERNAS • LOUIS DORBATH • BERTRAND DELOUIS • HERVÉ PHILIP

Un tremblement de terre a dévasté la côte Nord du Chili il y a 120 ans. L'accumulation des contraintes tectoniques dans la région déclenchera bientôt une catastrophe semblable.

Le 13 août 1868, un séisme destructeur, d'une magnitude estimée à neuf sur l'échelle de Richter, frappe la côte Sud du Pérou. La rupture de la croûte terrestre sur une longueur de 400 kilomètres engendre un raz de marée. Federico Greve, ancien directeur du service sismologique au Chili, écrit en 1940 : «Le raz de marée a balayé sept fois le port d'Arica, atteignant une hauteur de 13 mètres au-dessus du niveau normal. Le port et la ville ont été réduits en ruines. [...] Le tsunami est arrivé, au Nord, jusqu'en Californie et, à l'Ouest, en Nouvelle-Zélande et en Australie après avoir traversé l'océan Pacifique. La région la plus touchée va de la ville d'Ica au Pérou jusqu'à Tarapaca au Chili, [...] les villes les plus détruites étant Arequipa, Moquegua, Arica, Tacna et Mollendo».

Selon un autre récit, «le tremblement de terre a duré cinq minutes, et la plupart des bâtiments sont tombés, la terre s'est ouverte et de l'eau a surgi. [...] Tout a été rasé, et deux bateaux de guerre, le *Wateree*, des États-Unis, et l'*America*, du Pérou, se sont échoués à plus de deux milles (près de quatre kilomètres) de la plage. La vague a arraché de lourdes pièces d'artillerie du fort, une locomotive et des wagons avec leur cargaison. Les maisons en argile ont été détruites, celles en bois ont été déplacées. [...] Le jour suivant, on a découvert le corps d'une femme en haut d'un palmier de l'Hôtel de France, ce qui indique la hauteur atteinte par l'eau.» Le Français Montessus de Ballore, pionnier de la sismologie et premier directeur du service sismologique au Chili rapporte que «Le tsunami a tellement secoué la ban-

quise Antarctique qu'il s'en est détaché, tout à fait hors saison, de nombreux icebergs, plus tard rencontrés dans les mers australes loin de leur lieu d'origine.»

Neuf ans plus tard, le 9 mai 1877, un autre séisme rompt une autre faille de 400 kilomètres qui prolonge celle du Pérou le long des côtes au Nord du Chili, entre les villes d'Antofagasta et d'Arica. Un tsunami similaire détruit ce qui restait du port d'Arica et ramène la coque du *Wateree* vers la côte. Seule la chaudière de ce navire est longtemps restée sur la plage, témoignage des deux catastrophes. C'est le premier séisme observé à grande distance avec des instruments de mesure : Montessus de Ballore rapporte que, le 10 mai, Magnus Nyren, géophysicien à l'observatoire astronomique de Pulkowa, à Saint-Petersbourg, vit un niveau osciller avec une période de 20 secondes environ ; le tremblement de terre chilien fut reconnu comme la cause de ces oscillations.

Depuis ces deux séismes voisins et de magnitude similaire, la terre tremble fréquemment dans la région, mais beaucoup moins violemment. Dans cette région, les tremblements de terre résultent des à-coups dans l'avancée d'une plaque tectonique sous une autre : des séismes semblables se répètent plus ou moins régulièrement aux mêmes endroits.

Le même phénomène d'enfoncement d'une plaque tectonique sous une autre, la subduction, est la cause de séismes dans de nombreuses régions du Globe, parmi lesquelles des régions très peuplées telles que la côte Ouest de l'Amérique du Sud, le Japon ou l'Indo-

nésie. Pour prévoir l'arrivée de ces séismes et leur magnitude, afin d'édicter des normes de construction parasismiques adaptées et de conseiller les populations, préservant ainsi des milliers de vies humaines, les tectoniciens s'attachent à décrire en détail les mécanismes de la subduction. Paradoxalement, les tremblements de terre sont des moments privilégiés d'observation : c'est alors que les plaques avancent d'un coup l'une par rapport à l'autre.

La Terre ébranlée

La côte Ouest de l'Amérique du Sud est particulièrement intéressante : les paramètres caractéristiques de la subduction y ont des valeurs extrêmes ; la vitesse de convergence des deux plaques tectoniques est l'une des plus élevées au monde, dix centimètres par an en moyenne, et le frottement entre les deux plaques est aussi l'un des plus forts. Les séismes qui s'y produisent sont parmi les plus violents que nous connaissions. Ainsi, au Sud du Chili, en 1960, un séisme de magnitude 9,6 a accompagné la rupture de la croûte terrestre sur une longueur de 1 000 kilomètres (la distance de Lille à Marseille) : le tsunami engendré par le mouvement du fond marin a ravagé les zones côtières sur tout le pourtour du Pacifique ; pour la première fois on a observé les oscillations propres de la Terre dans son ensemble ; l'orientation de l'axe de rotation de la Terre a même été légèrement modifiée. Un tel séisme se répète tous les 128 ans en moyenne.

La situation extrême inverse se produit au niveau de l'archipel des

Pour connaître la place de ces séismes géants dans l'histoire sismique de la région et, un jour, en observer un «en direct», nous étudions, depuis 1988, la sismicité dans la région touchée par le séisme de 1877. Nous avons enregistré la sismicité ambiante à son extrémité Sud, autour de la ville d'Antofagasta, d'abord avec un réseau temporaire de mesure, ensuite, depuis



l'écorce terrestre est tout près d'y rompre. Cette activité sismique résulte du mouvement convergent de deux plaques tectoniques (*en bas, à gauche, les limites des plaques sont schématisées en marron*) : la plaque océanique de Nazca, qui prend naissance sur la dorsale du Pacifique Est, plonge sous la plaque Sud-américaine, qui se forme sur la dorsale médio-atlantique. Un fort frottement entre les deux plaques bloque le mouvement, qui ne se produit que par à-coups.



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

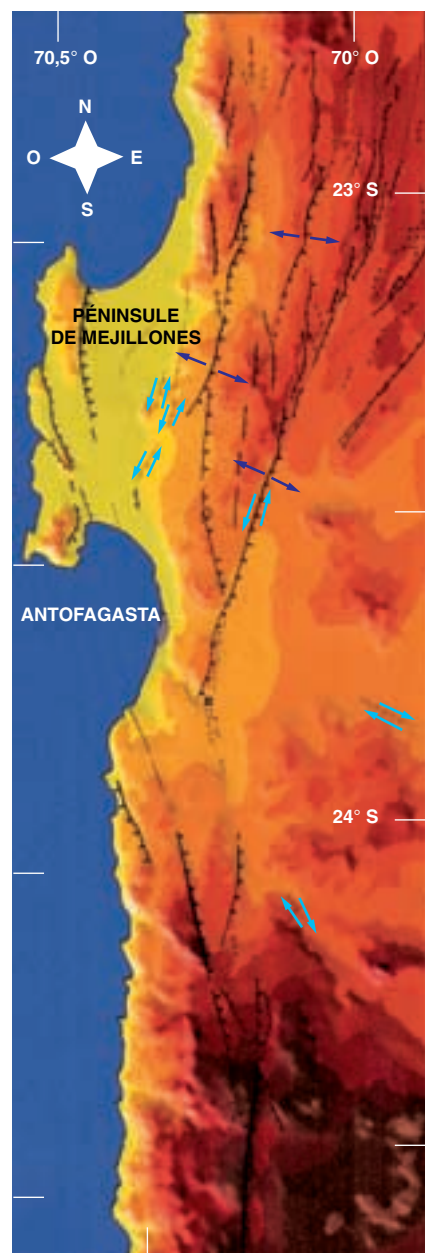
volcanique, l'activité sismique diminue : les conditions de pression et de température, aux profondeurs supérieures à 150 kilomètres atteintes par l'interface de subduction à cet endroit, entraînent l'amollissement et la fusion partielle des roches de la croûte océanique. Les composantes de la lithosphère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

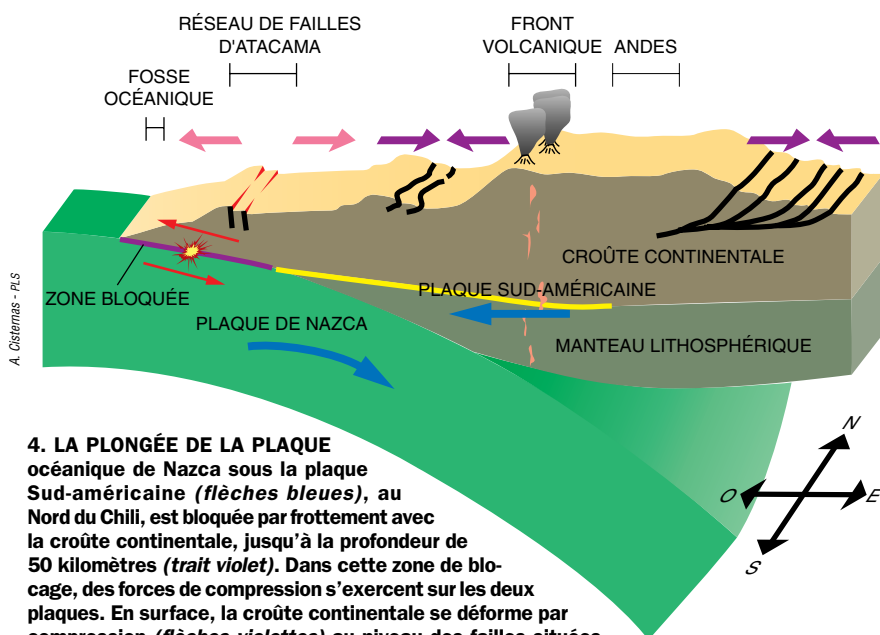
La profondeur de 50 kilomètres est de l'ordre de grandeur de l'épaisseur de la croûte continentale, couche supérieure de la lithosphère continentale : cette croûte bloque la plaque océanique et l'empêche de plonger librement dans le manteau terrestre. Le manteau lithosphérique, couche inférieure de la 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



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 rouges*). 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-

gasta et la région stable à l'intérieur du continent, nos calculs indiquent un déplacement horizontal de 70 centimètres, en accord avec les données de positionnement par satellite.

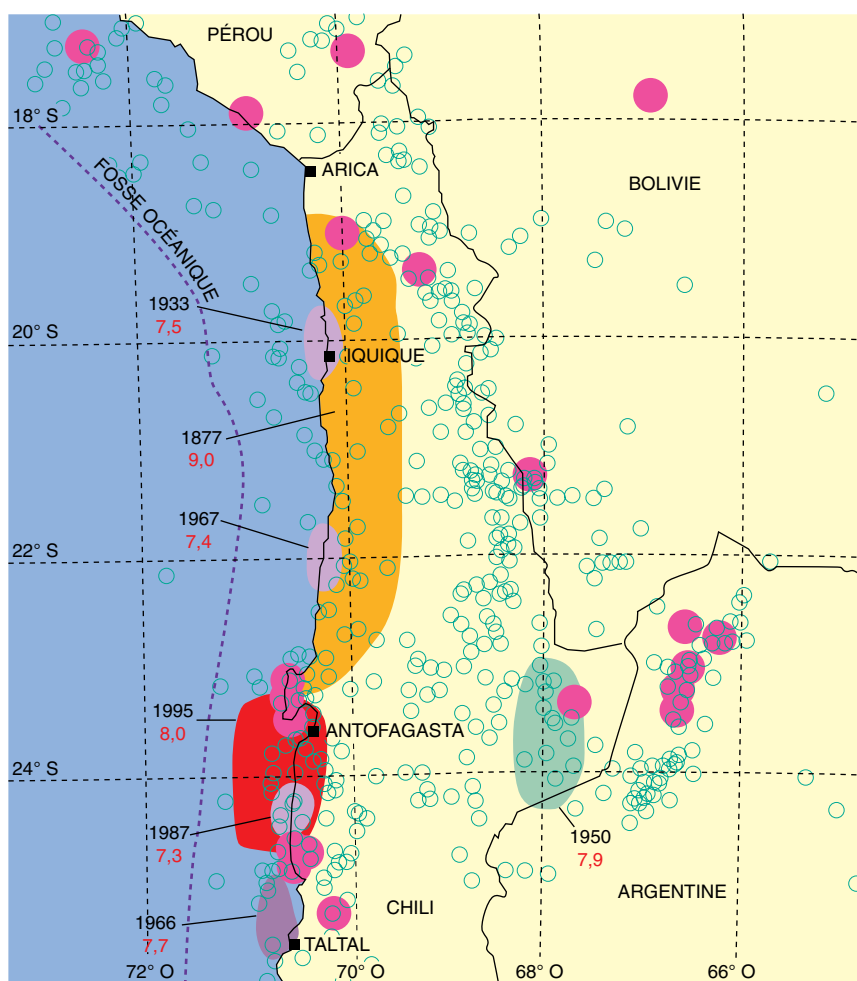
Toujours selon notre modèle, le déplacement horizontal, d'orientation dominante Est-Ouest, augmente lorsqu'on s'approche de la fosse océanique, ce qui implique que la croûte terrestre de la surface libre est étirée. Nous comprenons alors les caractéristiques tectoniques de la faille d'Atacama et des failles associées : à l'occasion de chaque séisme de subduction, la zone de la faille d'Atacama est soumise à des contraintes extensives. Il est donc naturel qu'elle soit activée à l'occasion. Ce fut le cas pour le séisme de 1995. Les ruptures de surface n'étaient pas de grande ampleur, mais clairement observables, en particulier dans le secteur de la Sierra Remiendos, environ 70 kilomètres au Sud Sud-Est d'Antofagasta. À cet endroit, les ruptures maximales ne dépassent pas 20 centimètres en extension et nous avons repéré les traces des failles activées sur quelques centaines de mètres.

La lacune encadrée

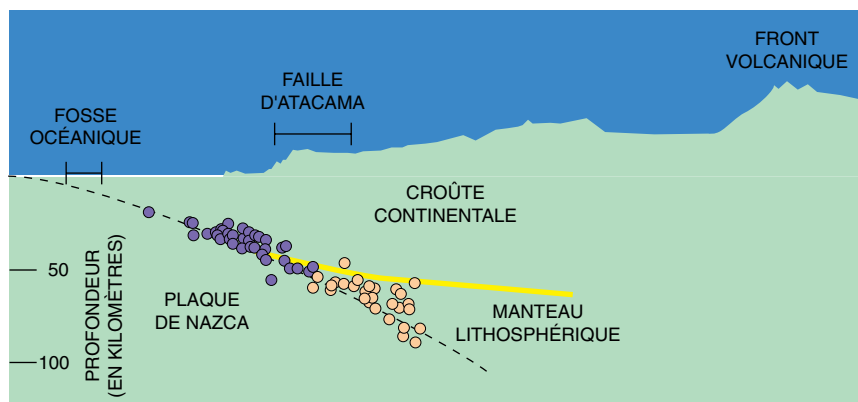
Le 12 novembre 1996, un séisme de magnitude 7,7 a frappé la région de Nazca, au Nord de la lacune sismique de 1868 au Pérou, entraînant des dégâts et des morts. La similarité avec le séisme de 1995 est frappante : ces deux séismes se situent aux extrémités de deux grandes lacunes de sismicité où se produiront des tremblements de terre de magnitude voisine de neuf d'ici à quelques années. Ils indiquent que la convergence des plaques de Nazca et d'Amérique du Sud n'est arrêtée maintenant que par les régions qui ont cassé en 1868 et 1877. Tout est donc en place pour la répétition de ces événements dans un délai de quelques années.

Où et quand cela se produira-t-il ? L'une des conséquences du séisme de 1995 est l'augmentation de trois bars de la contrainte sur la partie Sud de la lacune de 1877 : la probabilité que le grand séisme attendu parte du Sud de la lacune a augmenté corrélativement. Le réseau permanent d'Arica et les études qui se développent actuellement dans cette région permettront la surveillance et la modélisation du processus de rupture à l'extrémité Nord de la lacune.

Reste la partie péruvienne : nous avons été malheureusement empêchés



5. LA PORTION DE LA CÔTE CHILIENNE touchée par un séisme de magnitude neuf en 1877 (zone orange) n'a pas connu d'événement aussi violent depuis. En revanche, de nombreux séismes plus petits se produisent (les cercles verts sont les épicentres des séismes de magnitude comprise entre cinq et six, et les disques roses ceux des séismes de magnitude comprise entre six et sept enregistrés depuis 1980). Les épicentres des séismes de magnitude sept forment une auréole autour de la zone de calme relatif : les contraintes s'accroissent sur cette zone, ce qui annonce une prochaine rupture. Le séisme de magnitude huit (zone rouge) qui s'est produit au Sud en 1995 a aussi augmenté, de trois bars, les contraintes en profondeur. Il est associé à la rupture de la dernière zone qui empêchait le glissement de ce côté.



6. LES POSITIONS EN PROFONDEUR des épicentres des séismes enregistrés entre 1990 et 1995 dans la lacune de sismicité du Nord du Chili de 1877 tracent la surface de contact entre les deux plaques tectoniques (pointillé). En outre, au-dessus de 50 kilomètres de profondeur, les séismes correspondent à des mouvements de compression des plaques (disques violets), tandis qu'aux profondeurs supérieures, ils sont la conséquence de mouvements d'extension (disques roses). La zone bloquée par le frottement entre les deux plaques, et qui rompra lors de la répétition du séisme de 1877, est comprise entre la surface et 50 kilomètres de profondeur : c'est la surface de contact de la plaque de Nazca avec la croûte continentale (le trait jaune marque le bord inférieur de la croûte).

DES CAILLOUX DANS LES CHOSSES SÛRES

DIDIER NORDON

Des cailloux
dans les choses sûres



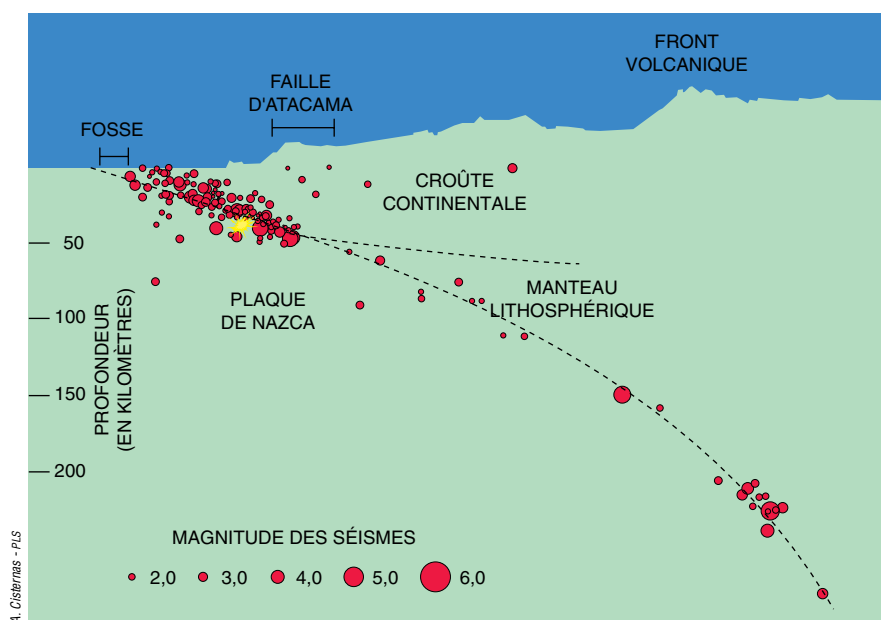
Didier Nordon épingle les scientifiques et les politiques qui extraient de la science plus qu'elle ne dit. Nul doute que chacun reconnaîtra dans ces piques... le défaut de son condisciple.

144 pages - 65 F

Code 1897

**POUR LA
SCIENCE**
DIFFUSION BELIN

Bon de commande en p. 98



7. LES ÉPICENTRES DES RÉPLIQUES (disques rouges) du séisme de magnitude huit qui s'est produit sous la ville d'Antofagasta le 30 juillet 1995 (étoile jaune) sont placés sur la zone de plus fort frottement entre les deux plaques tectoniques. Cette zone est identique à celle déjà déterminée par l'observation de la sismicité ambiante. En outre, ces épicentres sont concentrés au-dessus de 50 kilomètres de profondeur, dans la zone de plus fort frottement.

de développer une collaboration avec nos collègues péruviens à cause de l'instabilité politique et militaire de ce pays. Nous espérons, les conditions devenant plus favorables, qu'une action similaire à celle du Chili pourra y être engagée par l'installation d'un réseau de surveillance de la lacune de 1868. Laquelle des deux lacunes rompra la première? Pourra-t-on trouver des éléments de prédiction à court terme?

Nous ne savons malheureusement pas répondre à cette dernière question. Ces prochains séismes nous fourniront de précieuses informations qui nous permettront d'améliorer encore nos modèles de la subduction. Toutefois, nous les attendons avec inquiétude : ils seront vraisemblablement meurtriers. Le séisme de magnitude huit du 30 juillet

1995 a peu détruit la ville d'Antofagasta et les régions voisines malgré sa puissance et son accélération maximale, qui a atteint 30 pour cent de celle de la gravité. Plusieurs raisons peuvent être invoquées : le foyer sismique était à 36 kilomètres de profondeur, assez éloigné des constructions ; la ville est construite sur la roche, ce qui évite l'amplification des ondes sismiques (au contraire des terrains sédimentaires mal consolidés tels que le sous-sol de Mexico) ; le code de construction parasismique en vigueur au Chili a été efficace. Toutefois, si un tsunami équivalent à ceux de 1868 et de 1877 se produisait, ce qui est plus que probable, les constructions qui remplacent aujourd'hui la chaudière du *Waterree*, sur la plage d'Arica, seraient inévitablement balayées.

Armando CISTERNAS est physicien à l'Institut de physique du globe de Strasbourg, où Bertrand DELOUIS a réalisé une thèse et où travaille aussi Louis DORBATH, directeur de recherches à l'ORSTOM. Hervé PHILIP est maître de conférence à l'Université de Montpellier.

L'écorce terrestre, Dossier Pour la Science, 1995.

La dérive des continents, Pour la Science, 1979.

B. DELOUIS, A. CISTERNAS, L. DORBATH,

L. RIVERA, E. KAUSEL, *The Andean Subduction Zone between 22 and 25 °S (Northern Chile) : Precise Geometry and State of Stress*, in *Tectonophysics*, vol. 259, pp. 81-100, 1996.

B. DELOUIS, T. MONFRET, L. DORBATH, M. PARDO, L. RIVERA, D. COMTE, H. HAESSLER, J. P. CAMINADE, L. PONCE, E. KAUSEL et A. CISTERNAS, *The $M_w=8.0$ Antofagasta (Northern Chile) Earthquake of July 30, 1995 : A precursor to the End of the Large 1877 Gap*, in *Bulletin Seismological Society of America*, vol. 87, n° 2, pp. 427-445, 1997.

