

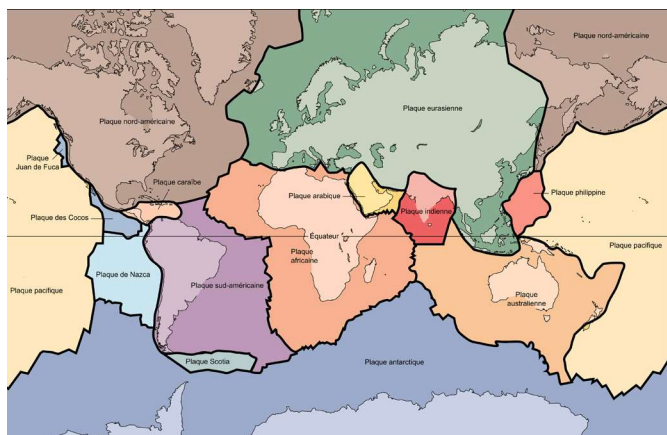
TECTONIQUE ET CYCLE SISMIQUE

Les Alpes continuent de se déformer ! Certes, à vitesse lente, mais de façon immuable, conséquence du mouvement des plaques. Les instruments de mesure de plus en plus précis permettent de mesurer le mouvement des plaques et nous donnent des éléments afin de quantifier ce mouvement, relié à la tectonique des plaques. Des observations plus récentes permettent également d'avoir une idée de la fréquence à laquelle les séismes devraient se reproduire : c'est le principe du cycle sismique.

LA TECTONIQUE DES PLAQUES

Pendant plusieurs siècles, les sciences de la Terre ont été dominées par la **théorie fixiste** selon laquelle la quasi-totalité du globe terrestre est à l'état solide et composé d'une surface immuable et immobile. Cependant, quelques idées **mobilistes** apparaissent au XVI^{ème} siècle : elles s'appuient sur la forme des continents, émettant l'hypothèse que les continents étaient réunis autrefois.

Au début du XX^{ème}, l'**hypothèse de la dérive des continents** est formulée mais le manque de preuves scientifiques ne permet pas de convaincre la communauté scientifique. Cependant, en **1960**, grâce à de nouvelles observations et à l'avancée de la sismologie expérimentale qui permettra de se représenter l'intérieur de la Terre, la **tectonique des plaques** est finalement adoptée.



Carte des principales plaques tectoniques

La surface de la Terre est donc constituée de plaques qui sont en mouvement les unes par rapport aux autres. Ces plaques tectoniques ont la capacité de dériver, d'entrer en contact de différentes manières et de créer des déformations du sol : c'est la tectonique des plaques. Celle-ci est à l'origine des tremblements de terre.

En fonction de la composition des plaques (certaines plus lourdes que d'autres) et de la vitesse du mouvement relatif de l'une par rapport à l'autre, les zones de contact entre les plaques vont présenter des **caractéristiques particulières**, qui conditionnent à la fois les reliefs et les types de séismes :

- Les **contacts en convergence**, entre une plaque océanique et une plaque continentale, vont produire une zone de subduction : la plaque océanique va se plier pour glisser sous la plaque continentale qu'elle rencontre.

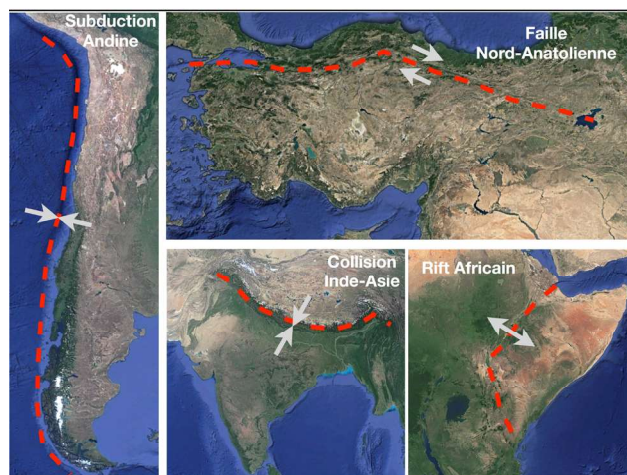
Ce phénomène de subduction est associé à la création d'une chaîne de montagnes, à un volcanisme actif, ainsi qu'à la manifestation de séismes de très grande magnitude (supérieure à 8), localisés en surface mais également à grande profondeur. C'est par exemple le cas des Andes, situées au niveau d'une zone de contact entre la plaque océanique de Nazca et la plaque continentale d'Amérique du Sud.

- Les **contacts en extension**, entre deux plaques océaniques ou continentales qui s'éloignent l'une de l'autre. Ce type de contact est systématiquement associé à du volcanisme (par exemple le rift africain qui découpe l'est du continent, ou la ride médio-océanique de l'Atlantique), et à des séismes plus superficiels.

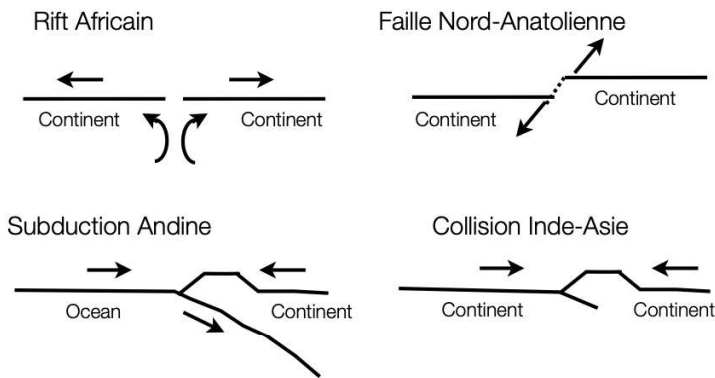
- Les **contacts en compression** entre plaques continentales sont à l'origine des chaînes de montagnes (par exemple la plaque Indienne poinçonnant à grande vitesse la plaque eurasiennne, à l'origine de l'Himalaya) et sont liés à une sismicité plus superficielle et de grande magnitude.

- Les **contacts en glissement horizontal** entre les plaques sont caractérisés par des failles très marquées, à l'origine de séismes plus superficiels et donc plus destructeurs (par exemple la faille San Andreas en Californie ou Nord Anatolienne en Turquie).

On retrouve ces caractéristiques en France, avec la zone en extension du fossé rhénan (région de Mulhouse) et la géothermie associée, la compression du sud-ouest et la chaîne des Pyrénées, les failles coulissantes en bordure externe de la chaîne des Alpes, et la zone de subduction des Antilles.



Principaux contacts entre plaques



Principaux contacts entre plaques - En fonction de la nature (masse) et de la vitesse relative d'une plaque par rapport à l'autre, la morphologie des contacts change, donnant lieu à des séismes différents en termes de magnitude, de localisation et de nature des ondes émises au moment de la rupture.

➔ CYCLE SISMIQUE ET RISQUE

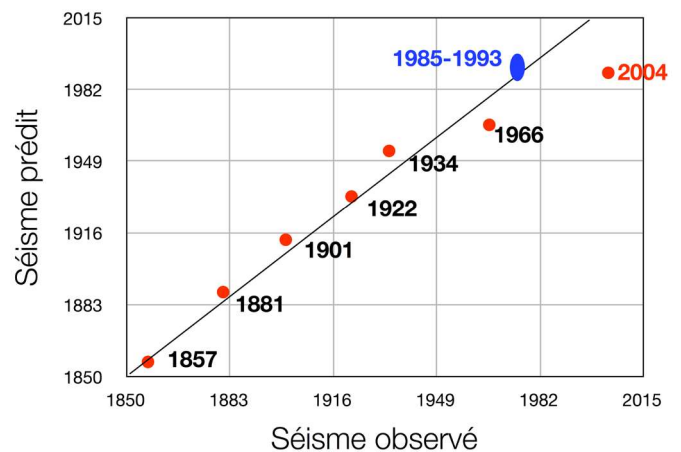
Le développement des **stations GPS** contribue à comprendre la nature des mouvements relatifs entre les plaques. Ces stations permettent des **mesures précises sur des temps d'observation courts**, lorsque les plaques ont des vitesses de déplacement rapides, ou sur des temps longs lorsqu'elles sont plus lentes.

Les observations montrent un mouvement relativement constant, de quelques millimètres par an entre l'Espagne et la France, ou de quelques centimètres (voir plus d'une dizaine) le long de la zone de subduction andine. À leur frontière, les plaques sont bloquées l'une par rapport à l'autre du fait de leur frottement. Dans cette zone de contact, **les contraintes s'accumulent** jusqu'à dépasser un seuil de résistance : la rupture se produit alors, **libérant de l'énergie sous forme d'ondes sismiques**. Puis, les plaques reprennent leur mouvement et au bout d'un laps de temps comparable, ce seuil est de nouveau atteint et la rupture se produit à nouveau. L'énergie libérée (ou la **magnitude**) étant proportionnelle à la contrainte accumulée, on constate une répétition des séismes, à intervalles réguliers, avec des magnitudes comparables : c'est le principe du **rebond élastique** proposé par Harry F. Reid en Californie après le séisme de San Francisco (1906) pour expliquer le fonctionnement du cycle sismique.

C'est la raison pour laquelle de grands séismes, les fameux "big one", sont attendus au Japon ou en Californie, même si ce cycle réserve parfois des soubresauts qui perturbent la répétition des séismes. Le cas de la Californie est un exemple bien connu, avec un séisme qui s'est fait attendre, rompant la constance temporelle du cycle. Cependant, puisque la tectonique est le moteur principal de la sismologie, à l'échelle de la Terre, le nombre de séismes par an et par magnitude est globalement stable.

Plus localement, les modèles de **Gutenberg-Richter** estiment un nombre moyen annuel de séismes, qui décroît en fonction de la magnitude. C'est sur la base de cette information que l'on interprète les répétitions de séismes dans certaines régions du monde (Chili, Haïti, ...). Ainsi, il est possible d'affirmer avec certitude que certaines régions sont sous la menace d'un gros séisme, comparable à ceux s'étant déjà produits par le passé (Téhéran, Lima, Istanbul...).

On peut également établir que si des séismes se sont produits en France, d'autres se produiraient avec une magnitude comparable. Ces observations sont essentielles à la définition de **l'aléa sismique** contre lequel se protéger.



Séquence sismique de Parkfield (Californie) - Les dates correspondent aux séismes observés, en rouge l'écart en 2004 par rapport à la prédiction de la série stable antérieure.

Malheureusement le cycle sismique n'apparaît pas toujours aussi constant. Un mouvement de glissement se produit le long de la zone de contact, relâchant les contraintes sans produire de tremblements de terre. Ce cycle est appelé un séisme lent. Puisque les contraintes se libèrent lentement, le risque de tremblements de terre est moins probable. Identifier des zones de failles en glissement et des zones de failles bloquées (pas de déplacements au niveau de la faille) est essentiel à la définition de l'aléa sismique.

LES ALPES SE DÉFORMENT ! Même si les déformations ne sont pas très importantes, la déformation des Alpes, associée à la sismicité, se poursuit. Des séismes ont eu lieu par le passé, il y en aura d'autres d'amplitude comparable. Le GPS est un outil intéressant qui apporte des éléments quantitatifs sur le blocage des failles, et les possibilités d'un séisme à moyen terme. Dans une région à sismicité diffuse, sans failles majeures ou contact de plaque principal, il est difficile d'évaluer le taux d'occurrence des séismes importants.