

IV. La dynamique de la lithosphère

PROGRAMME : La lithosphère terrestre est découpée en plaques animées de mouvements. Le mouvement des plaques, dans le passé et actuellement, peut être quantifié par différentes méthodes géologiques : études des anomalies magnétiques, mesures géodésiques, détermination de l'âge des roches par rapport à la dorsale, alignements volcaniques liés aux points chauds.

La distinction de l'ensemble des indices géologiques et les mesures actuelles permettent d'identifier des zones de divergence et des zones de convergence aux caractéristiques géologiques différentes (marqueurs sismologiques, thermiques, pétrologique).

Notions fondamentales : morphologie d'une dorsale et d'une zone de subduction, failles normales et inverses, remontée asthénosphérique, magmatisme et roches associées, hydrothermalisme, augmentation de densité, panneau plongeant, fusion partielle, déformation, plis, chevauchement.

1. Le modèle de la tectonique des plaques

a) Les zones actives du globe ne sont pas réparties aléatoirement

➤ A4D1 Le premier modèle de la tectonique des plaques

Les zones actives du globe ne sont pas réparties aléatoirement : séismes et volcans se répartissent sur des bandes très longues et étroites qui se relayent à la surface du globe. Ces zones très actives et déformées divisent la surface du globe en **plaques** ayant une forme de **calottes sphériques**. Ces plaques lithosphériques sont limitées par les dorsales océaniques, les fosses océaniques et les chaînes de montagnes.

À la fin des années 1960, Xavier le Pichon découpe le globe en six plaques lithosphériques : c'est le « modèle de la tectonique des plaques ». Une douzaine de plaques a été délimitée depuis.

b) Trois types de mouvements (relatifs) aux frontières de plaques

Les mouvements relatifs au niveau d'une frontière entre deux plaques peuvent être :

- une divergence,
- une convergence,
- un coulissage (ou décrochement⁶).

Exemples :

- divergence des plaques de part et d'autre de l'axe d'une dorsale océanique,
- convergence de plaques :
 - une plaque océanique et une plaque continentale dans les zones de **subduction**,
 - une plaque continentale contre une autre plaque continentale dans les zones de **collision** ;
 - coulissage au niveau de failles décrochantes, comme la faille de San Andreas.

Les plaques divergentes ne laissent pas un « vide » entre-elles et les plaques convergentes ne « s'entrechoquent » pas !

c) Mesure de la vitesse actuelle des plaques

➤ A4D2 Mesure du déplacement des plaques lithosphériques grâce aux satellites

À partir des années 1980, les systèmes géodésiques de positionnement par satellites (GPS⁷) ont permis de mesurer des déplacements absolus. Des balises au sol (réceptrices) reçoivent le signal émis par les satellites dans une longueur d'onde qui traverse les nuages.

On utilise au moins 4 satellites pour chaque mesure (longitude et latitude, éventuellement altitude) dont la précision est actuellement de l'ordre de quelques millimètres. Le récepteur est sur une sphère centrée sur le satellite.

⁶ Comme une porte coulissante qui ne s'éloigne pas du mur.

⁷ Global Positioning System

La méthode est comparable à celle utilisée, dans le plan, pour déterminer la localisation d'un séisme à partir des distances mesurées par 3 sismographes différentes ; chaque sismographe ne permet de déterminer qu'une distance et non pas une direction.

La vitesse moyenne déterminée par GPS sur quelques années (de l'ordre du cm.an^{-1}) est en accord avec les valeurs obtenues sur de plus longues périodes à partir des données géologiques. La compilation des données a permis de construire un modèle de cinématique globale des plaques, également en accord avec les données géologiques.

Le système permet également la mesure de vitesses « instantanées », par exemple lors de tremblements de terre.

2. Les mouvements passés des plaques tectoniques

Diverses méthodes permettent d'évaluer la vitesse des plaques dans le passé : paléomagnétisme, volcanisme de point chaud, épaisseur des sédiments océaniques... Toutes ces méthodes aboutissent à des résultats concordants.

a) Le champ magnétique terrestre peut être « fossilisé » dans les roches

- A4D4 Le champ magnétique terrestre et le paléomagnétisme
- A4D5 Mesure du déplacement des plaques lithosphériques grâce à l'âge des roches

Le champ magnétique terrestre est produit par les mouvements du noyau ferreux liquide. Certaines roches (contenant des minéraux comme la **magnétite** Fe_3O_4) « fossilisent » le champ magnétique terrestre en refroidissant⁸. Leur étude permet de reconstituer les caractéristiques (intensité, direction et sens) du champ magnétique à différentes époques (principe du **paléomagnétisme**).

On a ainsi montré⁹ que le champ magnétique s'est inversé plusieurs fois au cours de l'histoire de la Terre : le pôle Nord magnétique se trouve alors près du pôle Sud géographique !

On parle d'**anomalies magnétiques négatives** pour les périodes d'inversion et d'**anomalies positives** pour les autres. La position des pôles a également varié au cours des temps géologiques et ils continuent de se déplacer.

b) Les alignements de volcans de point chaud

- ❖ [A4 Bilan Exercice volcans de point chaud](#)

Un **point chaud** est une région de la surface « anormalement » chaude, fixe (par rapport au centre de la Terre). Cette chaleur provient de la montée de matériel chaud directement depuis la limite noyau/manteau, indépendamment des mouvements de convection. Arrivé en surface, ce matériel donne naissance à un magma qui découpe la lithosphère « à l'emporte-pièce ». Les volcans produits ne sont donc pas situés en frontière de plaques mais à l'intérieur (volcanisme **intraplaque**).

Les points chauds, très actifs pendant des dizaines de Ma, produisent de grandes accumulations de laves basaltiques, comme les trapps sur les continents (en Inde par exemple). Ils permettent d'autre part de définir un mouvement « absolu » des plaques.

c) L'épaisseur des sédiments océaniques

- ❖ [A4 Bilan Exercice épaisseur des sédiments océaniques](#)

Il est possible de déterminer la vitesse moyenne d'ouverture d'un océan à partir de l'épaisseur des sédiments (dont la valeur est proportionnelle à la durée de leur dépôt, donc à leur âge) ; les valeurs obtenues confirment celles données par les anomalies magnétiques et les volcans de point chaud.

⁸ Certains minéraux s'aimantent lorsque leur température descend sous une certaine valeur appelée « point de Curie » (585°C pour la magnétite).

⁹ Les inversions du champ magnétique ont été découverts par Bernard Brunhes et Motonori Matuyama en 1906.