

METHODES GEOPHYSIQUES

La géophysique est la science qui applique les méthodes de la physique à l'étude de la Terre, de ses enveloppes liquide ou gazeuse, de son action à distance (champ magnétique, champ gravitationnel). L'objectif principal de la géophysique est de déduire les propriétés physiques et la constitution de la Terre à partir des phénomènes physiques qui leur sont associés.

FORMULAIRE DE GEOPHYSIQUE

Caractéristiques de la Terre :

- Rayon terrestre : $R_T = 6370 \text{ km}$.
- Masse de la Terre : $M_T = 5,96 \cdot 10^{24} \text{ kg}$.
- Densité de la Terre : $d = 5,52$

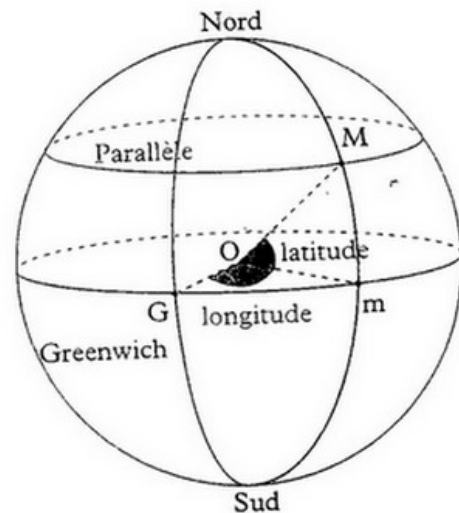
Surface d'une sphère de rayon R : $S = 4 \cdot \pi \cdot R^2$

Volume d'une sphère de rayon R : $V = 4/3 \cdot \pi \cdot R^3$

Périmètre d'un disque de rayon R : $P = 2\pi \cdot R$

Coordonnées géographiques :

- **Latitude** : valeur angulaire exprimant le positionnement nord-sud d'un point sur la Terre, au nord ou au sud de l'équateur. Les points situés à la même latitude sont situés sur un même parallèle.
- **Longitude** : valeur angulaire exprimant le positionnement est-ouest d'un point sur la Terre. Les points situés à la même longitude sont situés sur un même méridien (ex : méridien de Greenwich).



METHODE : INTERPRETER DES MECANISMES AU FOYER
(construction hors-programme)

Le mécanisme au foyer d'un séisme rend compte du mouvement relatif ayant eu lieu entre les deux compartiments de roche au moment de la rupture le long du plan de faille les séparant. Pour chaque séisme (local ou lointain), un réseau de stations adaptées permettra de dresser une cartographie des secteurs du globe ayant subi de la compression (les stations sont représentées par des signes +) ou de la dilatation cosismique (signes -). Pour les très forts séismes, on constate alors que le globe terrestre peut être divisé en quatre quadrants, deux en compression, deux en dilatation. Ces secteurs sont séparés par deux plans perpendiculaires, **les plans nodaux**, dont la détermination se fait géométriquement au vu de la répartition spatiale des premiers mouvements. La détermination des mécanismes au foyer n'est pas au programme, mais vous devez **savoir les interpréter !**

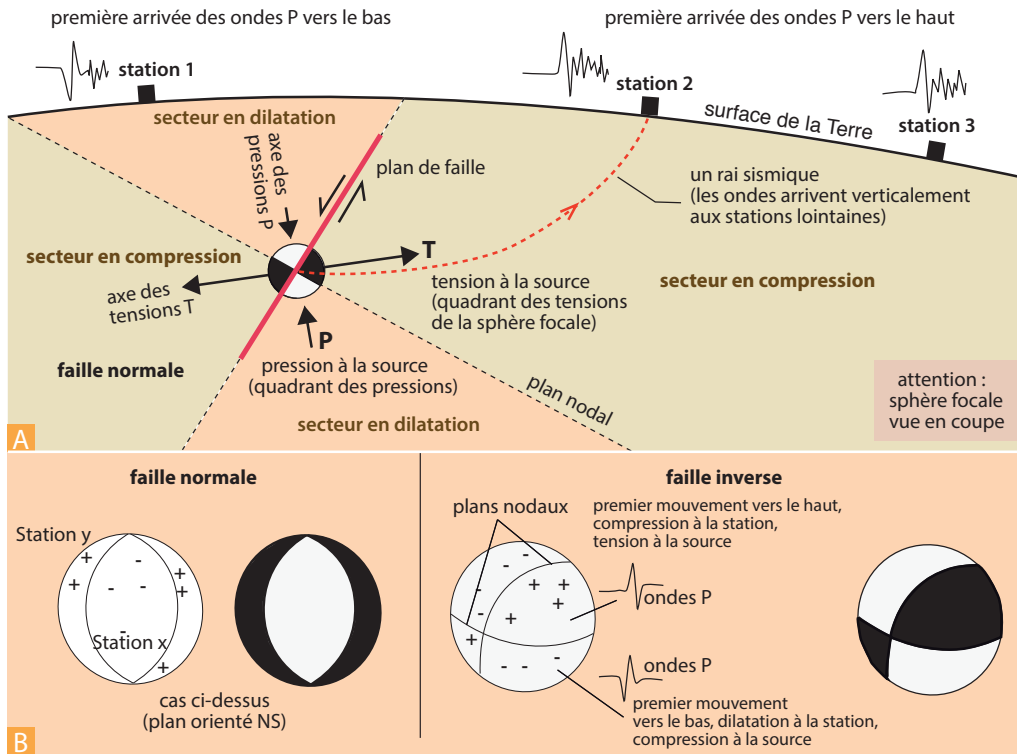
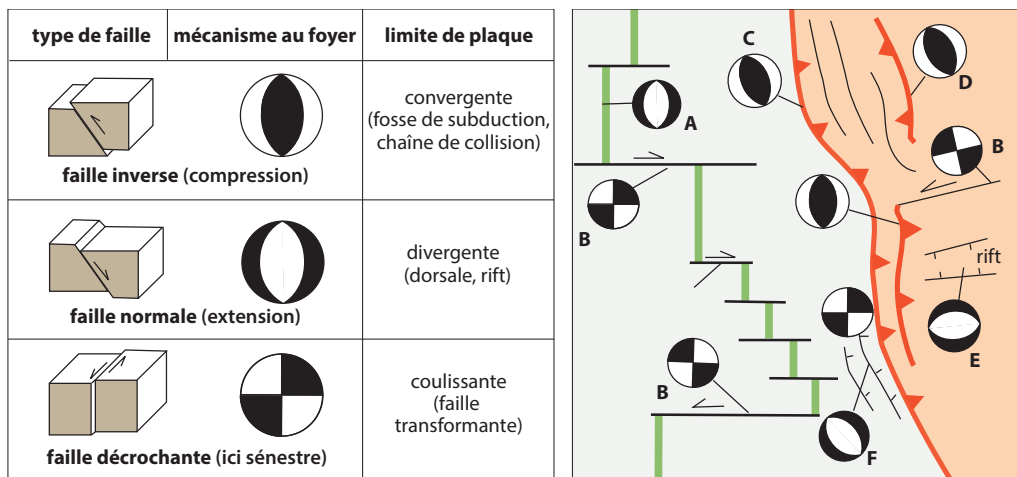


Figure 6.23 Construction des mécanismes au foyer.

- A.** Répartition des secteurs en compression et tension et correspondance avec les quadrants de la sphère focale dans le cas d'une faille normale (vue en coupe).
- B.** Construction du mécanisme au foyer et utilisation de la répartition des premiers mouvements d'ondes P pour une faille normale et une faille inverse.



**METHODE : SAVOIR LOCALISER UN SEISME D'APRES DES SISMOGRAMMES
(METHODE DES 3 CERCLES)**

Cf. cours de physique

Cette méthode nécessite l'utilisation d'au moins 3 stations d'enregistrement situées en des lieux différents et qui enregistrent une composante des ondes P et S.

Avec une seule station, on peut écrire :

- Temps d'arrivée des ondes P : $t_p = t_o + (D / V_p)$ (1)

- Temps d'arrivée des ondes S : $t_s = t_o + (D / V_s)$ (2)

où :

D = distance épacentrale inconnue (km)

t_o = temps d'origine inconnu (s)

V_p = vitesse de propagation des ondes P (km/s)

V_s = vitesse de propagation des ondes S (km/s)

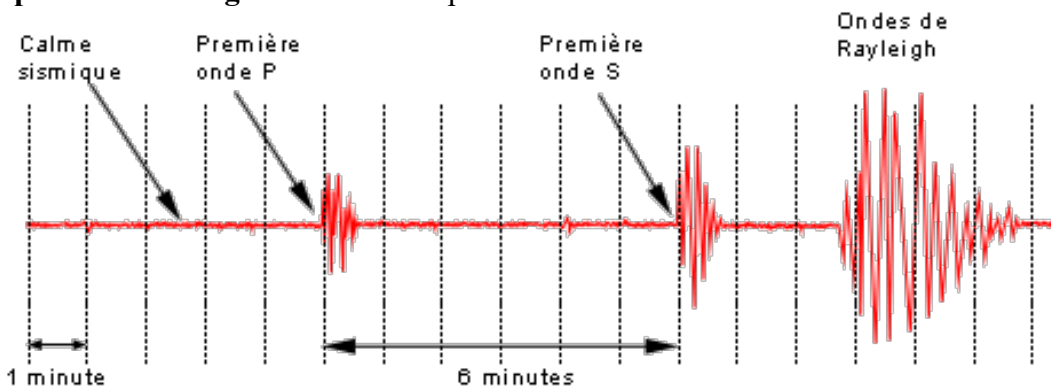
de (1) et (2) il vient :

$$t_s - t_p = (D / V_s) - (D / V_p)$$

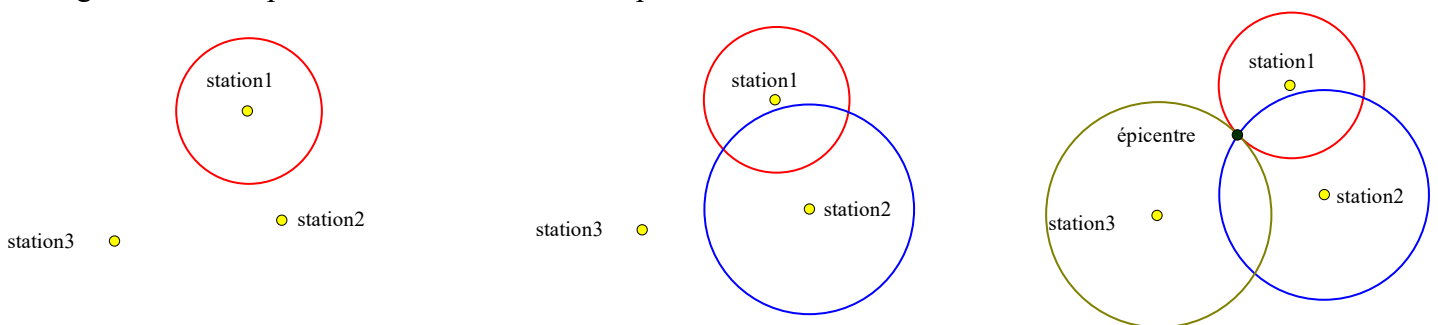
$$t_s - t_p = D * ((1 / V_s) - (1 / V_p))$$

$$D = (t_s - t_p) / ((1 / V_s) - (1 / V_p))$$

D'après cette relation, on voit bien que, connaissant la vitesse moyenne de propagation des ondes P et S, on peut déterminer la distance d'une station d'enregistrement à l'épicentre d'un séisme donné en établissant le **décalage $t_s - t_p$ à partir du sismogramme obtenu** par cette station.



On trace alors sur une carte autour de la station d'enregistrement choisie un cercle ayant pour rayon la distance épacentrale calculée précédemment. L'opération est ensuite répétée pour deux autres stations d'enregistrement. L'épicentre est alors localisé au point d'intersection des 3 cercles.



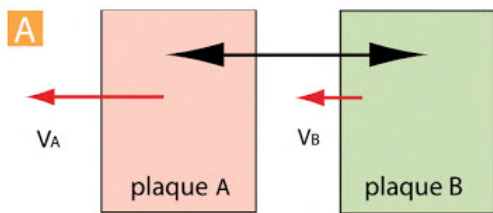
à partir de la station 1 on trace un cercle dont le rayon correspond à la distance épacentrale D_1 (distance séparant l'épicentre de la station)

même opération à partir de la station 2 avec la distance épacentrale D_2 : les cercles se coupent en 2 points

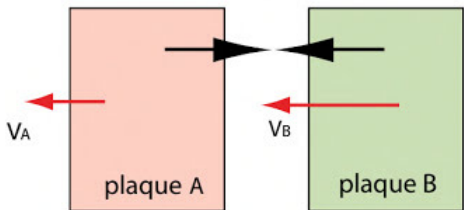
le cercle obtenu à partir de D_3 mesuré par la station 3 met en évidence un point où les 3 cercles se coupent, c'est l'épicentre

MOUVEMENTS RELATIFS ET ABSOLUS EN TECTONIQUE DES PLAQUES

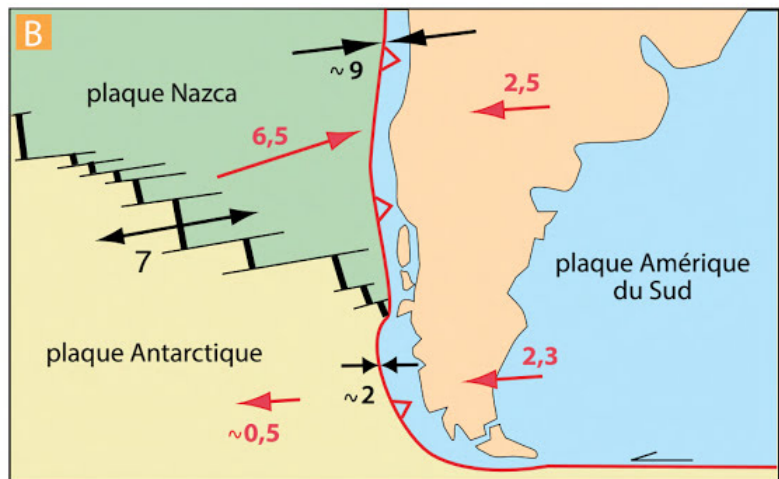
Définition des mouvements absolus et relatifs des plaques lithosphériques



1. $V_A > V_B$, mouvement relatif en divergence



2. $V_A < V_B$, mouvement relatif en convergence



C Triangle des vitesses



Le mouvement relatif de A par rapport à B s'obtient en faisant la **différence vectorielle** des vecteurs vitesse absolue de A et B.

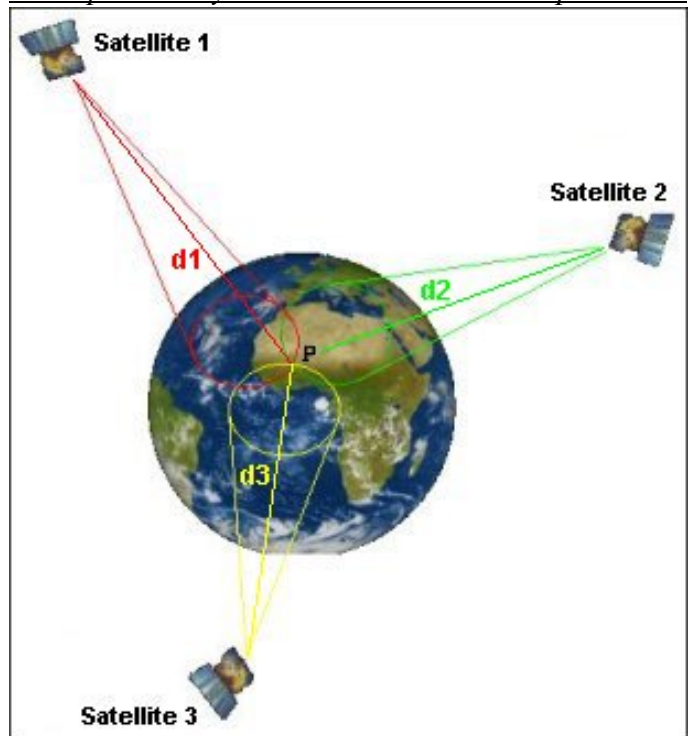
Le **GPS** (Global Positioning System) permet de mesurer des vitesses **instantanées et absolues** en différents points de la surface terrestre.

Le système GPS est composé d'une constellation de 24 satellites ; chaque satellite émet des signaux contenant de nombreuses informations, dont sa propre position et l'instant exact de l'émission du signal. Ces ondes sont captées par des récepteurs à la surface de la Terre (« balise GPS »).

Quand un récepteur reçoit le code émis par un satellite, il peut déterminer directement le temps que l'onde a mis pour parcourir la distance et ensuite en déduire la distance.

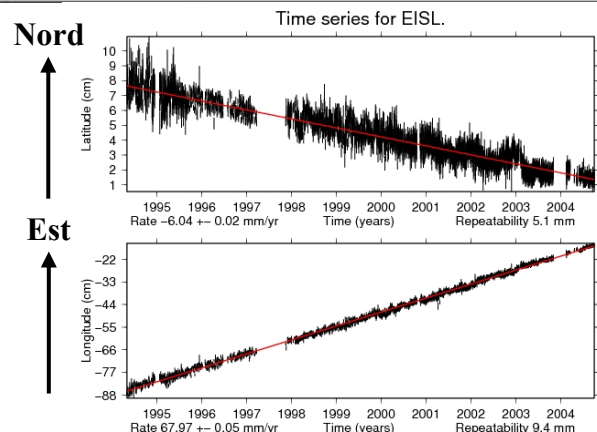
Trois mesures sur trois satellites fournissent ainsi les trois distances nécessaires à la détermination des coordonnées du point : **latitude, longitude et altitude** (« height »). Un 4^{ème} satellite est nécessaire pour prendre en compte les décalages d'horloges entre satellites. Le GPS donne ainsi de façon instantanée la **position absolue** d'un point à la surface du globe. La position d'un point peut être suivie au cours du temps par mesures GPS.

Principe du système de localisation par GPS



Exemple de données GPS :

Le coefficient directeur de la droite est indiquée sous le graphique (« rate » en mm/an) : il donne directement la valeur de la vitesse de déplacement latitudinal (nord-sud) ou longitudinal (est-ouest).



METHODE : CALCULER DES DISTANCES PARCOURUES PAR LES PLAQUES A PARTIR D'UNE CARTE

CONVERSION DISTANCE ANGULAIRE / DISTANCE LINEAIRE

A l'équateur, le périmètre de la Terre est d'environ 40000 km (pour rappel, le périmètre de la Terre est $2\pi R$ avec $R = 6370$ km).

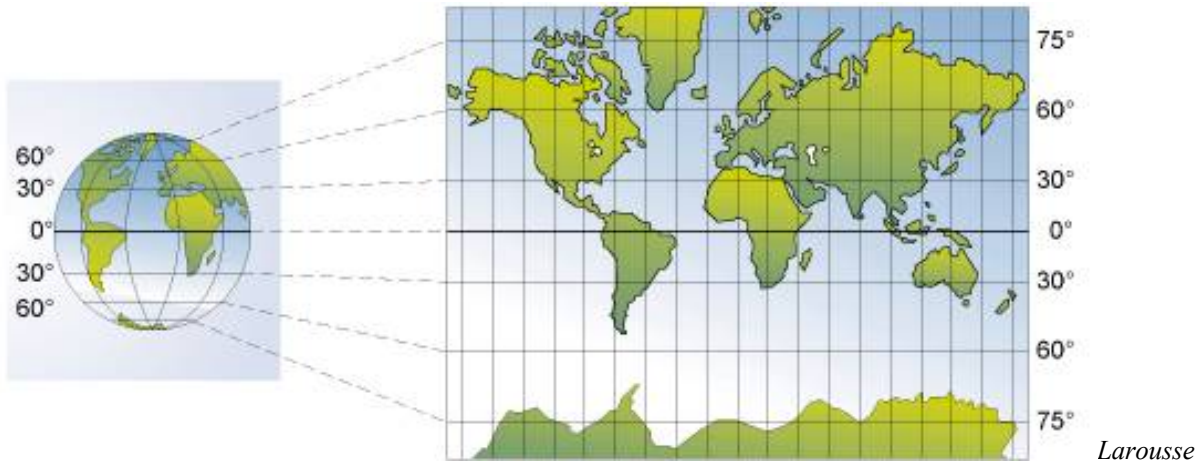
Ainsi, **1° de latitude** correspond à $40\ 000\text{ km} / 360^\circ = 111\text{ km}$.

ATTENTION !

Sur une carte, la **valeur de l'échelle n'est applicable qu'à l'Equateur**. En effet, la projection de la Terre (ellipsoïde en 3D) sur une surface plane (carte en 2D) induit des distorsions.

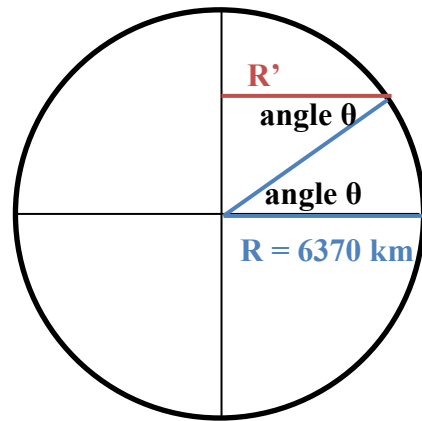
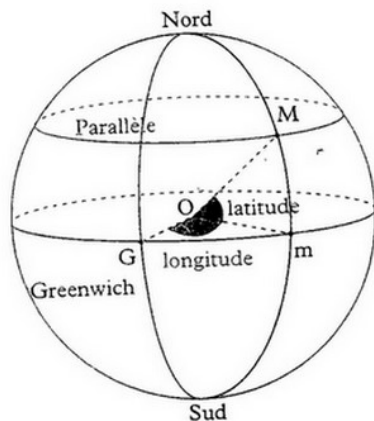
Exemple de la projection cylindrique de Mercator :

L'échelle varie avec la latitude; à 75° de latitude, les surfaces se trouvent exagérées de seize fois par rapport à celles situées à l'équateur.



Si on travaille à une latitude différente de l'équateur, il faut corriger les distances.

Il faut donc dans un premier temps **calculer le périmètre de la Terre à la latitude θ** considérée en utilisant la trigonométrie.



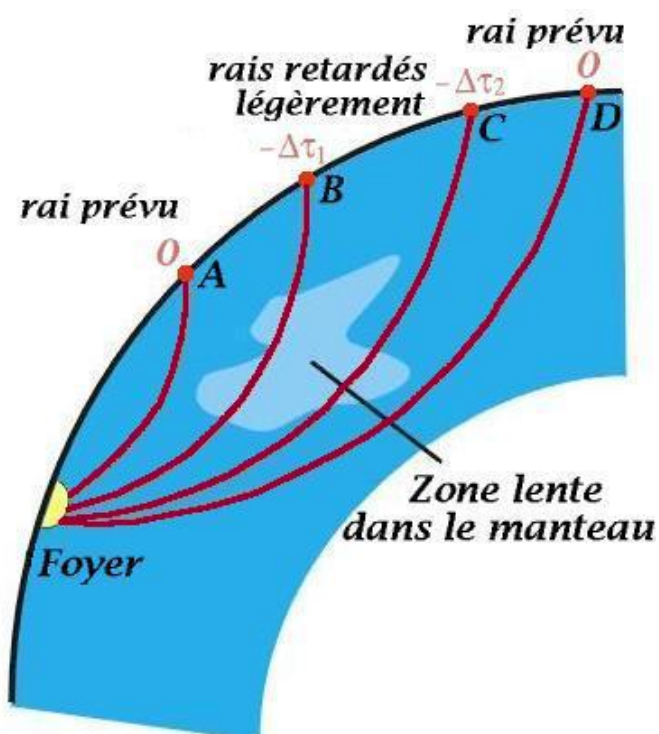
$$\cos \theta = R'/R \text{ d'où } \underline{R' = R \times \cos \theta}$$

On peut ainsi calculer le périmètre de la Terre à cette latitude θ .

METHODE : TOMOGRAPHIE SISMIQUE

La **tomographie sismique** est une technique mise au point dans les années 1980, grâce au développement des réseaux mondiaux de stations sismiques (comme le réseau français GéoScope) et aux progrès informatiques. C'est une méthode qui consiste à **comparer les vitesses de différentes ondes reçues lors d'un séisme** par de nombreuses stations avec les **vitesses théoriques** déduites du modèle PREM. Les écarts relatifs entre ces valeurs sont appelés **anomalies** et sont exprimés en pourcentage.

$$\text{Anomalie (en \%)} = (V - V_{(\text{PREM})}) / V_{(\text{PREM})}$$



Pour interpréter ces anomalies, deux lois sont utilisées :

- La **loi empirique de Birch** qui montre que la vitesse des ondes augmente lorsque la masse volumique du matériau augmente pour un matériau donné
- La **relation physique entre température et masse volumique** : la masse volumique augmente lorsque la température diminue (contraction sous l'effet du froid) et la masse volumique diminue lorsque la température augmente (dilatation sous l'effet de la chaleur).

Ainsi, dans le cas d'une **anomalie négative**, ce qui signifie que la vitesse des ondes reçues est inférieure à la vitesse des ondes théoriquement calculée par le modèle PREM : le **ralentissement** des ondes est supposé provoqué (d'après la loi de Birch) par une **diminution de masse volumique** du matériau traversé (le manteau), elle-même causée par une **augmentation locale de température** (raisonnement valable uniquement si le matériau traversé est homogène). Ainsi les **anomalies négatives** (« zones lentes ») sont représentées par des **couleurs chaudes**.

Inversement, les **anomalies positives** (« zones rapides ») sont représentées par des **couleurs froides**

La tomographie sismique a permis de mettre en évidence des **hétérogénéités latérales** au sein de chaque enveloppe. Cette technique peut être employée à l'échelle régionale ou globale.

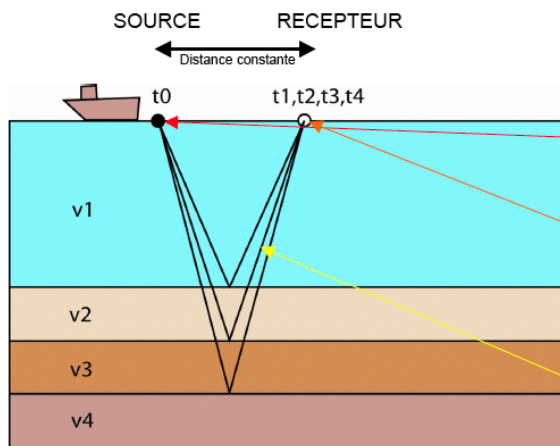
METHODE : TECHNIQUE DE SISMIQUE REFLEXION POUR UNE ANALYSE EN SUBSURFACE

Principe de la sismique réflexion : des ondes acoustiques, produites artificiellement par des explosions ou vibrations (camions vibreurs), sont réfléchies par des surfaces « miroirs » ou « réflecteurs » et sont enregistrées sur un récepteur, qui mesure le temps d’aller-retour de l’onde.

Un profil de sismique réflexion se présente donc sous la forme d’un profil distance horizontale en abscisse et **temps double** en ordonnée (temps d’aller-retour des ondes). Ce temps double peut être converti en **profondeur** si l’on connaît la **vitesse** de propagation des ondes dans les milieux traversés.

Cette technique permet de détecter des discontinuités lithologiques qui peuvent être : une limite entre 2 couches sédimentaires concordantes, une surface d’érosion, un miroir de faille

Exemple : étude de la croûte continentale, de la croûte océanique

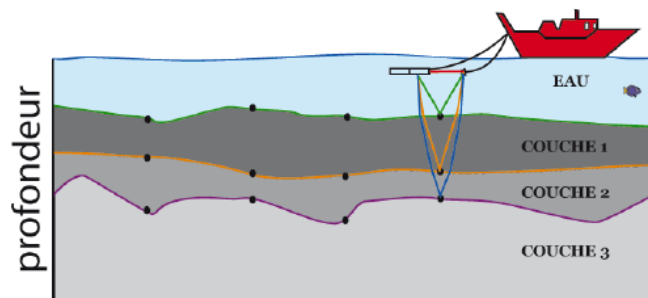


La source (un canon à air le plus souvent) émet une **onde acoustique** au temps t_0 .

On enregistre les réflexions de cette onde sur les différentes « couches ».

Les trajets des rais sismiques sont presque verticaux car la distance source-récepteur est faible, **ET CONSTANTE**.

ON PARLE DONC AUSSI DE SISMIQUE VERTICALE

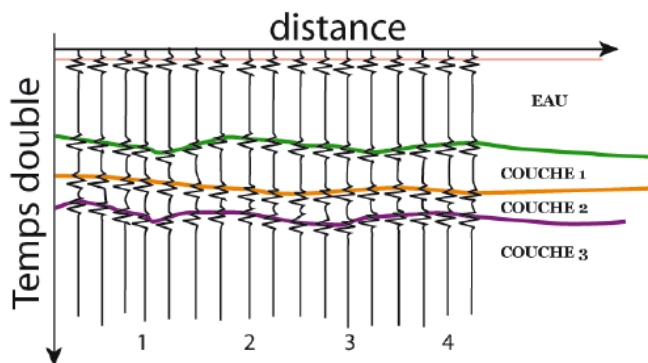


Acquisition

On enregistre les ondes P qui se réfléchissent avec un angle d’incidence sub-vertical sur les différents interfaces du sous-sol.

ONDE DIRECTE

ONDES REFLECHIES



TRACES SISMIQUE

Représentation graphique

La sismique réflexion donne une image de la réflectivité du sous-sol en fonction du temps.

Interprétation

On visualise sur une section sismique la géométrie d’interfaces séparant deux milieux d’impédances acoustiques différentes.

Cette image est déformée par rapport à une coupe profondeur: il faut connaître les vitesses de propagation des ondes P dans le sous-sol, pour transformer la coupe temps en une coupe profondeur plus proche de la réalité géologique.

Exemple : profil sismique de la partie la plus profonde de la marge continentale de la Galice
(in Boilot et Coulon, GB, 1998).

On peut identifier sur le profil les blocs basculés, les sédiments syn-rift et les sédiments post-rift.

