

Filière

Sciences de la vie (SVI)

Semestre 1

Module M3 : Géologie générale

Polycopié du cours

Notions de sismologie et structure interne de la terre

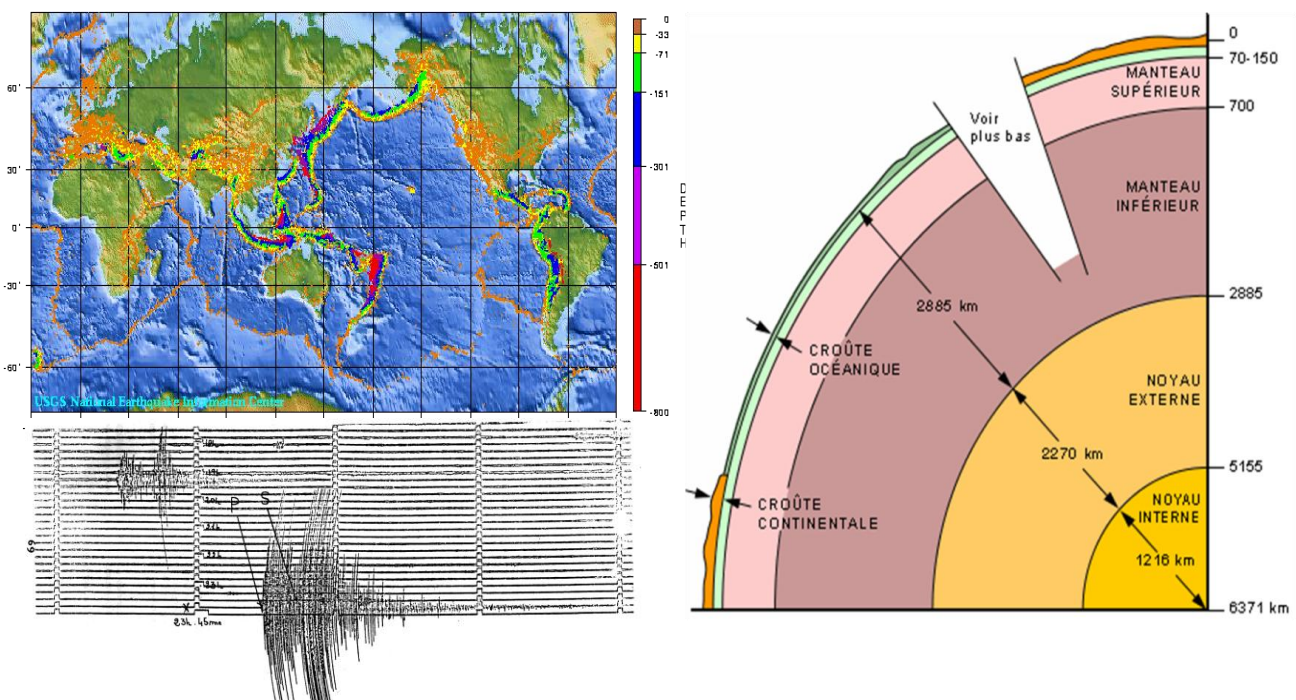


Table des matières

1 Définitions

2-les types des séismes

3- Origine des séismes

- a Les failles
- b- Les types des failles
- c- Foyer et Épicentre
 - c1 - Foyer ou Hypocentre
 - c2 – Épicentre

4- Étude macrosismique

- a – Intensité d'un séisme
- b – Échelles d'intensité
- c – Les cartes d'isoséistes
- d – Données tirées des cartes d'isoséistes

5 - Étude instrumentale des séismes

- a – Enregistrement des mouvements sismiques
 - a1 – Les sismographes
 - a2 – Le sismogramme
 - a3 – Les caractéristiques des ondes sismiques
 - a4 – La vitesse des ondes sismiques
- b – Localisation de l'épicentre d'un séisme
- c – Magnitude d'un séisme : (Echelle de Richter)

6- Répartition géographique mondiale des séismes

7- Sismologie et structure interne de la terre

- A- Introduction
- B- La trajectoire des ondes sismiques et comportement des ondes au niveau des interfaces
- C- La trajectoire des ondes sismiques et structure de la terre.
 - C.1 – L'apport des séismes lointains
 - C.2 – L'apport des séismes proches

Conclusion

Annexes

Bibliographie

Introduction

Les observations directes que l'on peut faire à l'intérieur de la terre ne dépassent pas les 3000m de profondeurs dans les mines et 10 000 m au niveau des forages. Ces sondages montrent que le substratum des continents est formé d'une roche type granite alors qu'en mer elle est de type basalte. Mais ces profondeurs restent négligeables par rapport au rayon terrestre (6371 km).

L'intérieur de la Terre est constitué de couches superposées, qui se distinguent par leur état solide, liquide ou plastique, ainsi que par leur densité. Pour définir la structure interne de la terre, des méthodes géophysiques indirectes sont utilisées, surtout celle qui utilise les caractéristiques des ondes sismiques (la sismologie).

Une sorte d'échographie de l'intérieur de la Terre a été établie à partir du comportement des ondes sismiques lors des tremblements de terre.

Avant de connaître comment l'intérieur de la terre est constitué à partir de la propagation des ondes sismiques, on doit d'abord connaître quelques notions de sismologie.

1. Définitions

La sismologie (ou séismologie) est la science consacrée à l'étude des séismes. **Un séisme** est une secousse ou une série de secousses du sol, de courte durée qui commence dans un endroit limité et se propage à partir de là dans toute la planète.

Un tremblement de terre est un terme utilisé par le public pour désigner les séismes ressentis.

2. les types des séismes

Les séismes peuvent être naturels ou artificiels. **Les séismes tectoniques** sont les plus courants et ils sont bien expliqués par la tectonique des plaques. **Les séismes volcaniques** accompagnent les éruptions volcaniques. Ils servent à la prévision des éruptions.

Excepté les tirs nucléaires, les **séismes artificiels** sont généralement de petits séismes.

3. Origine des séismes

Pour la majorité des séismes, les secousses sismiques résultent d'une fracture des roches du sous-sol, Mais comment? En effet, des forces dites **contraintes tectoniques** s'accumulent dans les roches se déforment d'abord lentement car elles possèdent une élasticité. De l'énergie élastique est ainsi emmagasinée dans les roches. Au bout d'un certain temps ces roches atteindront leur **seuil de rupture** et vont se casser en donnant naissance à **une fracture (= faille)**. La très grande majorité des séismes est localisée sur des failles

a. Les failles

La faille est le résultat de la rupture d'un ensemble rocheux sous l'effet des contraintes auxquelles elle est soumise. Il en résulte **un déplacement relatif de deux compartiments**.

b- Les types des failles.(Figure 1) :

b1. Faille normale

Déplacement **vers le bas** (affaissement) d'un des blocs par rapport à l'autre. Il y a un **écartement**.

b2. Faille inverse

Déplacement **vers le haut** (soulèvement) d'un des blocs par rapport à l'autre.= **Chevauchement**, il y a un **rapprochement**.

b3. Faille de décrochement

Déplacement **horizontal**, se fait parallèlement à la surface de la terre

c- Foyer et Épicentre.(Figure 2)

c1 - Foyer ou Hypocentre

Le point, en profondeur, où se situe la rupture des roches est appelé le foyer (ou hypocentre) du séisme. C'est le lieu où se libère l'énergie sous forme d'ondes sismiques. Comme pour des ronds dans l'eau, plus les ondes sismiques s'éloignent du foyer, plus leur énergie diminue. Ces ondes partent dans tous les sens formant ainsi un front d'ondes de forme sphérique. Selon la profondeur on distingue:

Les foyers **superficiels** : Profondeur ≤ 100 km

Les foyers **intermédiaires** : Profondeur comprise entre **100** et **300** km

Les foyers profonds : Profondeur comprise entre **300** et **700** km

c2 – Épicentre

C'est le point situé à la verticale du foyer. Plus on s'éloigne, en surface, de cet épicentre plus les ondes seront faibles et les dégâts seront moins importants. L'épicentre est donc la région, en surface, où le séisme est le plus fort.

4. Étude macrosismique

a – Intensité d'un séisme

L'intensité d'un séisme est une valeur traduisant le degré de violence d'un séisme. Ce dernier est déterminé d'après l'importance, la gravité des effets ressentis et observés (**effets macrosismiques**) : réveil, chute d'objets, fissures, dégâts plus ou moins importants aux constructionsetc....).

Cette évaluation de l'intensité est faite grâce à des **échelles d'intensité** connues à l'échelle internationale. (Voir tableaux des échelles d'intensité **MSK et EMS**).

b – Échelles d'intensité : (voir tableaux des échelles d'intensité **MSK et EMS**)

Plusieurs échelles d'intensité ont été définies. Les plus utilisées sont l'échelle de **Mercalli** qui date de 1902 et qui a été modifiée en 1956 et l'échelle **MSK** créé en 1964. Ces deux échelles comportent douze degrés notés en chiffres romains de I à XII. Une nouvelle échelle a été adoptée par les pays européens : **EMS 98** (European Macroseismic Scale 1998). Ces échelles sont établies sur un même principe basé sur le classement par ordre d'importance des effets macrosismiques

c – Les cartes d'isoséistes: *(Figure 3)*

Une carte d'isoséistes est une carte sur laquelle on représente les courbes d'égale intensité qu'on appelle les **isoséistes**. Ces cartes délimitent approximativement les zones où le séisme a produit les effets du même degré d'intensité. Le centre de la zone de plus forte intensité est appelé **l'épicentre macrosismique**

d – Données tirées des cartes d'isoséistes :

- donnent une connaissance sur les zones les plus dangereuses pour en tenir compte lors des projets de construction ;
- la mise en évidence des **failles invisibles** à la surface mais pouvant être révélées par une forme particulière des courbes d'isoséistes. Par exemple une faille cachée pouvant être révélée par des isoséistes en ellipses allongées selon la direction de cette faille.
- l'évaluation de la profondeur du foyer à partir de l'écartement des courbes. La distance entre l'épicentre et une courbe isoséiste donnée augmente avec la profondeur du foyer. On a établi diverses formules qui permettent, connaissant cette distance, d'en tirer la profondeur approximative du foyer. *(Figure 3a)*

5. Étude instrumentale des séismes

a – Enregistrement des mouvements sismiques :

a1 – Les sismomètres *(Figure 4)*

Les sismomètres sont des appareils très sensibles destinés à mesurer le mouvement du sol et de les enregistrer analogiquement ou numériquement. En théorie, on dispose d'un pendule très lourd ayant donc une forte inertie, attaché à un support solidaire du sol. Lorsque le sol bouge, le support le suit immédiatement, mais le pendule ne le fait qu'avec retard. Il est alors déséquilibré et retrouve son équilibre après quelques oscillations. Cette

masse est munie d'un stylet, elle inscrira donc sur un rouleau enregistreur solidaire du support une courbe. Plus le déplacement du sol sera important plus l'amplitude sera grande. Le graphique obtenu est appelé sismogramme.

a2 – Le sismogramme.(Figure 5,6)

Un sismogramme est l'enregistrement obtenu à partir des sismomètres. La forme d'un sismogramme varie en fonction :

De l'énergie libérée au foyer sous la forme d'onde sismique;

De la distance foyer- station sismographique;

De la nature et de la structure du milieu traversé par les ondes et,

Du type de sismographe utilisé.

Malgré la complexité des sismogrammes, les sismologues parviennent à y distinguer deux, parfois trois secteurs principaux; le début de chacun de ces secteurs correspond à une brusque augmentation de l'amplitude du mouvement enregistré (*figure5, 6.1, 6.2*). Ces secteurs correspondent aux arrivées successives et toujours dans le même ordre parfois trois trains d'ondes:

-**Les ondes P**, ainsi appelées parce qu'elles arrivent les **premières**;

- **Les ondes S**, ainsi appelées parce qu'elles arrivent les **secondes**;

-les ondes de **longue période** appelées aussi ondes **de surface**

a3 – Les caractéristiques des ondes sismiques.(Figure 7)

Les ondes P et S partent du foyer du séisme et se propagent dans toutes les directions avant d'arriver à la surface. Pour cette raison elles sont appelées **ondes de volumes**

Les ondes L se propagent **à la surface** ou près de la surface et sont donc appelées **ondes de surface** (ou ondes **superficielles**)

Les ondes P

Les ondes P sont des **ondes longitudinales**. Elles font vibrer les particules du milieu le long de la direction de leur propagation. On les appelle aussi **ondes de compression- dilatation** parce que leur propagation se traduit par des compressions et dilatations successives du milieu.

Les ondes S

Les ondes S sont des **ondes transversales**; A leur passage les particules du milieu vibrent dans un plan vertical perpendiculairement à la direction de propagation, donc

transversalement par rapport à cette direction. Les ondes S ne se propagent que dans **les solides**, elles ne se propagent ni dans les liquides, ni dans les gaz

Les ondes de surfaces

Les ondes de longues périodes (= ondes de surface) sont de deux types : **les ondes de Love ou ondes Q et les ondes de Rayleigh ou ondes R**

Les ondes de Love sont des ondes transversales comme les ondes S, mais les vibrations des particules du milieu ne se font que dans le seul plan horizontal; elles ne peuvent se propager que dans les solides

Les ondes de Rayleigh sont transmissibles par les solides et les liquides. Les particules du milieu décrivent, en tournant dans le sens rétrograde par rapport au sens de propagation et en décrivant des ellipses allongées verticalement.

a4 – La vitesse des ondes sismiques. (Figure 8, 9)

Courbes temps – distance (hodochrones)

Lors d'un tremblement de terre (ou d'un séisme artificiel), si l'on dispose de plusieurs stations réceptrices, il est possible de calculer la vitesse des différentes ondes en tenant compte de la distance et de l'heure d'arrivée (voir l'hodographe de la **Figure 8**). La courbe de vitesses des différents d'ondes sismique (Hodographe) montre :

En ordonnée : Le temps (t) qui s'écoule entre l'arrivée des ondes à l'épicentre et leur arrivée aux stations d'enregistrement.

En l'abscisse : La distance entre l'épicentre et les différentes stations. Elle est notée Δ et mesurée en degré sur la circonférence terrestre passant par l'épicentre et la station considérée.

Les vitesses sont différentes suivant le type d'onde. Les ondes P sont plus rapides que les ondes S (V_P/V_S est proche de racine de 3). Les ondes S elles mêmes sont plus rapides que les ondes L. Les ondes L tracent une droite ce qui montre leur propagation à vitesse constante puisque elles traversent les mêmes milieux (ondes de surface), alors que pour les ondes P et S (ondes de volume), la vitesse augmente avec la distance parcourue. Or la vitesse de propagation étant fonction de la nature et de la densité du milieu traversé ce qui montre une fois de plus que la terre n'est pas un milieu homogène.

$$V_p = \sqrt{\frac{4/3\mu + k}{d}} \quad \text{Et} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{d}}$$

Avec

μ Le coefficient de rigidité du milieu

k Le coefficient d'incompressibilité du milieu

d La densité du milieu

b – Localisation de l'épicentre d'un séisme.(Figure 10,11)

Les hodochrones permettent de **localiser** l'épicentre d'un séisme par une méthode dite de **l'intersection des cercles** centrés sur les stations. Pour cela il faut disposer des sismogrammes d'au moins 3 stations **A, B, C** où on peut lire les valeurs **(ts-tp) A, (ts-tp) B** et **(ts-tp) C**. Ces sismogrammes, reportés sur le graphe des hodochrones, permettent d'en tirer **ΔA , ΔB , et ΔC** qui sont respectivement les distances entre l'épicentre et les stations A, B et C (*figure 10*).

L'épicentre recherché se trouve à l'intersection des 3 cercles dont les centres respectifs A, B et C et les rayons respectifs ΔA , ΔB , ΔC (**figure.11**). Dans la pratique cette intersection est rarement un point; c'est généralement une surface dont le barycentre est adopté comme épicentre. La position de l'épicentre n'est connue qu'à quelques km près.

c – Magnitude d'un séisme : (Echelle de Richter)

Richter, créa en 1935 la notion de magnitude d'un séisme pour juger l'importance et la force d'un séisme de manière plus pratique et plus précise que par la description des effets macrosismique. Il a défini la magnitude comme étant le logarithme décimal de l'amplitude maximale mesurée en micromètres sur l'enregistrement du séisme obtenu à 100 km de l'épicentre. Par la suite la notion de magnitude a été étendue aux séismes du monde entier; après introduction de corrections pour tenir compte des différents facteurs dont dépend l'amplitude enregistrée à savoir : la distance station-épicentre, la profondeur du foyer, la nature du sous-sol, la période des ondes, type de sismographes, etc. La magnitude d'un séisme est donc :

$$M = \log A + \text{corrections.}$$

La valeur de la magnitude dépend directement de l'énergie libérée au foyer d'un séisme, puisque l'amplitude des ondes utilisée pour le calcul ne dépend que de cette énergie. **(Figure 12)**

On peut estimer l'énergie libérée au foyer sous la forme sismique

$\log E = 4.8 + 1,5 M$ (Gutenberg et Richter 1956) E est exprimée en joules

Un séisme de magnitude 7 libère une énergie 30 fois plus grande qu'un séisme de magnitude 6.

Magnitudes obtenues à partir de la durée du signal: M_d

Pour les séismes proches et forts, il arrive souvent que les enregistrements soient saturés. Le signal maximum étant écrêté, il est impossible de déterminer l'amplitude du sismogramme.

Plusieurs auteurs ont cherché une relation entre la durée totale du sismogramme (en secondes) et la magnitude. La plus utilisée au Maroc est de la forme:

$$M_d = a + b \log(t) + c\Delta$$

t est la durée du signal en secondes

Δ est la distance épacentrale en km

6- Répartition géographique mondiale des séismes (Figure 13, 14)

La répartition des séismes divise le globe en de grandes "plaques". Il existe une sismicité diffuse en dehors de ces limites (sismicité intra-plaque). Presque tous les séismes ont lieu aux frontières de ces plaques. Les alignements des séismes indiquent les limites de ces plaques. On dénombre ainsi 12 plaques dont 7 principales. Certaines sont purement océaniques (plaque pacifique), d'autres océaniques et continentales (plaques africaines, eurasiatique, nord-américaine...).

Les séismes sont alignés suivant :

1 - Les zones d'écartement : Elles correspondent à l'axe des dorsales océaniques.

2 - Les zones d'affrontement, qui correspondent aux zones de subduction caractérisées par la présence de fosses océaniques profondes.

3 - Les zones de coulissage (glissement horizontal) :

Elles se caractérisent par des failles **transformantes** qui sont des cassures de plaques et qui permettent le glissement entre deux portions de plaques. Elles sont le siège de séismes superficiels.

4 – Autres catégories(en position intracontinentale) :

Quand deux continents se rencontrent, aucun ne "coule". Il y a **collision**. Exemple de la zone sismique méditerranéenne

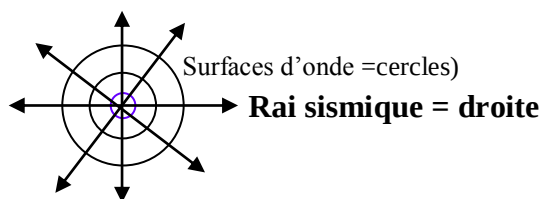
7- Sismologie et structure interne de la terre

A- Introduction

L'intérieur de la Terre est constitué d'un certain nombre de couches superposées, qui se distinguent par leur état **solide**, **liquide** ou **plastique**, ainsi que par leur **densité**. Une sorte d'échographie de l'intérieur de la Terre a été établie à partir du comportement des ondes sismiques lors des tremblements de terre.

B- La trajectoire des ondes sismiques et comportement des ondes au niveau des interfaces (discontinuités). (Figure 19I, II)

On appelle **rai sismique** la ligne perpendiculaire à la surface d'onde le long de laquelle l'énergie se déplace.



La trajectoire des rais sismiques n'est pas rectiligne, car:

- d'une part l'intérieur de la terre n'est pas homogène:
- d'autre part présentent des analogies avec les principes fondamentaux d'optique de

Descartes. Lorsqu'on considère deux milieux de la terre à propriétés physiques différentes, la surface de séparation entre ces couches est une **discontinuité** qui peut se comporter de deux façons:

Soit qu'elle renvoie la totalité des ondes sismiques vers le milieu supérieur, on parle de **réflexion totale** de l'énergie. Soit qu'elle renvoie une partie des ondes sismiques vers le milieu supérieur (**ondes réfléchies**); alors que l'autre partie est renvoyée vers le milieu inférieur (**ondes réfractée**). Lorsque $V_2 > V_1$ on a une **réflexion partielle** et l'onde réfractée se déplace le long de la surface de séparation de la couche suivante en donnant naissance à de nouveaux fronts d'ondes. Imaginons maintenant que l'intérieur de la terre est constitué par plusieurs **milieux** caractérisés par des **vitesse croissantes** avec la profondeur (Figure 19II). Le trajet réel des rais sismiques à travers ces couches s'effectue à la suite d'une série de réfractions vers le bas jusqu'à ce que l'angle d'incidence i ne permette plus de réfractions ($r = 90^\circ$). A ce moment il y a réflexion totale et les rais se déplacent vers le haut par

réfractions successives. La trajectoire dessinée par les rais à travers ces couches n'est donc pas une droite mais **une courbe** présentant une concavité dirigée vers le haut

A la suite d'un séisme les sismogrammes obtenus dans différentes stations d'observations peuvent contenir l'enregistrement de plusieurs types d'ondes:

- Des ondes P ou S ayant emprunté le **trajet direct** épicentre – station
- Des ondes P et /ou S ayant subies une série **de réflexions**
- Des ondes P et /ou S ayant subi une série **de réfractions**

C- La trajectoire des ondes sismiques et structure de la terre.

C.1 – L'apport des séismes lointains.(Figure 20, 21, 22, 23)

On considère comme **séisme lointains** ceux dont la distance à l'épicentre dépasse 2000km. Les ondes P et S ont donc traversé des zones profondes pour lesquelles elles apportent des renseignements. Pour des stations situées jusqu'à **11500m (105°)** de l'épicentre ont reçu les ondes P et S **directes**. (C a d n'ont subi ni réflexion ni réfraction).

Entre 11500 et 14500 km (105 à 143°), il existe **une zone d'ombre sismique «anneau de silence»** caractérisé par l'absence de réception d'ondes directes P et S qui ont subi une **réfraction** au niveau d'une discontinuité appelée **discontinuité de Gutenberg** (située à **2900 km**) et qui sépare une structure externe **le manteau** d'une structure interne **le noyau** à vitesse plus faible et non traversé par les ondes S ce qui lui donne des propriétés de liquide. Ces ondes réapparaissent sous une forme plus lente entre 183° et 143°.

Cependant il existe tout de même des ondes qui arrivent dans la zone d'ombre mais très tardivement et qui résultent d'une réflexion sur une zone de variation rapide des propriétés mécaniques du noyau. C'est la discontinuité de **Lehman** qui se situe vers **5000 km** et qui sépare le noyau externe d'une partie interne (**la graine**). Cette graine serait solide car la température de fusion augmente avec la pression (voir **figure 24**).

C.2 – L'apport des séismes proches(Figure 25)

Lorsque les stations sont proches de l'épicentre (200 à 800 km), les sismogrammes apportent des données sur les couches superficielles (écorce terrestre). Chaque station reçoit successivement 2 ou 3 fois les ondes P : onde directe, onde réfléchie et onde réfractée ou conique ($r = 90^\circ$). Ces ondes ont rencontré une discontinuité peu profonde c'est la discontinuité de **Mohorovicic ou MOHO**. C'est une discontinuité majeure qui sépare le manteau où les vitesses des ondes sont assez élevées et **la croûte** où la vitesse des ondes est

plus faible. La discontinuité de MOHO est peu profonde sous **les océans (10 km)**, très profonde sous les **chaînes de montagnes (50 km)**

Organisation du manteau. (Figure 26)

Des études plus détaillées montrent l'existence d'une zone où la vitesse des ondes P et S diminue. Cette zone est appelée **LVZ (low velocity zone)**. Ceci est dû à un changement physique de la matière qui serait en fusion très partielle (structure visqueuse et ductile). Ce qui permet de définir **l'Asthénosphère**. Sa profondeur varie selon l'emplacement. Elle est définie entre **100 et 200 km** de profondeur. L'asthénosphère sépare donc, deux structures rigides:

La lithosphère: (croûte et partie superficielle du manteau)

La mésosphère, constituée par le reste du manteau.

Conclusion (Figure 27, 28, 29, 30)

L'intérieur de la Terre est constitué d'une succession de couches de propriétés physiques différentes: au centre, le noyau, qui forme 17% du volume terrestre, et qui se divise en noyau interne solide et noyau externe liquide; puis le manteau, qui constitue le gros du volume terrestre, 81%, et qui se divise en manteau inférieur solide et manteau supérieur principalement plastique, mais dont la partie tout à fait supérieure est solide; finalement, la croûte (ou écorce), qui compte pour moins de 2% en volume et qui est solide.

Deux discontinuités importantes séparent croûte, manteau et noyau: la discontinuité de Mohorovicic (moho) qui marque un contraste de densité entre la croûte terrestre et le manteau, et la discontinuité de Gutenberg qui marque aussi un contraste important de densité entre le manteau et le noyau.

La couche plastique du manteau supérieur est appelée asthénosphère, alors qu'ensemble, les deux couches solides qui la surmontent, soit la couche solide de la partie supérieure du manteau supérieur et la croûte terrestre, forment la lithosphère. On reconnaît deux types de croûte terrestre: la croûte océanique, celle qui en gros se situe sous les océans, et qui est formée de roches basaltiques de densité 3,2 et qu'on nomme aussi SIMA (silicium-magnésium); et la croûte continentale, celle qui se situe au niveau des continents, et qui est plus épaisse à cause de sa plus faible densité (roches granitiques à intermédiaires de densité 2,7 à 3) et qu'on nomme SIAL (silicium-aluminium). La couverture sédimentaire est une

mince pellicule de sédiments produits et redistribués à la surface de la croûte par les divers agents d'érosion (eau, vent, glace) et qui compte pour très peu en volume.

La structure interne de la Terre, ainsi que l'état et la densité de la matière, ont été déduits de l'analyse du comportement des ondes sismiques. Les ondes P se propagent dans les solides, les liquides et les gaz, alors que les ondes S ne se propagent que dans les solides. On sait aussi que la vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent.

La brusque interruption de propagation des ondes S à la limite entre le manteau et le noyau indique que le noyau externe est liquide. L'augmentation progressive de la vitesse des ondes P et S dans le manteau indique une augmentation de densité du matériel à mesure qu'on s'enfonce dans ce manteau. La chute subite de la vitesse des ondes P au contact manteau-noyau est reliée au changement d'état de la matière (de solide à liquide), mais les vitesses relatives continuent d'augmenter, indiquant une augmentation des densités. Plus en détail, au contact lithosphère-asthénosphère, on note une légère chute des vitesses de propagation des ondes P et S correspondant au passage d'un matériel solide (lithosphère) à un matériel plastique (asthénosphère).

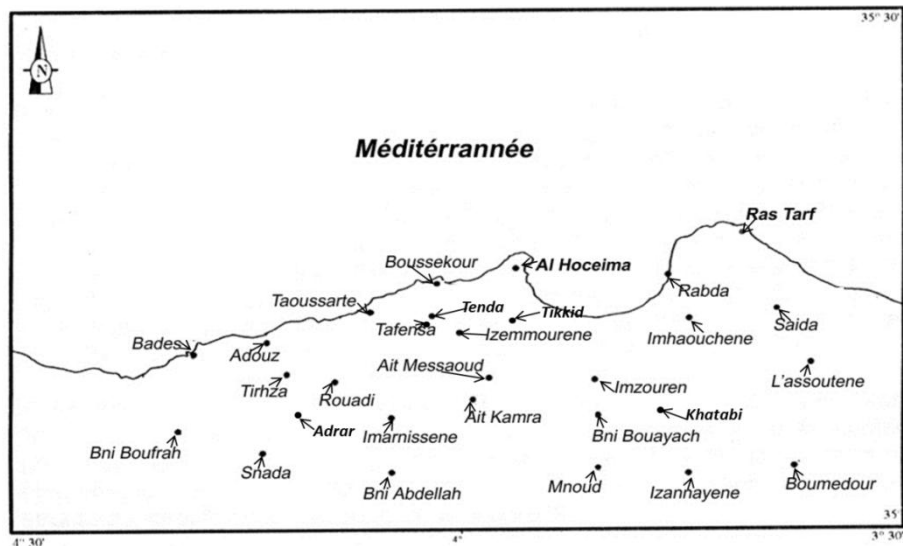
La composition de la croûte terrestre est assez bien connue par l'étude des roches qui forment la surface terrestre et aussi par de nombreux forages. Notre connaissance du manteau et du noyau est, cependant, plus limitée. Malgré tous les efforts déployés à cet effet, aucun forage n'a encore traversé le MOHO.

Annexes : Exemples d'application

1. Etude macrosismique : Exercice d'application: Séisme d'Al Hoceima

1994

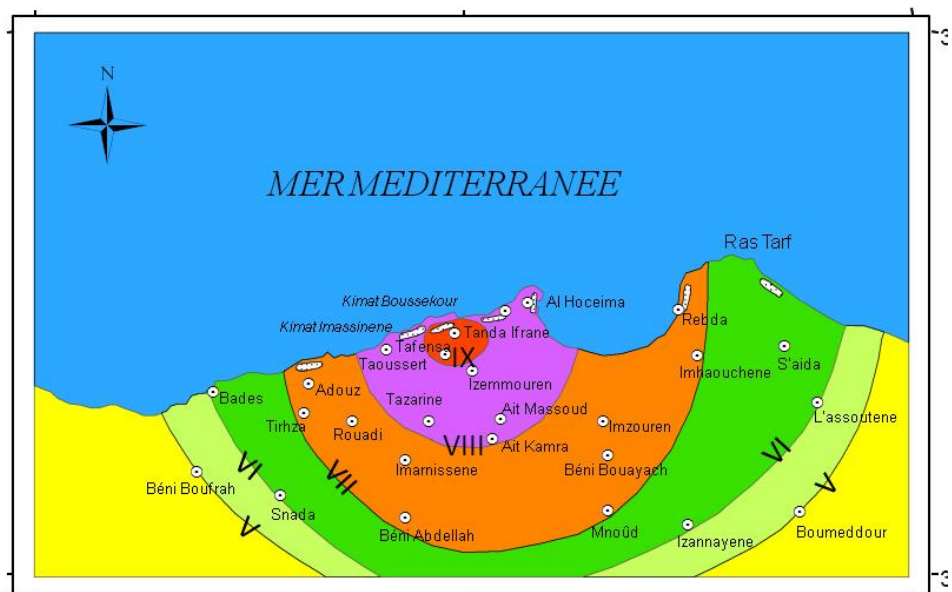
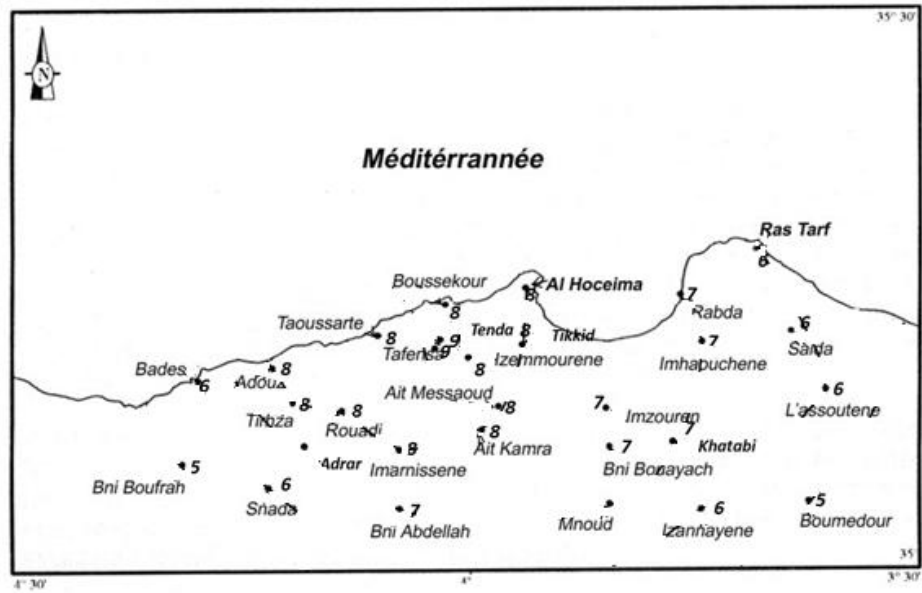
La ville d'Al Hoceima a connu en 1994 un tremblement de terre qui a fait deux morts et des dégâts importants. La population a été questionnée et à chaque ville ou village a été attribué un chiffre correspondant à un degré de l'intensité sur l'échelle MSK.



Localité (pts d'observation)	intensité	Localité	intensité	Localité	intensité
Al Hoceima	8 - VIII	Tafensa	9 IX	Izemmourene	8 - VIII
Taousserte	8 - VIII	Adouz	8 - VIII	Tirhza	8 - VIII
Rouadi	8 - VIII	Imarnissene	8 - VIII	Ait Kamra	8 - VIII
Imzouren	7 - VII	Bni Bouayach	7 - VII	Mnoud	7 - VII
Ait Messaoud	8 - VIII	Snada	6 - VI	Bni Boufrah	5 - V
L'assoutene	6 - VI	Boumeddour	5 - V	Rabda	7 - VII
Ras Tarf	6 - VI	Saida	6 - VI	Imhaouchene	7 - VII
Izannayene	6 - VI	Bades	6 - VI	Boussekour	8 - VIII
Adrar	7 - VII	Tenda	9 IX	Khatabi	7 - VII
Tikkid	8 - VIII				

Après avoir évalué les intensités dans chaque point d'observation, en se servant des échelles d'intensité, on insère sur la carte de la région, et sur chaque point d'observation les intensités évaluées.

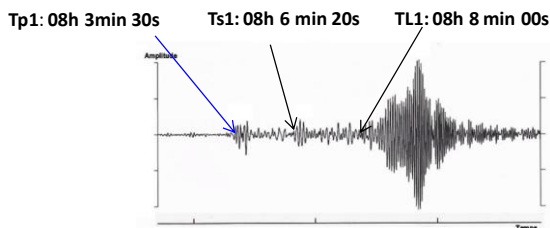
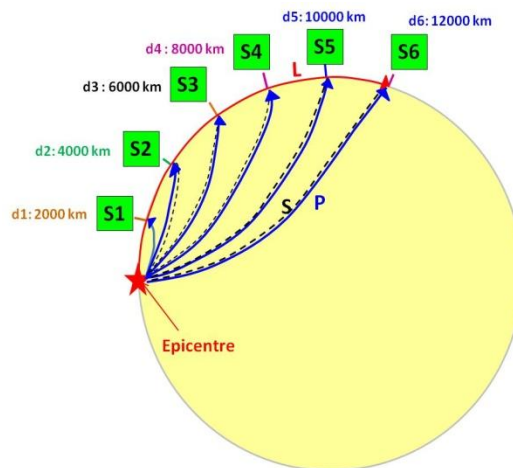
La carte des isoséistes a été réalisée en reliant par des lignes les points qui ont la même valeur d'intensité.



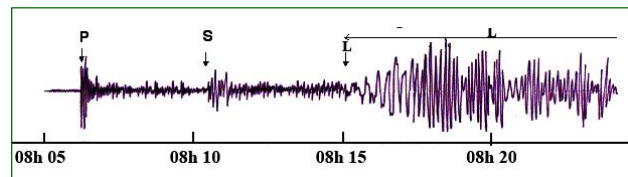
2. Méthode simple pour Calculer les vitesses des ondes sismiques

Un séisme a eu lieu par exemple, le 26/12/2004 à 8h 00 min = T_0 . On veut calculer les vitesses des ondes sismiques **P** **S** et **L**, issues de ce séisme, sachant qu'on connaît la localisation de son épicentre. les stations sismiques sont déjà placées, donc on connaît la distance station-épicentre en km. **dS1 = 2000 km, dS2 = 4000km, dS3 = 6000 km, dS4 = 8000 km, dS5 = 10000 km**

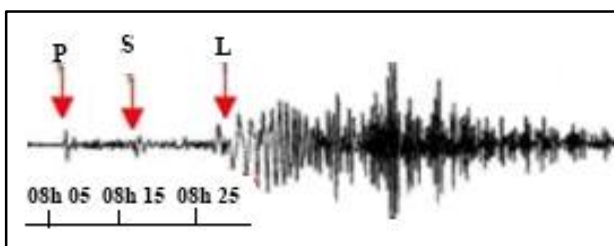
On récupère les temps d'arrivées des trois ondes sismiques **P** **S** et **L** pour chaque stations (S1, S2, S3, S4, S5, etc.) à partir des sismogrammes .



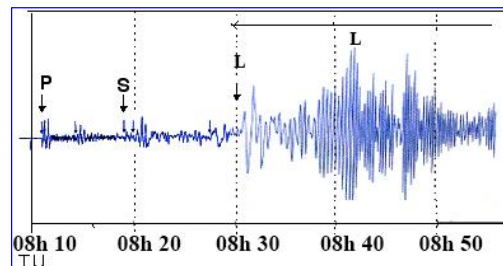
Sismogramme de la Station S1



Sismogramme de la Station S2



Sismogramme de la Station 3



Sismogramme de la Station 4

$$VP1 = d1/Tp1-T_0, \quad VP2 = d2/Tp2-T_0, \quad VP3 = d3/Tp3-T_0$$

$$VS1 = d1/TS1- T_0, \quad VS2 = d2/TS2- T_0, \quad VS3 = d3/TS3- T_0$$

$$VL1 = d1/TL1-T_0, \quad VL2 = d2/TL2 - T_0, \quad VL3 = d3/TL3 - T_0$$

Avec TP_1 , TP_2 , TP_3 sont les arrivées de l'onde P respectivement aux stations S1, S2 et S3

TS_1 , TS_2 , TS_3 sont les arrivées de l'onde S respectivement aux stations S1, S2 et S3

TL_1 , TL_2 , TL_3 sont les arrivées de l'onde L respectivement aux stations S1, S2 et S3

Exemple pour la **station 1**, on a :

d1= 2000 km, T0 = 8h 00min 00sec

Tp1: 08h 3min 30s

Ts1: 08h 6 min 20s

TL1: 08h 8 min 00s

VP1 = d1/TP1- T0 = 2000/ 08h 3min 30s – 08h 00 min =

= 2000/3min 30 s = 2000/ (3x60) sec + 30 sec= 2000/210= 9,52 km/s

VS1 = d1/TS1- T0 = 2000/ 08h 6min 20s – 08h 00 min =

= 2000/6min 20 s = 2000/ (6x60) sec + 20 sec= 2000/380s = 5,26 km/s

VL1 = d1/TL1- T0 = 2000/ 08h 8min 00s – 08h 00 min =

= 2000/8min = 2000/ (8x60) sec = 2000/480s = 5,16 km/s

les vitesses des trois ondes sismiques sont calculées, à partir des données disponibles pour chaque station d'enregistrements. Le tableau ci-dessous, regroupe tous les données relatives à ce séisme ainsi que les vitesses des ondes calculées pour chaque stations.

Station	TP(en h, min, sec)	TS(en h, min, sec)	TL(en h, min, sec)	TP-T0 (en min ou en sec)	TS-T0 (en min ou en sec)	TL-T0 (en min ou en sec)	TS-TP	Distance épicentrale (en km ou en degré)	Vitesse de l'onde P (en km/s)	Vitesse de l'onde S (en km/s)	Vitesse de l'onde L (en km/s)
S1	08h 3min 30s	08h 6 min 20s	08h 8min 00s	3min 30s	6 min 20s	8min 00s	2min 50 sec	d1 = 2000	9,52	5,26	4,16
S2	08h 6 min 15s	08h 11 min 30s	08h 16 min 00s	6 min 15s	11 min 30s	16 min 00s	5min 15 Sec	d2 = 4000	10,66	5,8	4,16
S3	08h 8 min 30s	08h 16 min 00s	08h 24 min 30s	8 min 30s	16 min 00s	24 min 00s	7min 30s	d3= 6000	11,76	6,25	4,16
S4	08h 10 min 45s	08h 19 min 50s	08h 32 min 00s	10 min 45s	19 min 50s	32 min 00s	9min 5sec	d4= 8000	12,4	6,72	4,16
S5	08h 12 min 30s	08h 22 min 50s		12 min 30s	22 min 50s		10 min 20 sec	d5= 10000	13,3	7,29	

On peut traduire les résultats des calculs des vitesses du tableau précédent, en traçant sur un hodographe les courbes de vitesses appelées hodochrones.

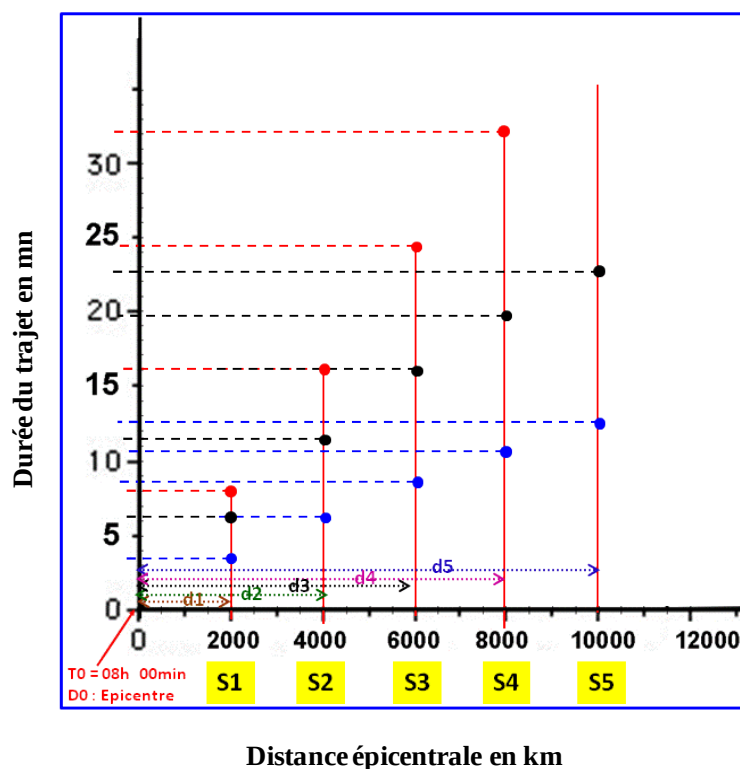
On Commence par dessiner les axes X et Y de références:

L'axe X : Distance épacentrale en km,

L'axe Y: Durée du trajet de l'onde en min

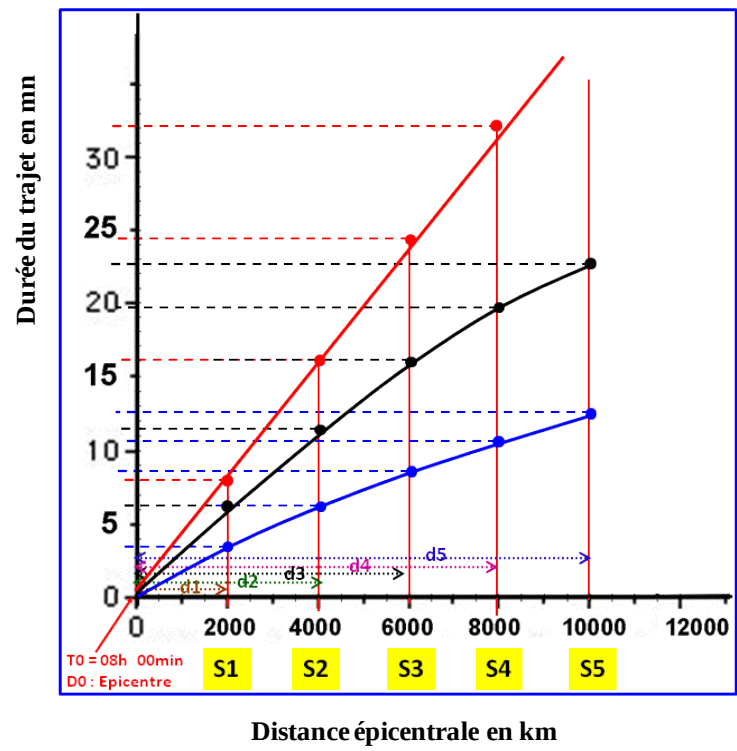
Lorsque le séisme prend naissance, à l'épicentre (lieu d'origine) et en T0 (l'heure d'origine), les vitesses des ondes sismiques P, S et L commencent à se propager, en arrivant à chaque Station, elles auront parcourues les distances épacentrales (d1, d2,...) avec des durées qui représentent la différences des temps d'arrivées à chaque station et le temps d'origine T0.

On projette donc sur le graphe les points d'intersections entre la ligne verticale passant par les stations et la ligne horizontale passant par la différence des temps d'arrivées des ondes et T0.



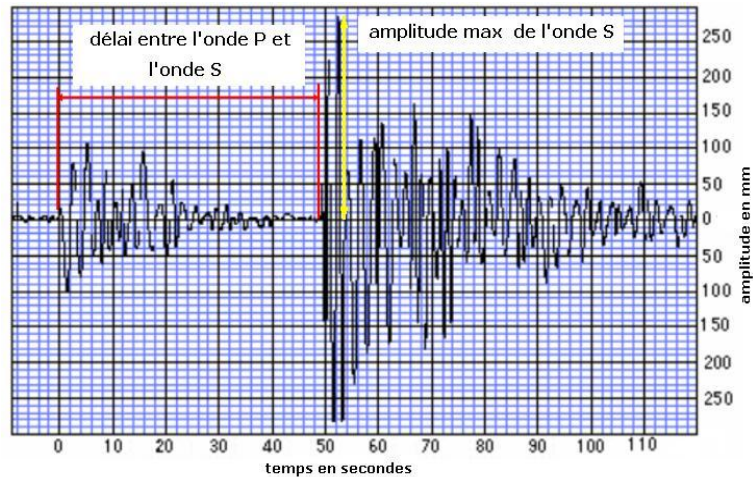
Finalement on trace les courbes des vitesses pour chaque type d'onde, P, S et L en joignant les points d'intersections relatives à chaque type d'onde

Les tables et des hodographes établies à partir de plusieurs séismes sont tous semblables. Ceci permet de formuler l'hypothèse d'une symétrie sphérique pour l'organisation interne du globe.



3. Magnitude d'un séisme : (Exemple d'application)

Exemple d'application (magnitude locale) : séisme de *Loma Prieta* le 17 octobre 1989. Ce tremblement de Terre, situé sur la faille de San Andreas et à proximité de San Francisco a causé des dégâts considérables et a tué 62 personnes (<http://vergezgabriel.free.fr>)



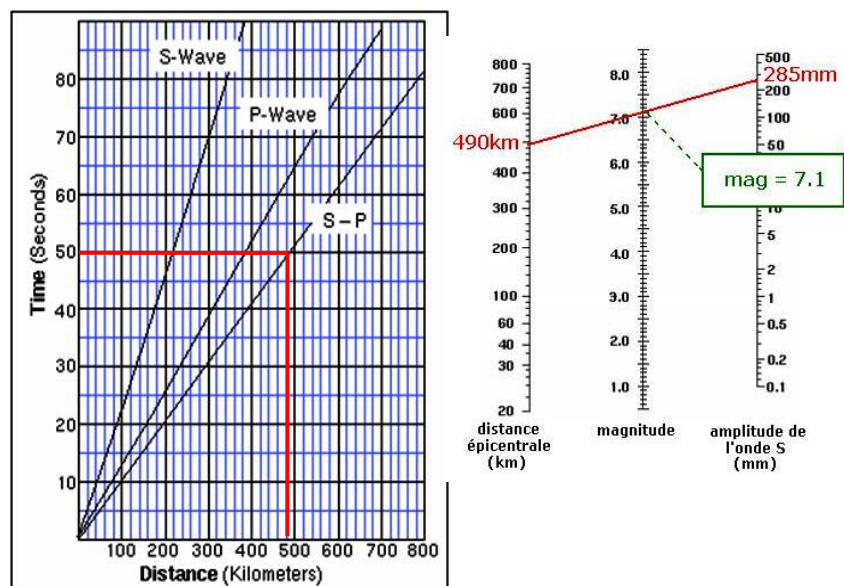
TS-TP=50 secondes

Ampl. Max(S)= 285 mm

A l'aide des courbes des hodochrones , on convertit le délai entre l'onde P et l'onde S en distance épacentrale: donc **d=490km**

On reporte les valeurs de la distance picentrale et de l'amplitude de l'onde S sur ce graphique (ABAQUE). On lit la magnitude à l'intersection entre le segment rouge et l'axe central:

M=7.1



Bibliographie

- **AUBOUIN J. BROUSSE R. et LEHMAN J.P. (1975)-** Précis de Géologie. Tome3 : Tectonique, Tectonophysique et Morphologie. Edition DUNOD.
- **DANIEL, J.-Y., BRAHIC, A., HOFFERT, M., SCHAAF, A. ET TARDY, M., (1999)-** Sciences de la Terre et de l'Univers. Vuibert, Paris, 634 p.
- **DERCOURT J. & PAQUET J. (1985) -** Géologie : Objets et méthodes. Editions DUNOD. 7^{ème} EDITION.
- **LANDRY, B. ET MERCIER, M. (1992)-** Notions de géologie. Module, Mont-Royal, 3^e édition, 565 p. ISBN 2-89113-256-4.
- http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html