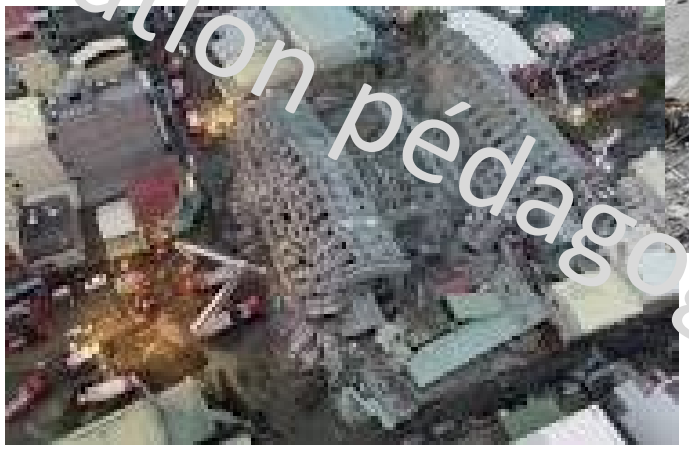
Chapitre 5 :

Initiation à la sismologie : tremblements de terre et structure interne du globe

documentation pédagogique



- Cours et Figures dans répertoire sur le BV : 2016-2017/Semestre1/UE Géosciences 1

- Cours en ligne également sur le site web du département « Géosciences » de l'Université de Poitiers dans le lien « Ressources pédagogiques ».

Chap. 4 : Initiation à la sismologie : tremblements de terre et structure interne du globe

Questions choisies :

- Qu'est ce qu'un tremblement de Terre ?
- Qu'est ce qu'est la magnitude de Ritcher utilisée pour classer les séismes ?
- Comment sont répartis les différents séismes sur la surface du globe ?
- Quels sont les différentes ondes sismiques qui peuvent exister, et comment peut-on les utiliser pour étudier la structure du globe?

Plan :

5.1. Généralités sur la sismologie et la répartition des séismes dans le monde

5.1.1 Notion de mécanique des roches – Définition d'un séisme
5.1.2 Classement et effets des séismes
5.1.3 Répartition géographique des séismes – Risque en France

5.2. La propagation des ondes sismiques

5.2.1 Sismographe et sismogramme
5.2.2 La nature des différentes types d'ondes
5.2.3 La vitesse des ondes et localisation des séismes (TD n°5)
5.2.4 Comportement des ondes au niveau d'interfaces

5.3. La structure interne du globe

5.3.1 L'apport des séismes lointains
5.3.2 L'apport des séismes proches
5.3.3 Résumé de la structure sismique de la Terre

Ce qu'il faut connaitre : questions typiques

documentation pédagogique

5.1. Généralités sur la sismologie et la répartition des séismes dans le monde

5.1.1 Notion de mécanique des roches – Définition d'un séisme

Pour une roche :

- comportement élastique quand la déformation est proportionnelle à la contrainte. La déformation disparait instantanément lorsque la contrainte disparait.

- au-delà du seuil de plasticité, de petits ajouts de contraintes entrainent des déformations importantes ; déformations qui restent même si la contrainte cesse (déformation permanente) ; c'est le domaine de la déformation plastique.

- au-delà de la déformation plastique : si la contrainte devient encore plus importante, c'est la rupture.

documentation pédagogique

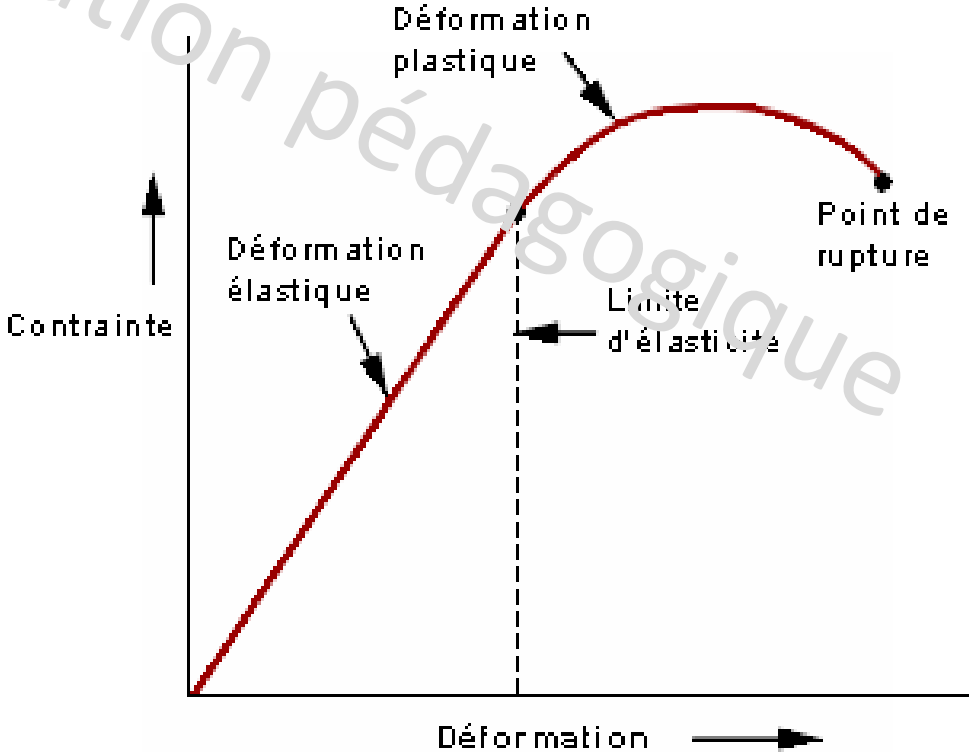


Fig. 5.1 : Relation contrainte (pression appliquée) – déformation d'un solide.
(web : www2.ggl.ulaval.ca)

- Pour certaines roches, la rupture intervient dans le domaine de la déformation élastique : c'est le comportement « cassant » ou « fragile ».

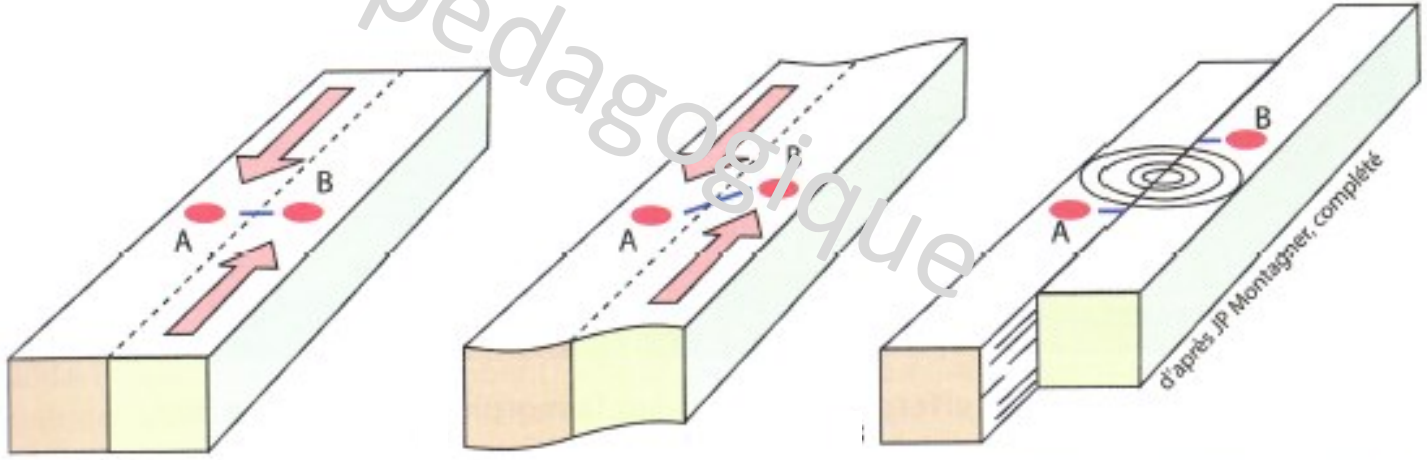
- En revanche, pour des matériaux « qui ne cassent » pas même lorsqu'ils sont soumis à des contraintes, on parle de comportement ductile : c'est souvent le cas des roches du manteau en raison des fortes pressions et température qui y règnent.

documentation pédagogique

Qu'est ce qu'est un séisme ?

C'est un <u>ébranlement brutal du sol</u> provoqué par l'arrivée d'ondes élastiques initiées en profondeur à la suite d'une <u>rupture et d'un mouvement relatif de deux compartiments lithosphériques</u> (croute + manteau très superficiel). Il en résulte une libération instantanée d'énergie qui s'était lentement accumulée.

Fig. 5.2 : Théorie du rebond sismique (début du cycle sismique). (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

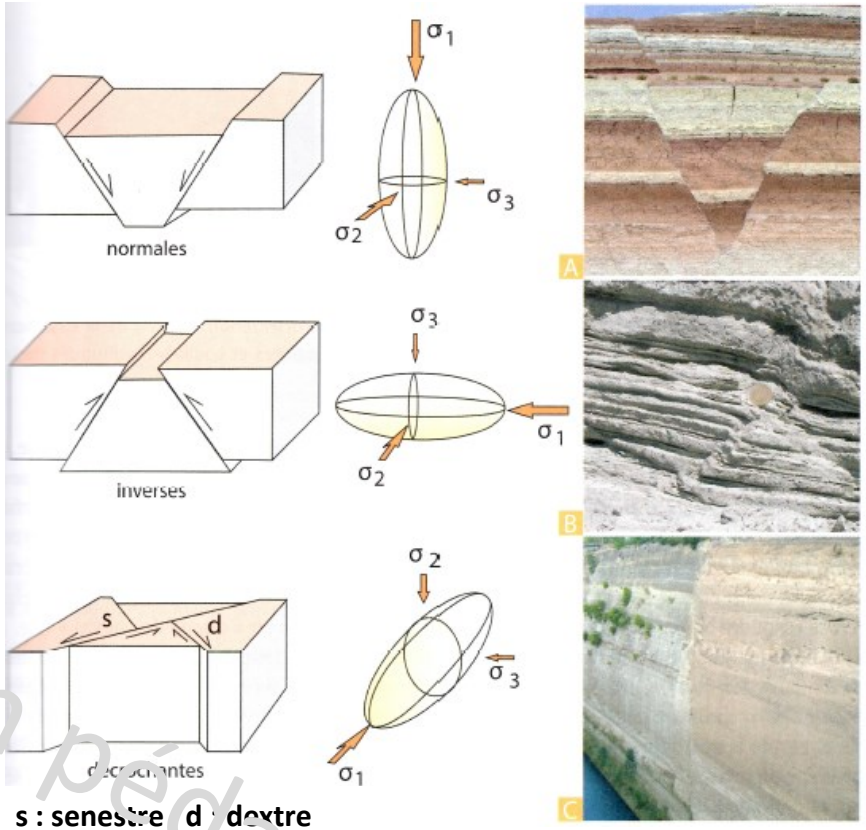


Faille potentielle au début du cycle sismique

- **Accumulation des contraintes**
- **Déplacement des points A et B**
- **Déformation élastique au voisinage de la faille**

- **Glissement brutal le long de la faille**
- **Libération de l'énergie élastique**
- **Les roches vibrent**

- Déplacement brutal à un endroit de moindre résistance, souvent des failles préexistantes :



s : senestre d : dextre

Fig. 5.3 : Les 3 principales types de failles avec le tenseur des contraintes associé (σ_1 et σ_3 sont les contraintes principale et minimale respectivement). (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

documentation pédagogique

- L'origine en profondeur du séisme est <u>le foyer</u> (ou hypocentre) ; la projection de ce point en surface est <u>l'épicentre.</u>

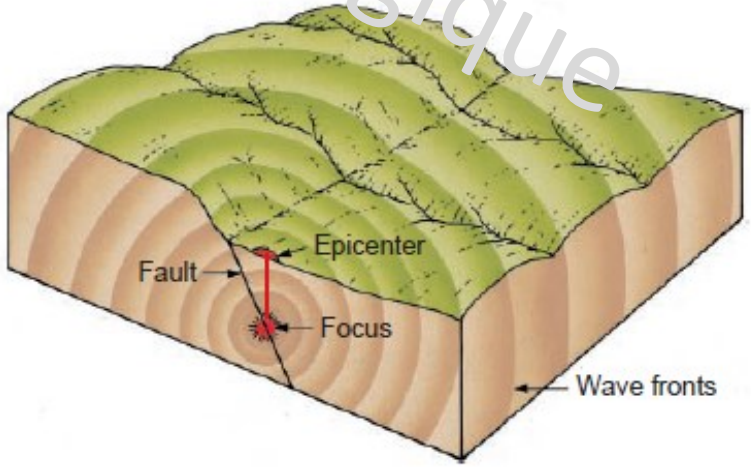


Fig. 5.4 : Relation entre épicentre et front d'ondes sismiques. (Earth's dynamic systems, Hamblin and Christiansen, Ed. Prentice Hall)

5.1.2 Classement et effets des séismes

Les classements les plus objectifs : ceux basés sur l'énergie libérée (les séismes libérant le plus d'énergie n'étant pas nécessairement ceux faisant le plus de dégât).

Le plus connu : celui de Richter (1935)

Définition de la magnitude de Richter (sans unité) : $M_L=\log_{10}(A/A_0(D))$

avec A_0 : amplitude d'un séisme de référence 0 enregistré à la distance D de l'épicentre

avec A : amplitude maximale d'un sismographe placé à 100 km de l'épicentre

A l'origine, échelle utilisée pour les séismes de Californie et valable que pour des séismes proches et superficiels (profondeur inférieure à 30 km ; d'où le terme « M_L » = magnitude locale). D'autres échelles de magnitude pour les séismes plus lointains et/ou profonds, basées sur la vitesse des ondes « S » ont été proposées.

Proportion des séismes par an en fonction de leur magnitude. (Earth's dynamic systems, Hamblin and Christiansen, Ed. Prentice Hall)

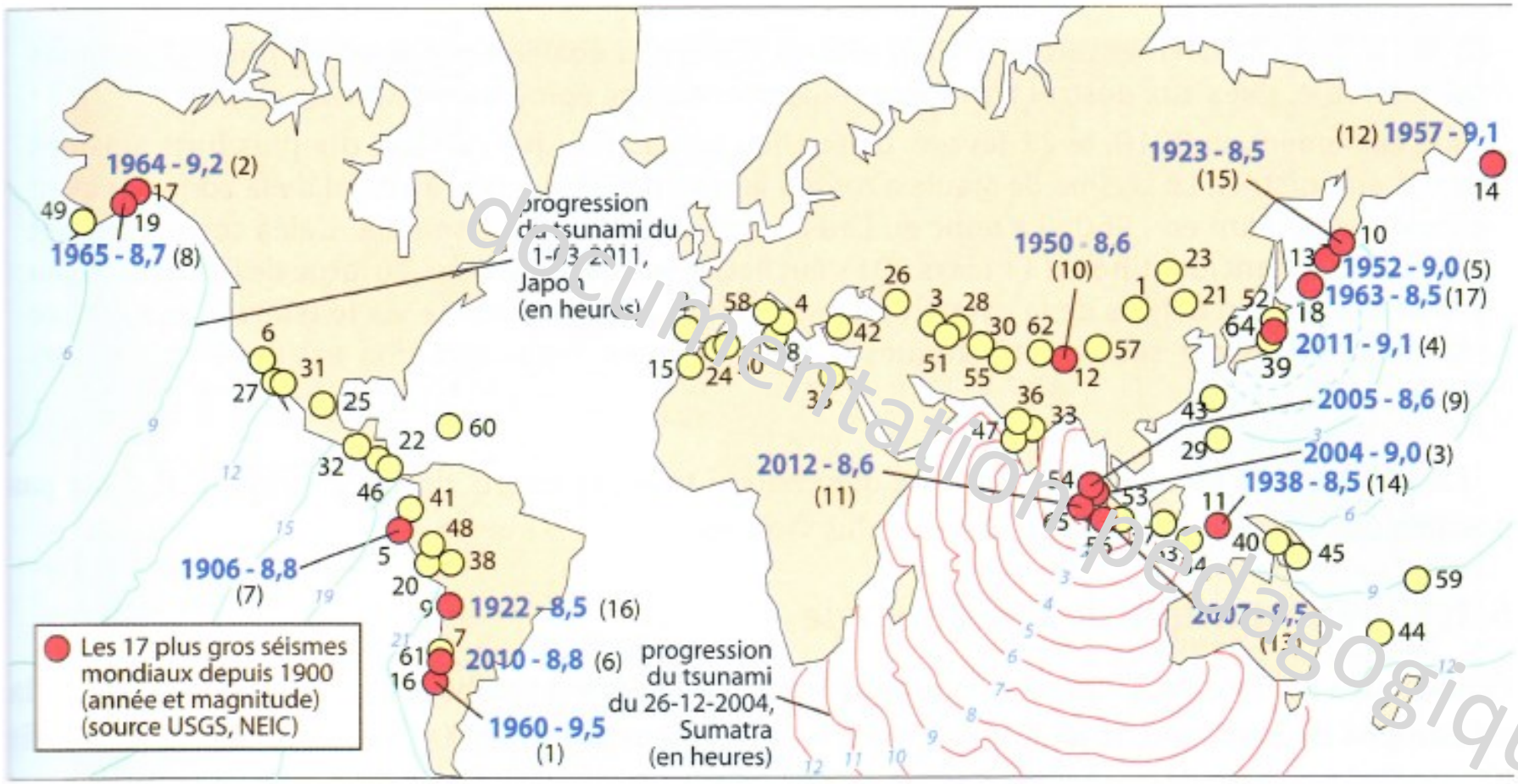
Earthquake Magnitude Scale

Magnitude	Approximate Number per Year
1	700,000
2	300,000
3	300,000
4	50,000
5	6000
6	800
7	120
8	20
>8	1 every few years

L'échelle de Ritcher est une échelle « ouverte » : pas de minimum, ni de maximum.

La valeur la plus haute enregistrée jusqu'à aujourd'hui : 9,5

documentation pédagogique



Documentation pédagogique

Deux grandes zones sismiques :

(a) ceinture eurasiatique liée à la collision alpine (Afrique-Arabie-Inde contre l'Eurasie)

et

(b) la couronne liée à la subduction péripacifique

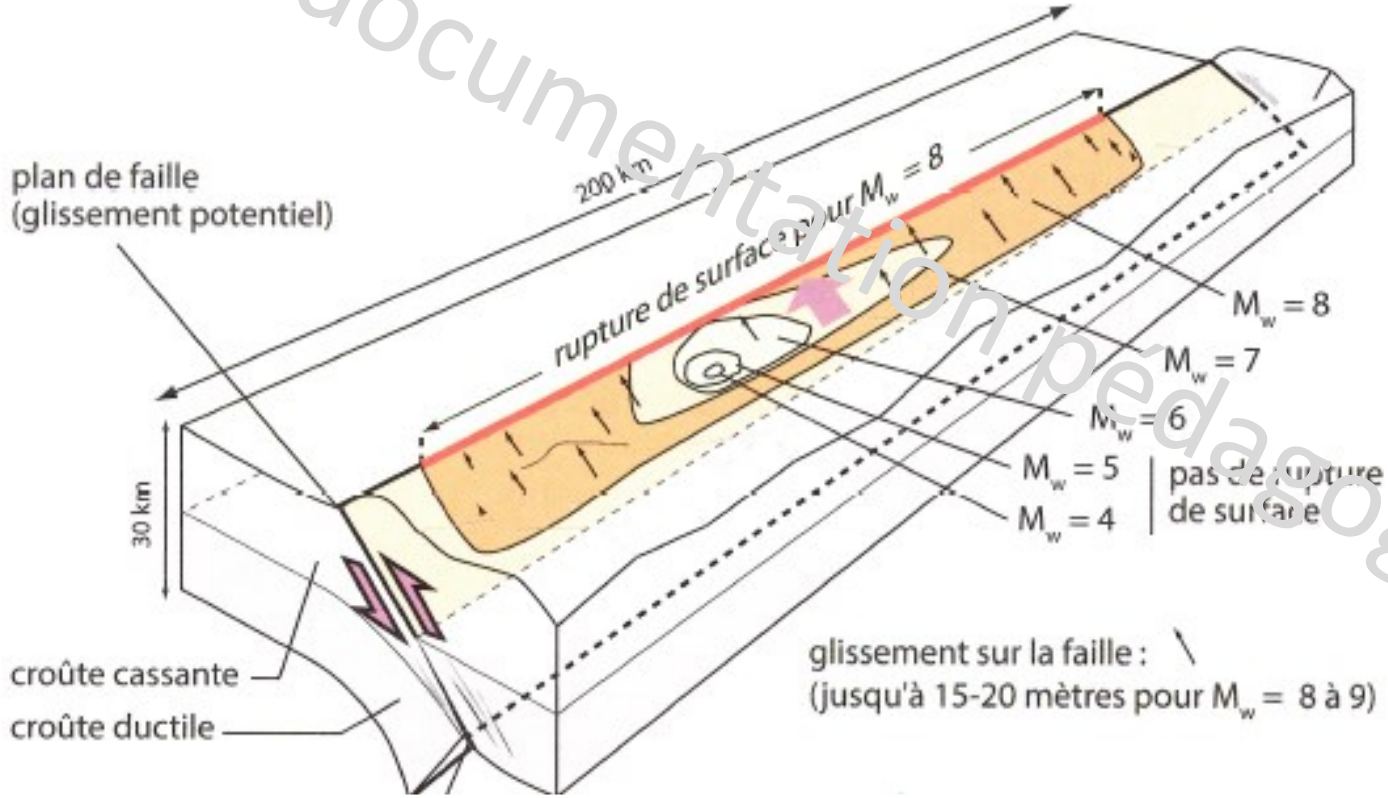
Fig. 5.5 : Dates et répartition des très grands séismes mondiaux. Les magnitudes sont indiquées à coté des années pour lequel le séisme a eu lieu. Les temps de progression (en h) des tsunamis associés au séismes de Sumatra et de Sendai sont indiqués. (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

Effets des séismes :

- 3 paramètres caractéristiques : la longueur et largeur du plan de rupture (en km), et le glissement le long du plan de rupture (en m).

Exemple: dans le cas du séisme de subduction du sud Chili de 1960 (le plus important jamais enregistré), la rupture a concerné un plan de 850 km de long et de largeur 120 km, avec un déplacement de 10 m environ.

documentation pédagogique



- Faible taille relative des plans impliqués pour des magnitudes inférieures à 4
- La rupture n'atteint la surface que pour des magnitudes fortes

Bloc-diagramme d'une faille inverse majeure (typique d'un front de chaine de collision ou d'une zone sismique d'une subduction). (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

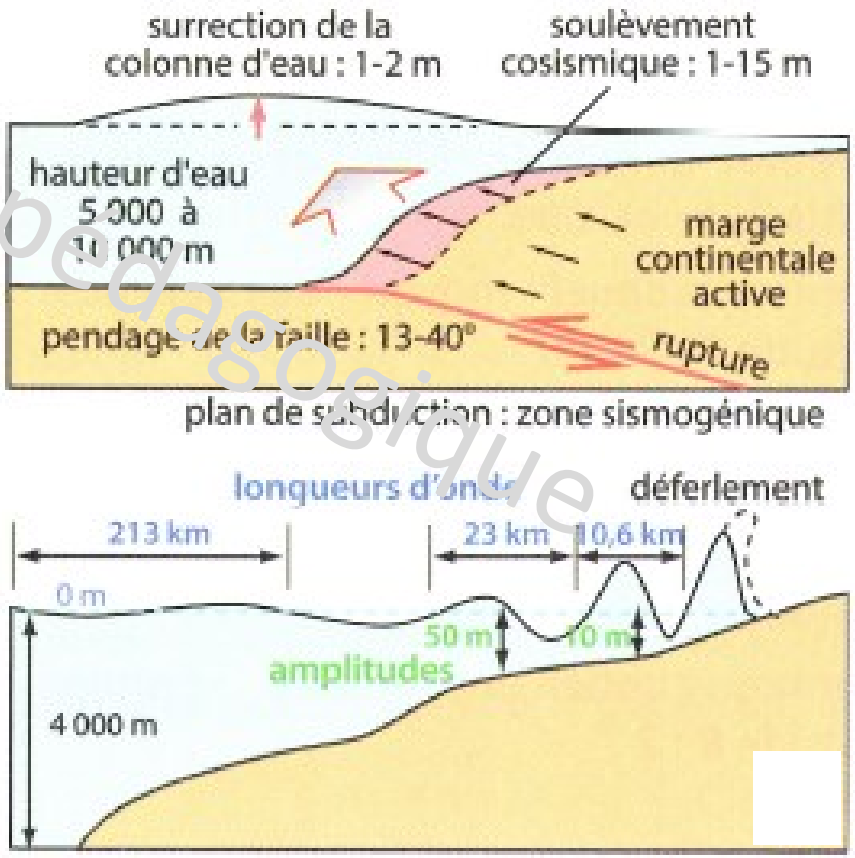
Effets des séismes :

- un séisme est souvent suivi par plusieurs centaines de secousses ou répliques

- raz de marée et tsunamis : séismes sous-marins qui déclenchent des oscillations qui peuvent déferler sur la côte par une ou plusieurs vagues géantes

documentation pédagogique

Principe de la genèse des tsunamis et caractéristiques dimensionnelles des tsunamis liés au séismes de subduction. (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)



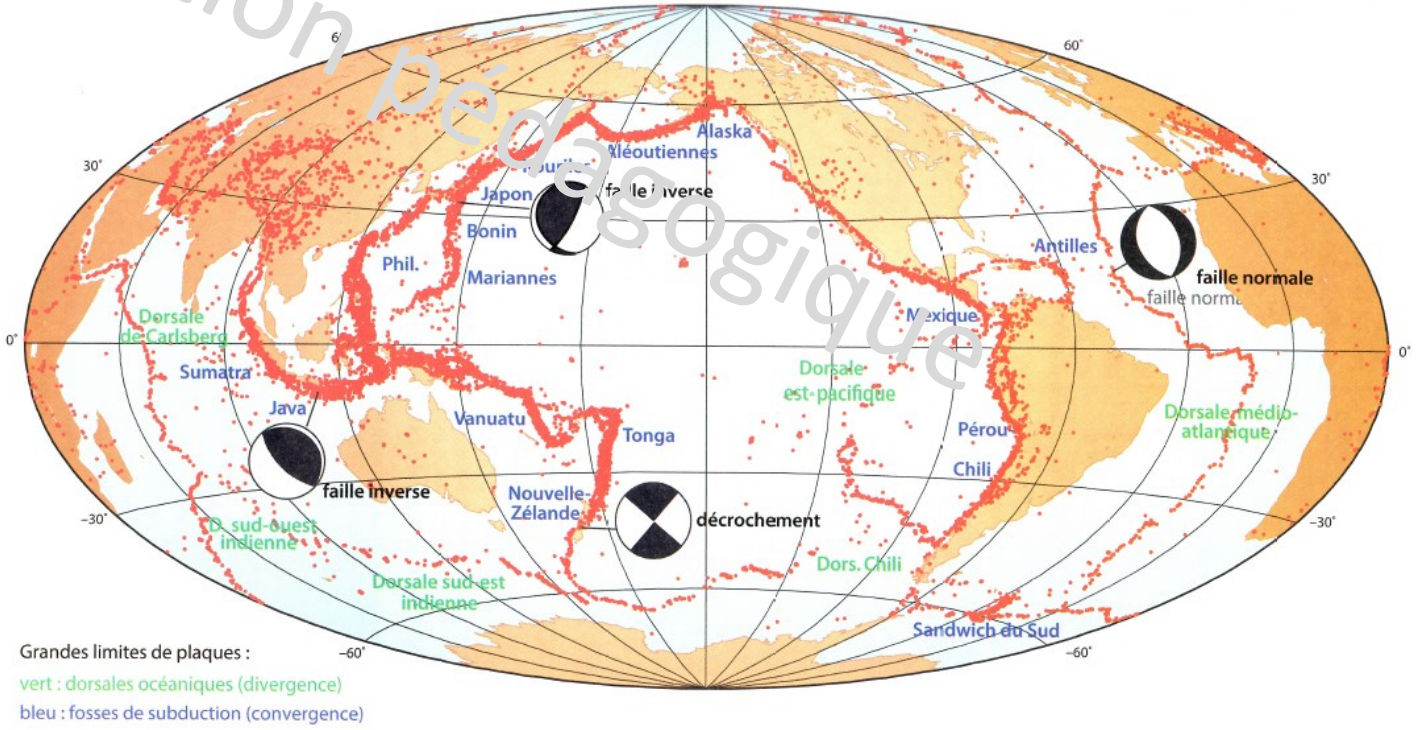
5.1.3 Répartition géographique des séismes – Risque en France

Les séismes ne se répartissent pas au hasard à la surface du globe. Trois zones principales :

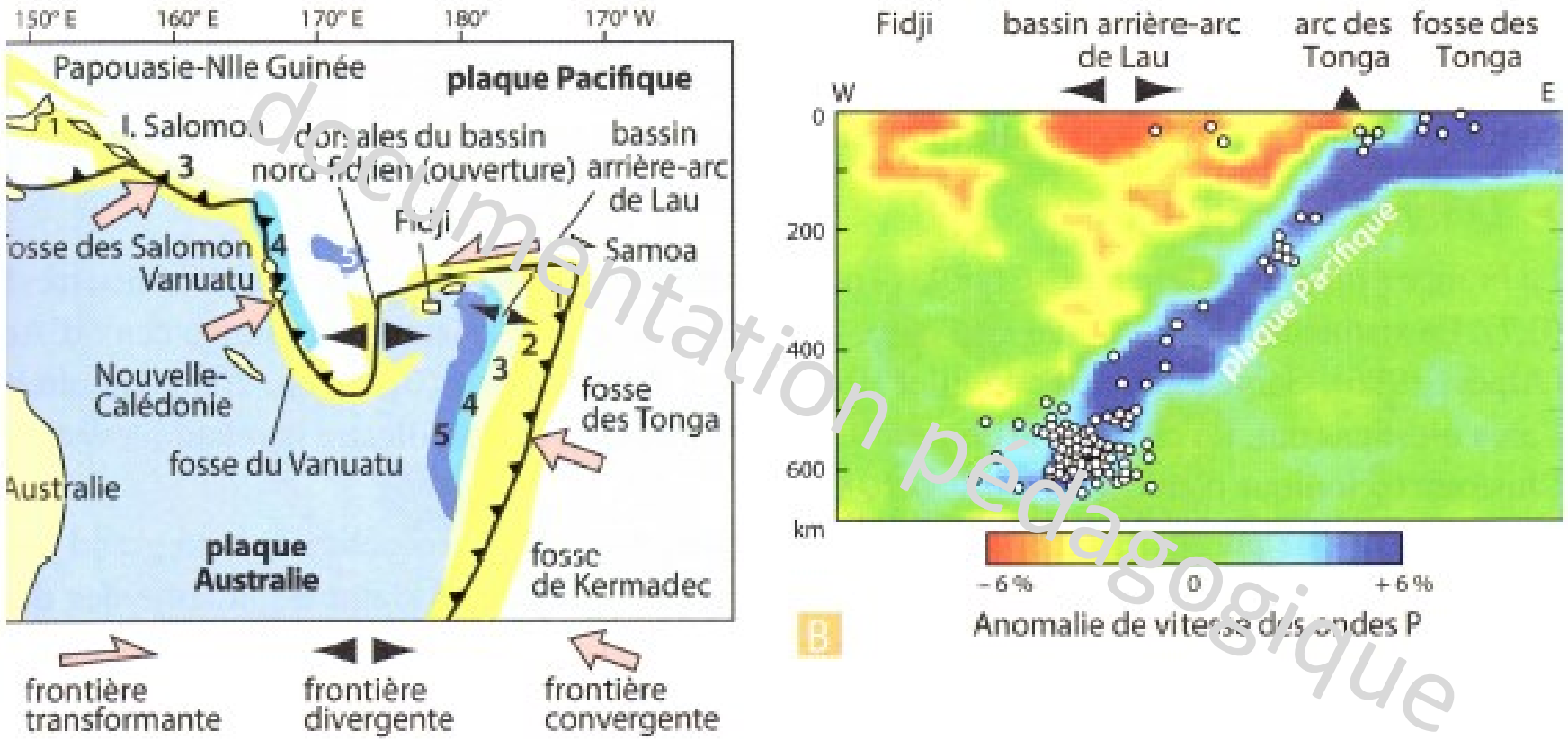
- les dorsales médio-océaniques : séismes très superficiels (profondeur des foyers < 20 km) et de magnitude modérée. Ils correspondent à des mouvements d'extension ou de coulissement (jeu de faille normale ou décrochante)
- la ceinture eurasiatique qui englobe tout le système orogénique Alpin depuis l'Espagne jusqu'au chaine de l'Asie centrale. Les séismes peuvent y être très profonds (>70 km) ; traduisent des mouvements de compression (jeu de faille inverse).
- la zone circumpacifique (« autour du pacifique ») : séismes localisés dans les grandes fosses océaniques (séismes superficiels à très profonds (700 km)) (jeu de failles inverses et/ou décrochantes).

documentation pédagogique

Carte de la sismicité mondiale. (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)



- Les séismes profonds, situés entre 300 et 700 km, caractérisent les zones de subduction. Leur alignement avec les séismes plus superficiels permet de définir le plan de Wadati-Benioff (voir TD n°5) : plan qui matérialise la plaque en plongement.



Profondeur des séismes et définition du plan de Wadati-Benioff dans le cas de la subduction des Tonga (plaque pacifique qui plonge sous la plaque Australie). (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

documentation pédagogique

- La sismicité en France : sismicité faible. Régions les plus à risques : Antilles, Pyrénées, Provences-Alpes.

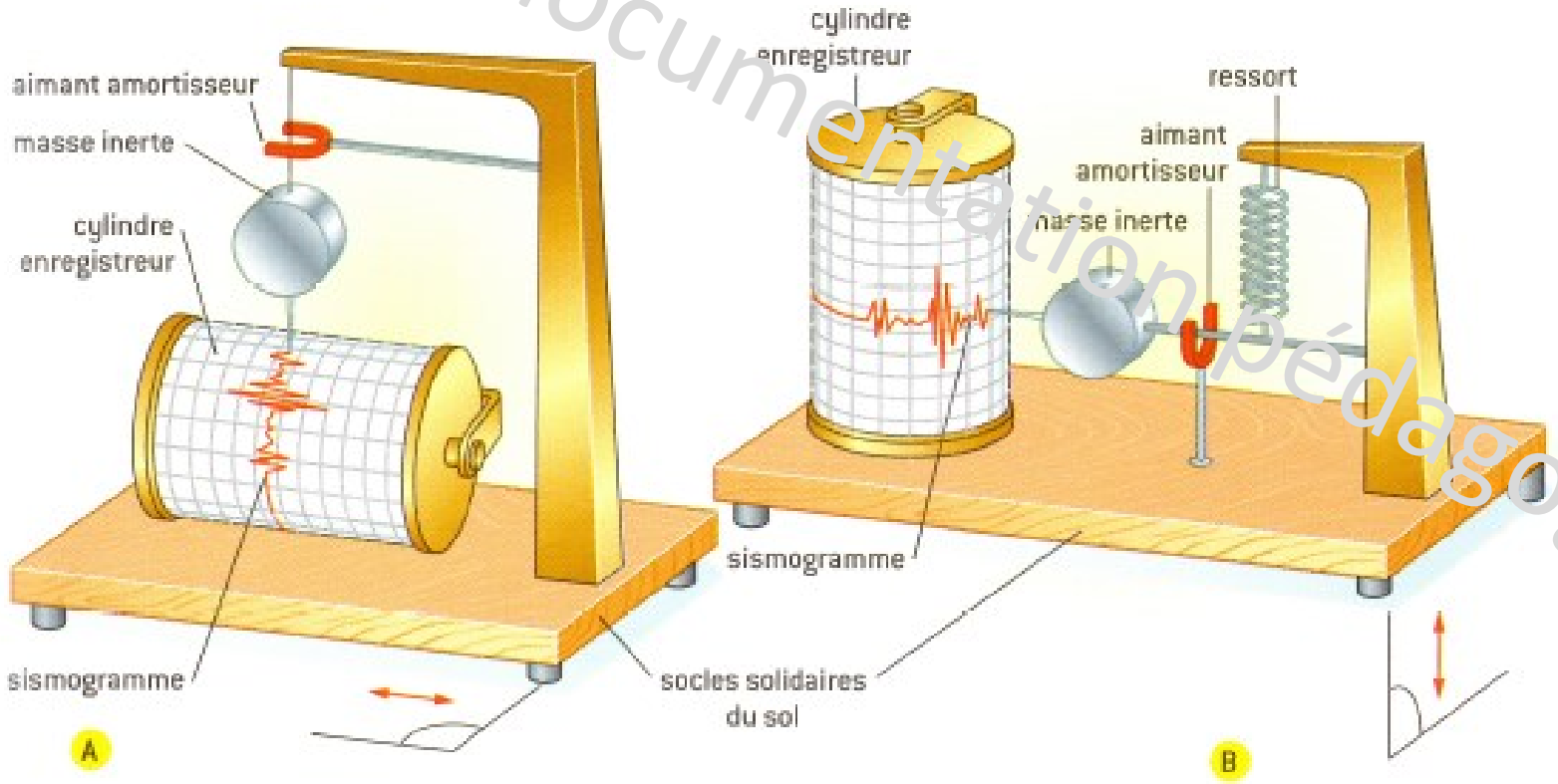
5.2. La propagation des ondes sismiques

5.2.1 Sismographe et sismogrammes

Sismographe :

pendule présentant une forte inertie (« immobile »), relié à un support solidaire du sol et de ses mouvements.

documentation pédagogique



- A l'heure de la miniaturisation et du numérique : capteurs qui sont des fluides se déplaçant dans des milieux de synthèse.
  Utilisé dans les stations du réseau français « Géoscope » à large bande (0,002 à 50 Hz).

Fig. 5.6 : Principe de fonctionnement des sismographes, (A) les déplacements dans des plans parallèles au sol sont enregistrés, (B) les déplacements dans des plans perpendiculaires au sol sont enregistrés. (La Terre, une planète singulière, R. Trompette, Ed. Belin)

5.2.2 La nature des différentes types d'ondes

A quoi ressemble un sismogramme :

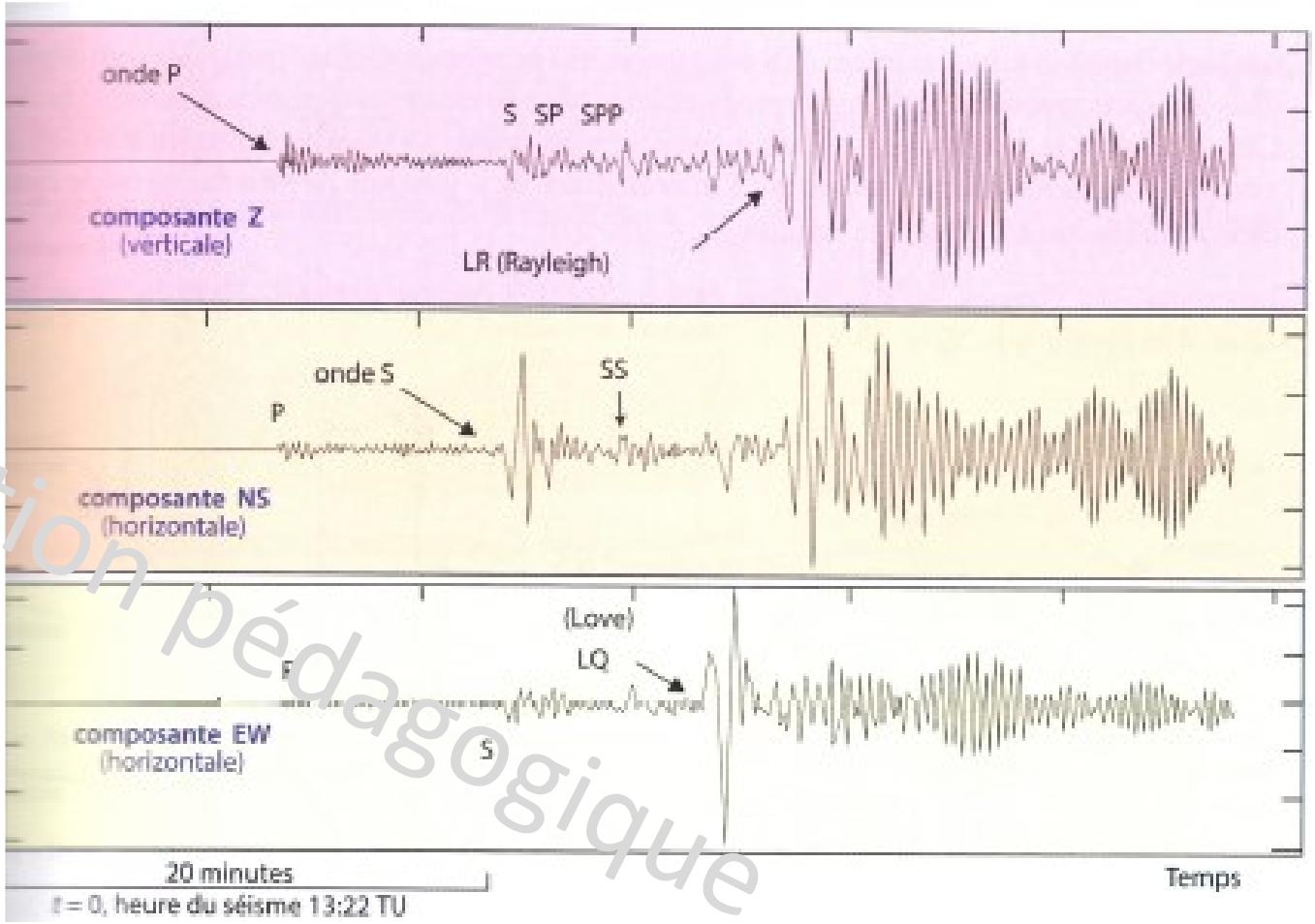
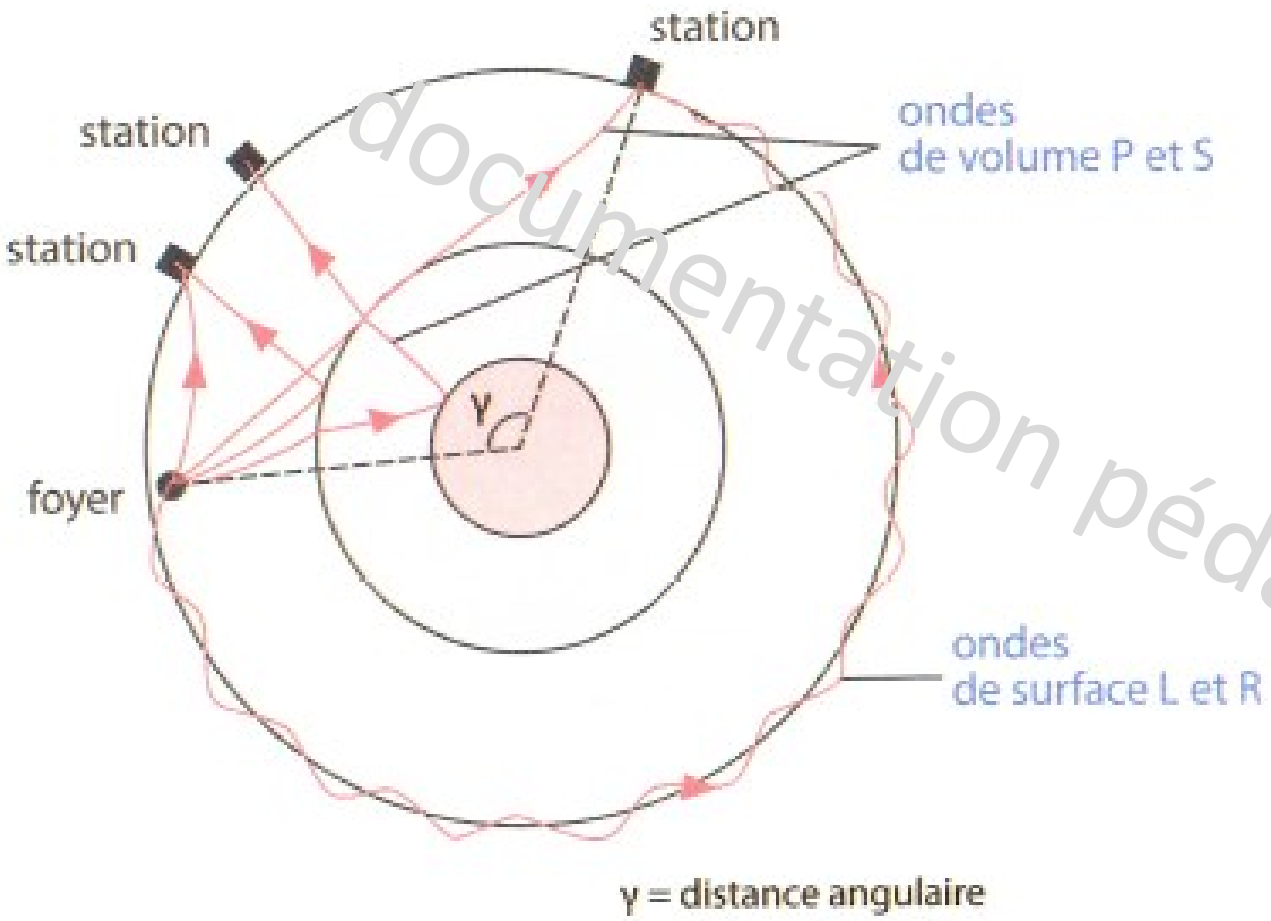


Fig. 5.7 : Exemple de sismogramme. Cas d'un séisme lointain, ayant lieu à Hokkaido (Japon) le 4 oct. 1994, enregistré à Nouméa (Nouvelle Calédonie) à une distance de 7 500 km. (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

documentation pédagogique

- On peut distinguer trois familles principales d'ondes :
  - Les deux premières sont de période courte (1-10 s), ce sont les ondes P (premières) et S (secondes)
  - La troisième est plus tardive avec des périodes plus longues (30-40 s) : ce sont les ondes L (longues), parmi lesquelles les ondes de Love et Rayleigh

A quoi correspondent ces différentes types d'ondes :



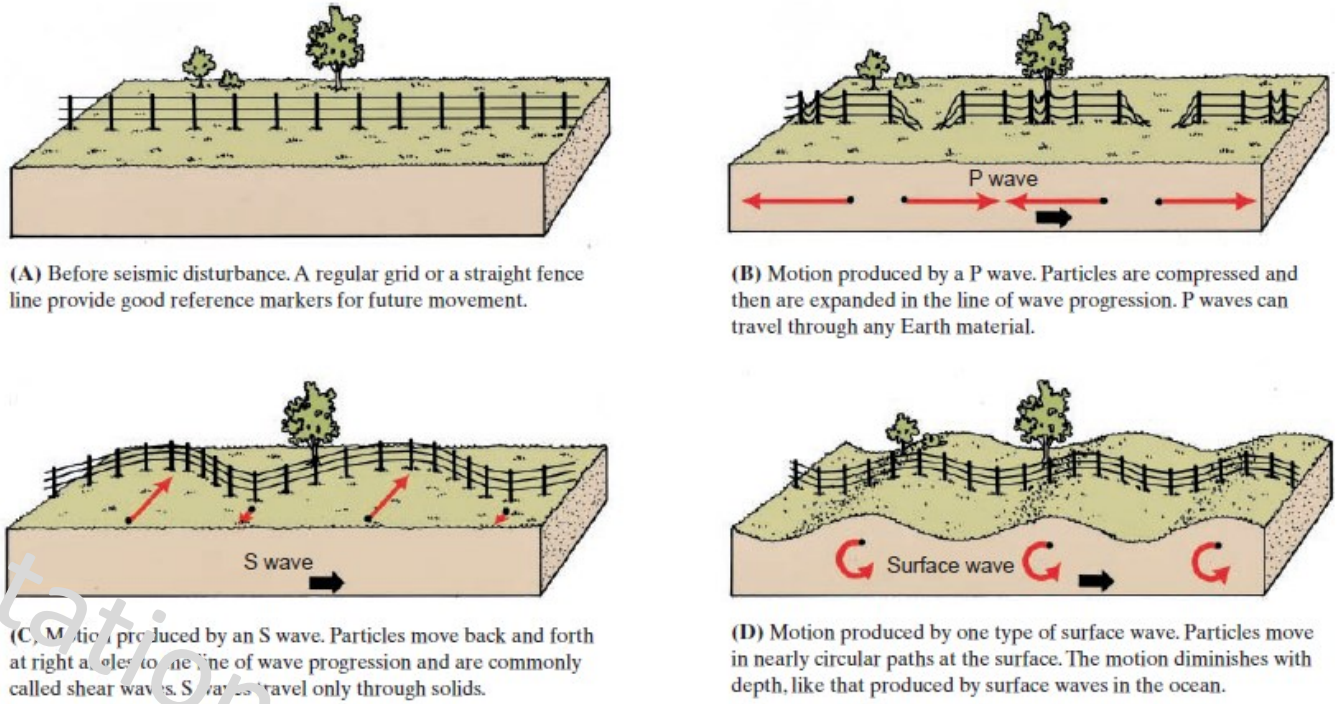
- Les ondes P et S sont des ondes de volume : se propagent dans toutes les directions et traversent la planète

- Les ondes L sont des ondes de surface : circulent parallèlement à la surface terrestre, se propagent horizontalement le long de discontinuités superficielles du globe

documentation pédagogique

Fig. 5.8 : Trajets des ondes sismiques à la surface et au sein du globe. (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

Fig. 5.9 : Illustrations des déformations produites par les différents types d'ondes.
(Earth's dynamic systems, Hamblin and Christiansen, Ed. Prentice Hall)



(A) Before seismic disturbance. A regular grid or a straight fence line provide good reference markers for future movement.

(B) Motion produced by a P wave. Particles are compressed and then are expanded in the line of wave progression. P waves can travel through any Earth material.

(C) Motion produced by an S wave. Particles move back and forth at right angles to the line of wave progression and are commonly called shear waves. S waves travel only through solids.

(D) Motion produced by one type of surface wave. Particles move in nearly circular paths at the surface. The motion diminishes with depth, like that produced by surface waves in the ocean.

Documentation pédagogique

- Les ondes P sont des ondes longitudinales : les particules se déplacent dans la direction de propagation : on les dit de « compression ». Leur vitesse est $V_p = \sqrt{\frac{k+\frac{4}{3}\mu}{\rho}}$ avec ρ la densité de la roche, k son coefficient d'incompressibilité et μ celui de sa résistance
- Les ondes S sont des ondes de « cisaillement » : les particules se déplacent dans la direction perpendiculaire de propagation. Leur vitesse est $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$. Comme μ est égale à 0 dans les liquides, les ondes S ne se propagent pas dans les liquides (cas du noyau externe)
- Les ondes P vont plus vite que les ondes S, avec $V_p \approx 1{,}7V_s$. La vitesse des ondes P et S augmente quand la profondeur augmente car μ et k augmentent plus vite que ρ avec la profondeur.

5.2.3 La vitesse des ondes et localisation des séismes (TD n°5)

Définition de l'hodographe : temps d'arrivées des ondes en fonction de la distance à la source.

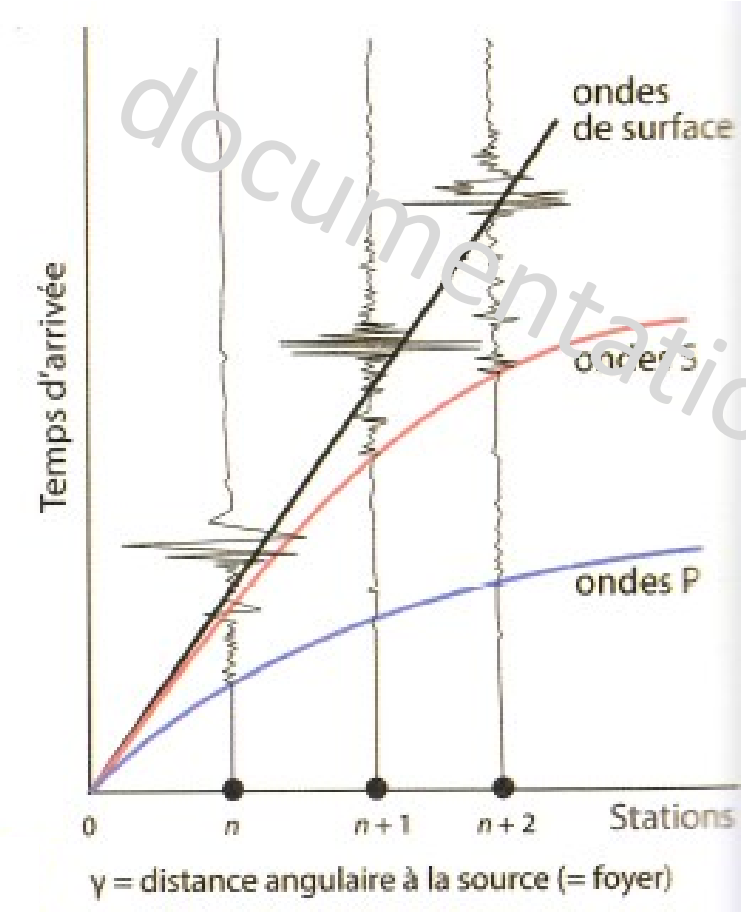


Fig. 5.10 : Représentation sur un hodographe de trois enregistrements faits à trois stations situées à une distance croissante de la source. (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

- Les ondes P et S ont des vitesses croissantes avec la distance à la source (courbes de l'hodographe incurvées vers le bas)

- Les ondes L (de surface) ont une vitesse constante quelle que soit la distance à la source (droite dans l'hodographe).

- La vitesse des ondes étant dépendante de la nature et de la densité de la roche traversée, ceci confirme que les ondes L soient de « surface », alors que les ondes P et S ont rencontré en profondeur des milieux plus denses et/ou de nature différente, et sont donc de « volume ».

documentation pédagogique

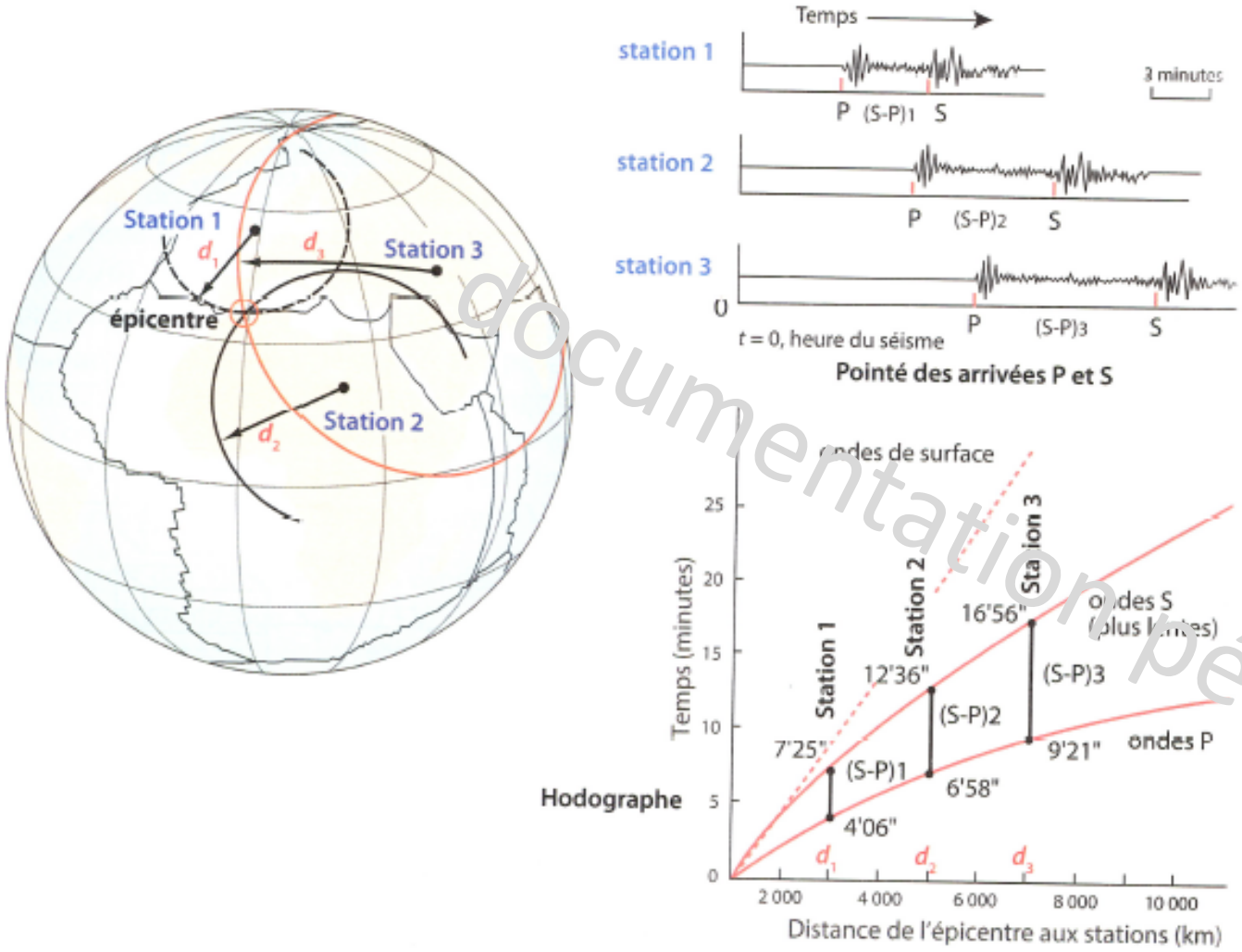
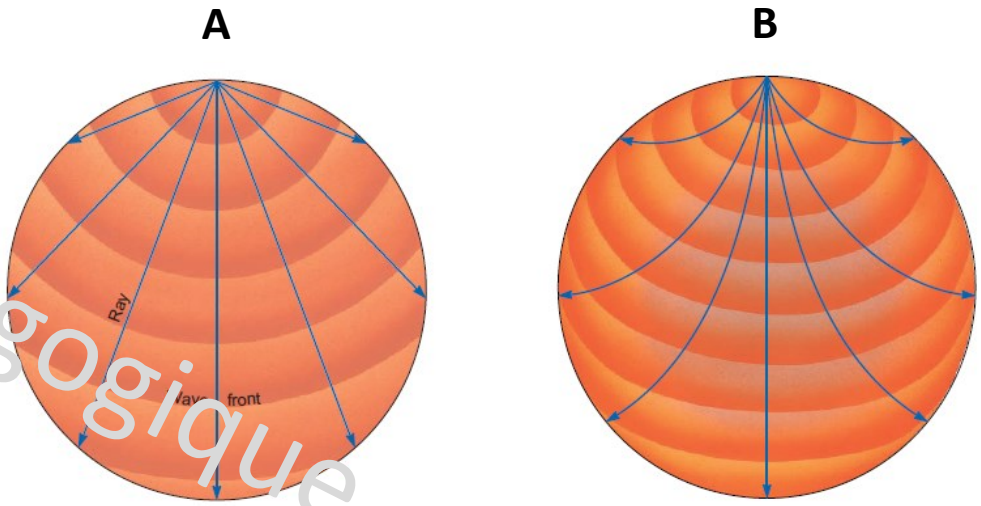


Fig. 5.11 : Principe de la détermination des épicentres par la méthode S-P et de triangulation. Un modèle tenant compte de la nature des roches est utilisé si le séisme à lieu en profondeur (cas le plus fréquent) en minimisant la zone d'intersection des 3 cercles s-p. On obtient ainsi la profondeur du foyer, et la latitude et longitude de l'épicentre (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

- L'écart d'arrivée des ondes P et S augmente avec la distance à l'épicentre.

- Le fait que les vitesses des ondes P et S ne fassent qu'augmenter avec la distance à l'épicentre, montre que la Terre n'est pas un milieu homogène. Si elle l'était, on aurait :



Trajets des rais sismiques dans une planète homogène (A) et hétérogène (B) (Earth's dynamic systems, Hamblin and Christiansen, Ed. Prentice Hall)

documentation pédagogique

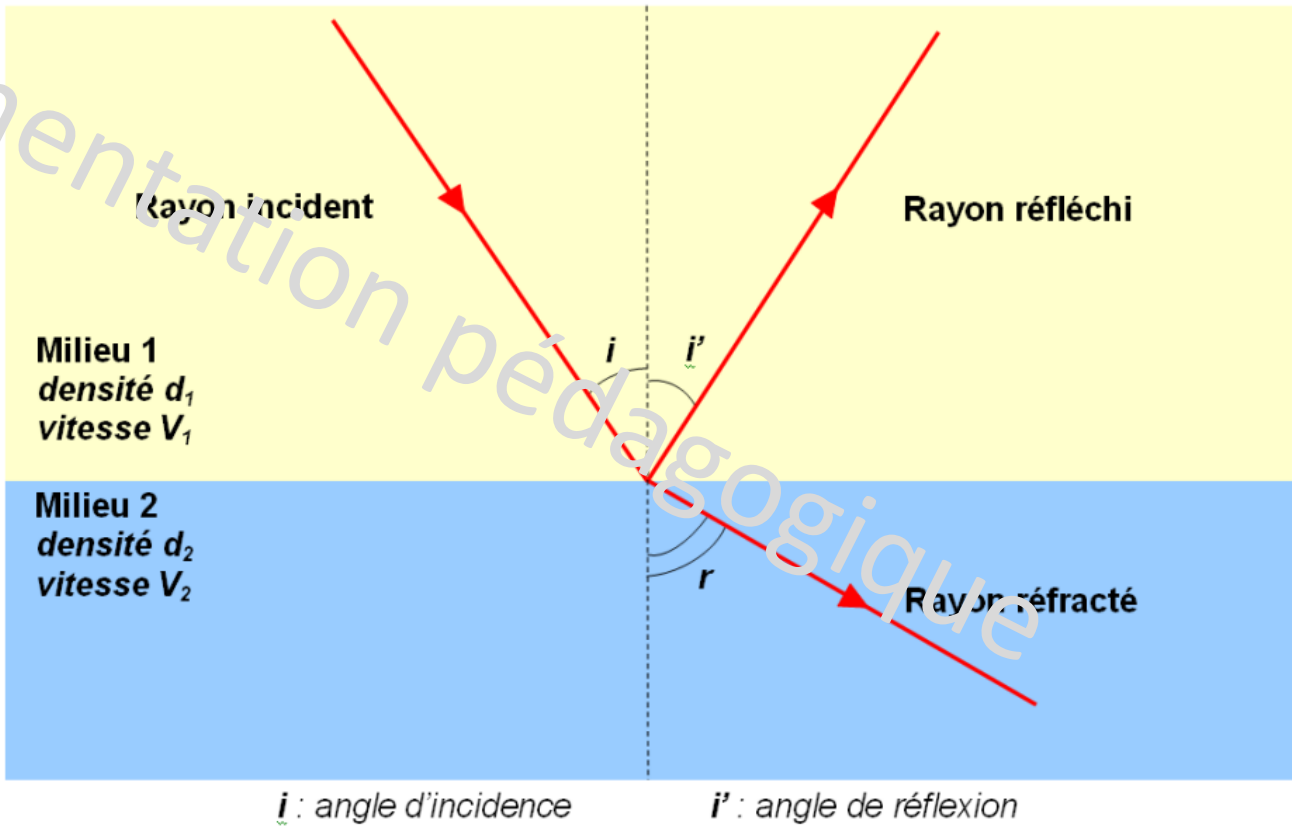
5.2.4 Comportement des ondes au niveau d'interfaces

- Rappel de lycée : un rayon incident arrivant à l'interface entre deux milieux différents (2 types de roches par exemple) donne naissance à 2 rayons : un réfléchi suivant le même angle par rapport à la normale à l'interface, et un réfracté :

documentation pédagogique

Rayon incident, réfléchi et réfracté à l'interface entre deux milieux.
(web : raymond.rodriguez1.free.fr)

$$\sin(i)/V_1 = \sin(r)/V_2$$



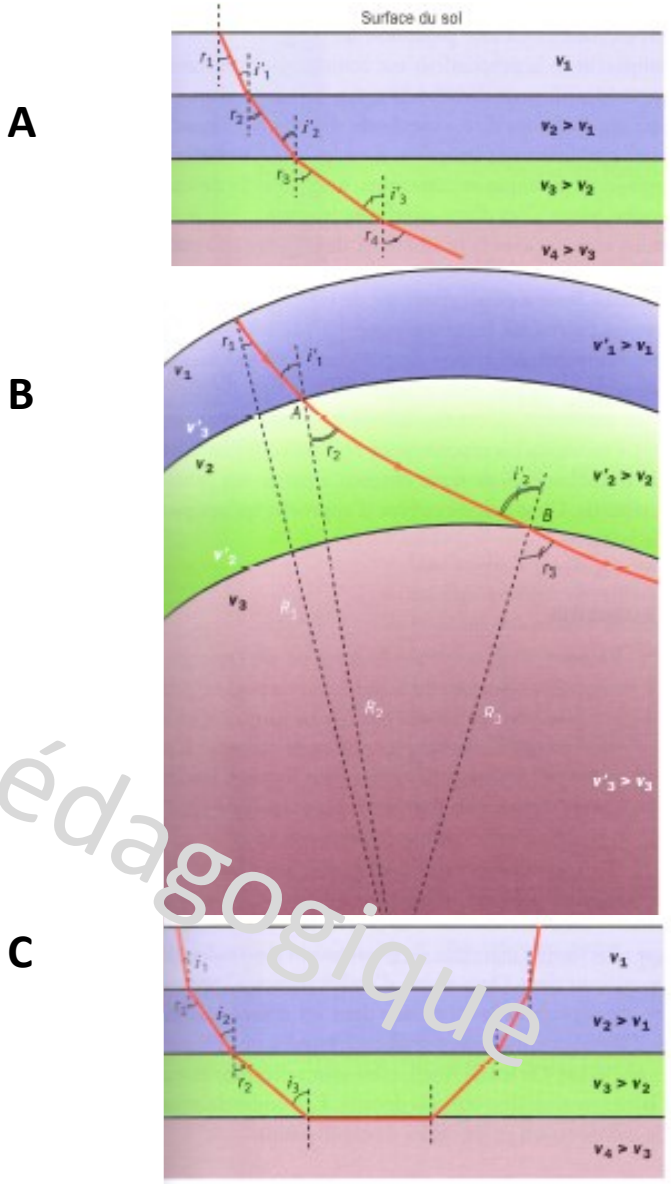
- Plus la profondeur augmente, plus les roches sont denses et les différentes couches de la Terre sont courbes ; pour les ondes sismiques (ondes mécaniques) ceci a pour conséquence :

  (a) d'avoir une vitesse des ondes qui augmente avec la profondeur

  (b) d'avoir un angle de réfraction avec la normale à l'interface toujours plus grand que l'angle d'incidence

  (c) d'avoir des rayons qui ne voyagent pas « en ligne droite » mais qui sont courbés

  (d) d'avoir un angle limite d'incidence (i_3 sur le schéma C), pour lequel le rayon réfracté n'existe pas : on parle alors de réflexion totale



Réfraction d'un rayon sismique. (A) cas d'un milieu stratifié uniforme ; (B) cas d'un chemin à travers la Terre.
(C) Réflexion totale du rayon sismique à partir d'un angle d'incidence limite (Géosciences, Robert et Bousquet, Ed. Belin)

documentation pédagogique

- Calcul de l'angle d'incidence critique ($i_1=i_C$). Quand $i_1=i_C$:

  i_2 = 90°C (réflexion totale) avec $\sin(i_2)=\sin(90°) = 1 = \sin(i_1)*v_2/v_1 = \sin(i_c)*v_2/v_1$

  On obtient donc $\sin(i_C)=v_1/v_2$ (Loi de Snell) avec v_1 et v_2 les vitesses des ondes sismiques dans les milieux 1 et 2

Lors de la propagation en profondeur d'une onde de volume (P par exemple) il existe 3 types d'ondes qui peuvent être enregistrées sur un sismographe :

- ✓ Une onde directe (Pg ; g pour granite)
- ✓ Une onde réfléchie sur la discontinuité (PmP ; m pour Moho)
- ✓ Une onde qui se propage dans le milieu 2 si l'angle d'incidence i_C est atteint. Ce ne peut être le cas que pour un récepteur placé suffisamment loin de la source. C'est une onde dite « conique » (Pn).

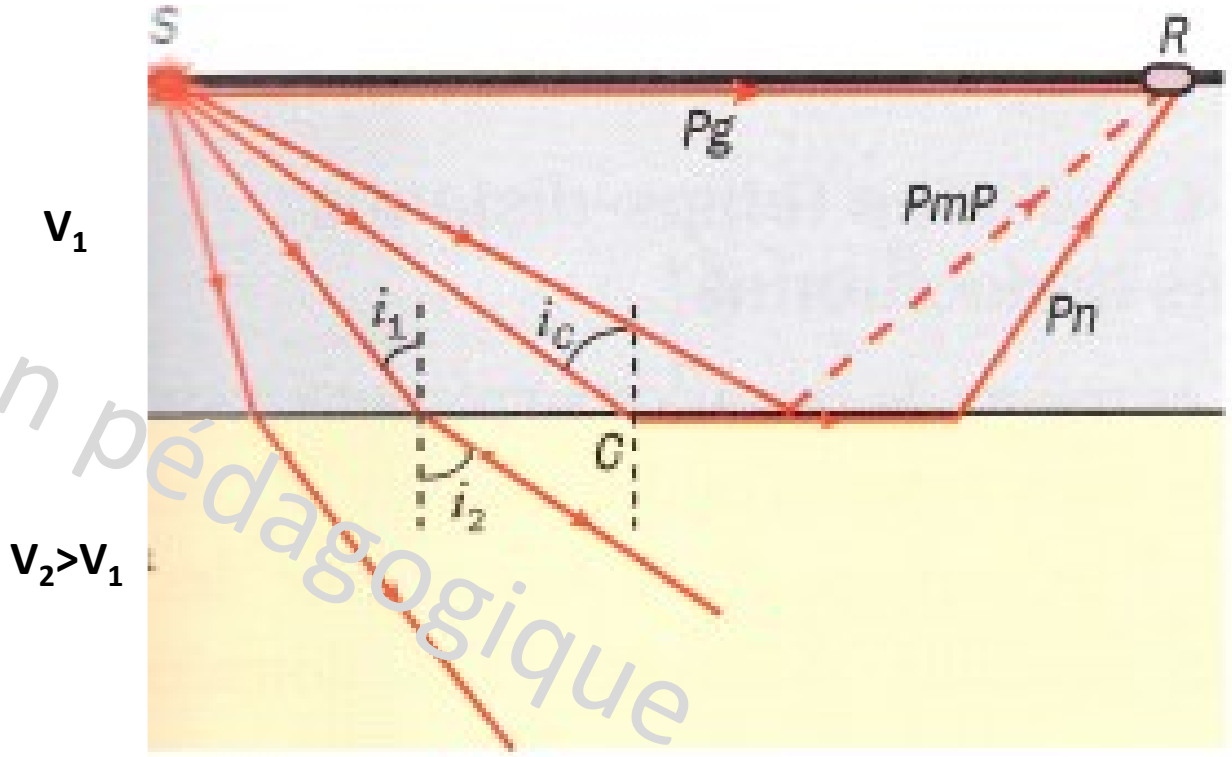


Fig. 5.12 : Propagation d'une onde P dans un milieu homogène à 2 couches. (Géosciences, Robert et Bousquet, Ed. Belin)

documentation pédagogique

- **Relation temps-distance (hodographe)**

✓ Le temps de parcours de l'onde Pg est égale à x/v_1

✓ Le temps de parcours de l'onde conique Pn est égale au temps qu'il faut pour parcourir l'interface + le temps source/interface + le temps interface/récepteur (ex : SCEE' ou SCDD').

L'onde conique ne peut être détectée qu'à une distance minimum de la source (SC'). Ainsi, la relation temps-distance est une droite de pente $1/v_2$, mais avec une ordonnée à l'origine non nulle correspondant au temps minimum qu'il faut pour atteindre le point C' (SC' est la distance critique).

✓ Le temps de parcours de l'onde réfléchie est une hyperbole.

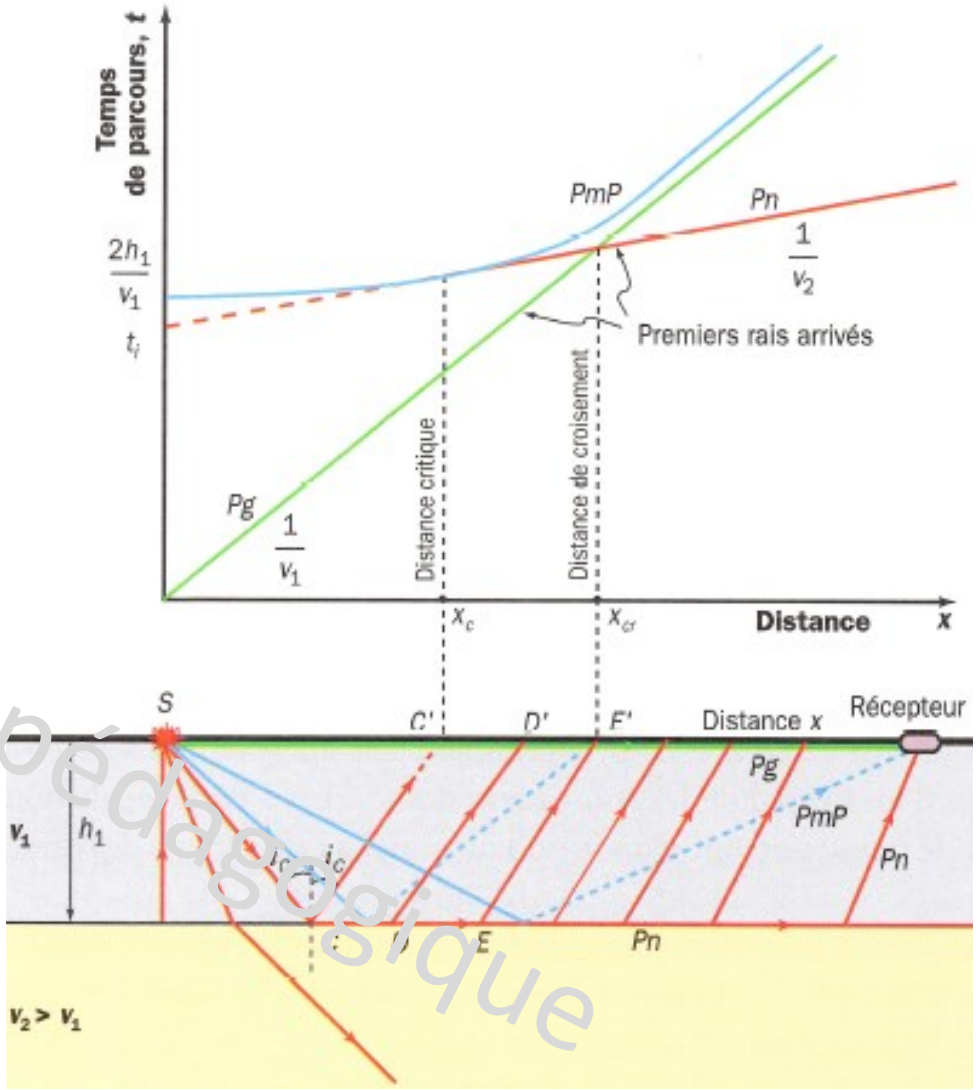


Fig. 5.13 : Temps de parcours source-récepteur des trois types d'ondes : directe, conique et réfléchie (Géosciences, Robert et Bousquet, Ed. Belin)

documentation pédagogique

- Conséquences :

(a) Pour un récepteur très proche de la source, les ondes directes sont enregistrées les premières

(b) A partir d'une certaine distance de la source (« distance de croisement » sur le schéma), les ondes coniques peuvent arriver avant les ondes directes

5.3. La structure interne du globe

5.3.1 L'apport des séismes lointains

- Pour des stations situées entre 0 et ≈11 500 km (103°), on observe une réception banale des ondes P et S
- De ≈ 11 500 (103°) à ≈ 14 500 km (143°), il existe une zone d'ombre caractérisée par l'absence de réception des ondes S et P
- Au delà de ≈ 14 500 km (143°), les ondes P réapparaissent, mais sous une forme plus lente que les ondes simples. Il s'agit d'ondes qui ont subi une double réfraction sur la discontinuité manteau/noyau (la vitesse dans le noyau étant plus faible). On appelle parfois ces ondes PKP : avec P le trajet dans le manteau et K le trajet dans le noyau.
- C'est ainsi que la discontinuité de Gutenberg (limite manteau/noyau) à environ 2 900 km a été mis en évidence.

documentation pédagogique

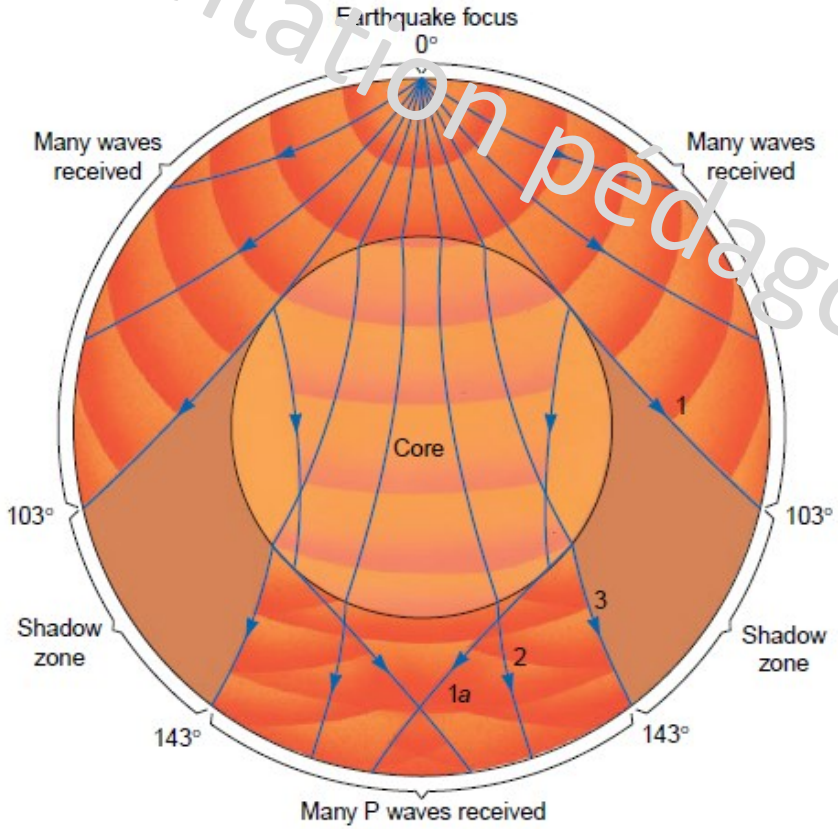
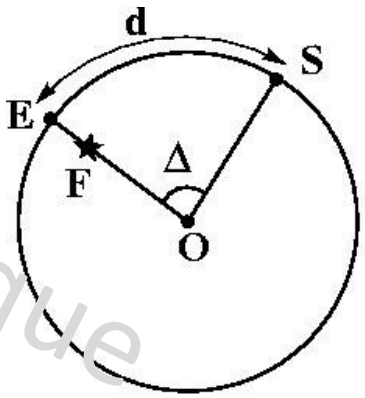


Fig. 5.14 : Mise en évidence de la zone d'ombre et de la discontinuité manteau/noyau par les ondes sismiques. (Earth's dynamic systems, Hamblin and Christiansen, Ed. Prentice Hall)

Rappel équivalence distance et angle

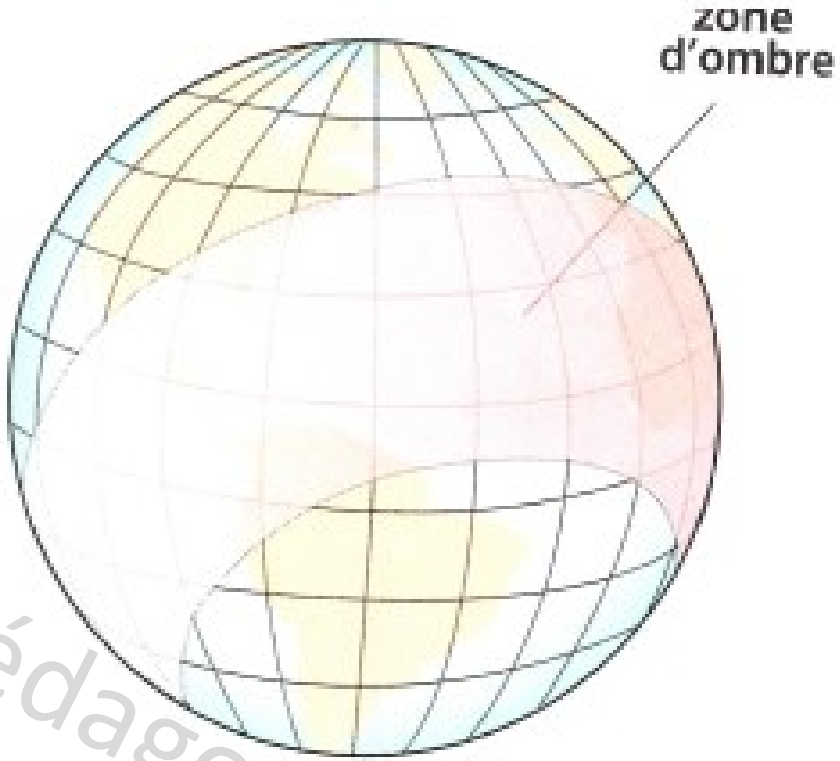


E: Epicentre
F: Foyer
S: Station
d: distance en km
Δ: distance épicentrale en degrés

$\text{Périmètre}_{\text{terrestre}} = 2\pi R \approx 40\,100$ km
avec R_{Terre}=6388 km

360° ↔ 40 100 km
103° ↔ 11 500 km

Illustration sur le globe de la zone d'ombre dans le cas d'un séisme survenu au Japon. (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

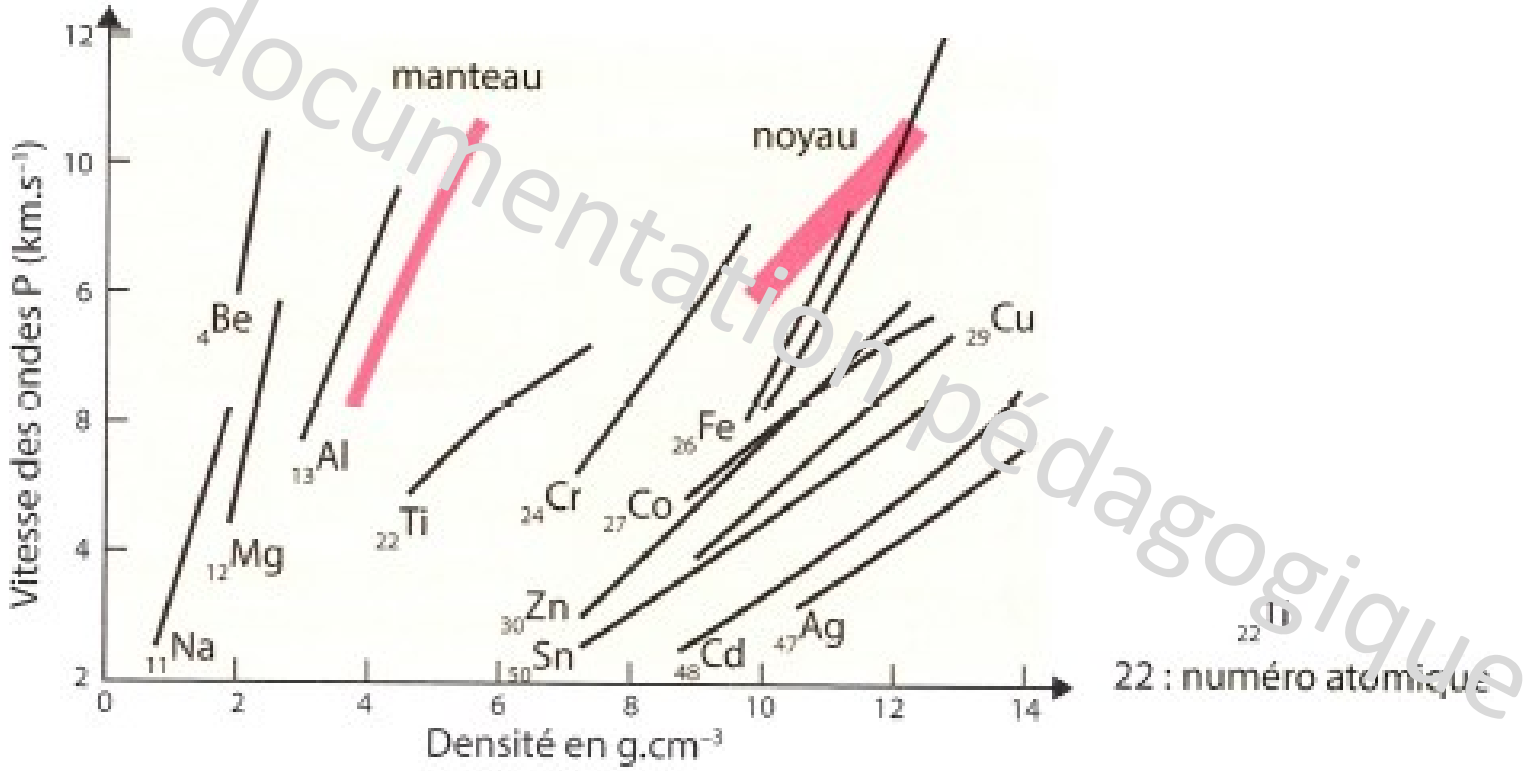


documentation pédagogique

- Une autre discontinuité, celle de Lehman, séparant le noyau externe liquide du noyau interne solide (appelé « graine ») à environ 5 100 km, a également été mis en évidence par les ondes sismiques (avec des ondes PKIKP : avec « I » pour noyau interne solide)

- C’est la sismologie expérimentale, en travaillant avec des conditions de température et pression variables, qui a permis de relier la vitesse des ondes à la nature des milieux (roches, minéraux) qu’elles traversaient.

En fonction des éléments chimiques :



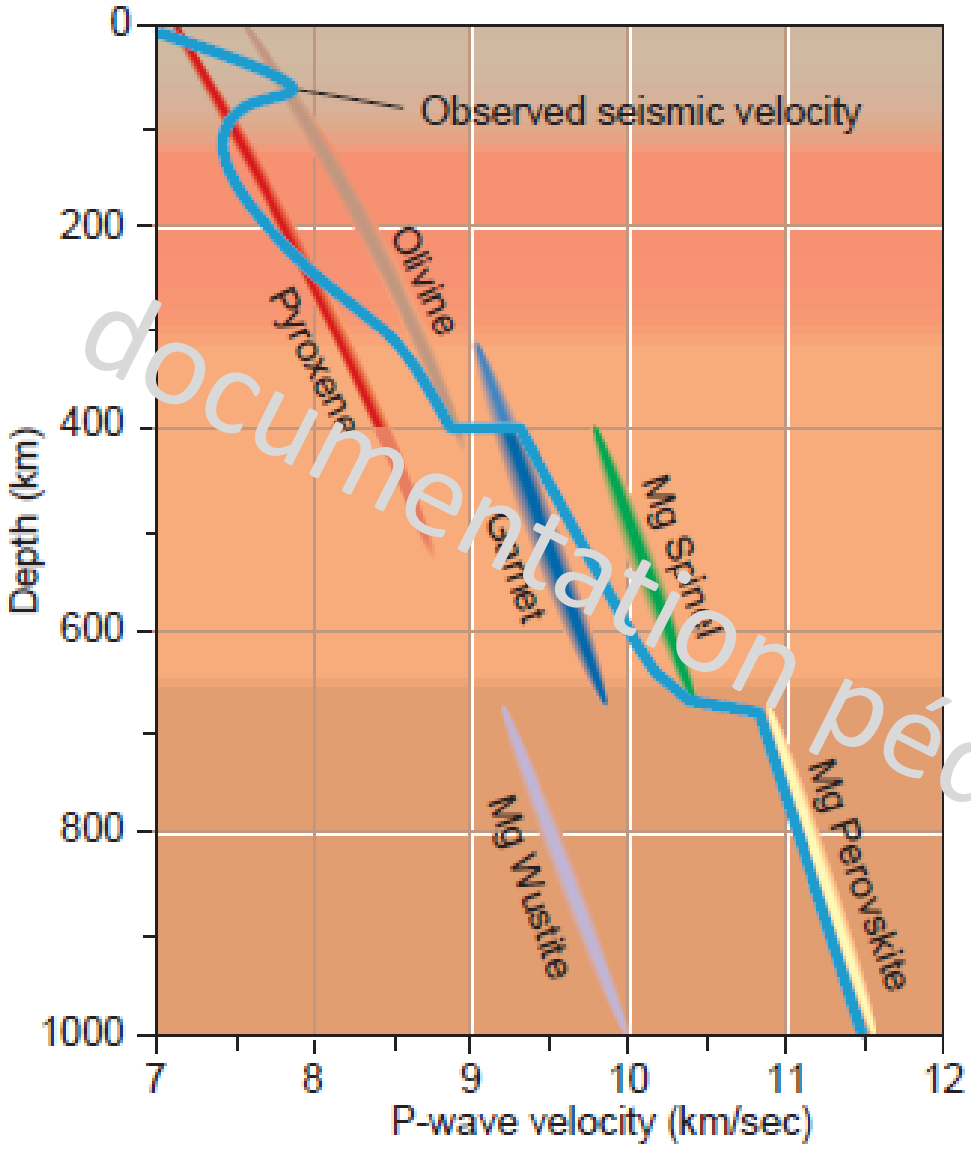
documentation pédagogique

Conclusion :

le manteau doit être formé de silicate (^{13}Al et ^{14}Si) incorporant Mg, Al, Na alors que le noyau contient un alliage comprenant du fer.

Evolution de la vitesse des ondes sismiques en fonction de l’augmentation de la densité pour plusieurs éléments chimiques formant les minéraux de la Terre et comparaison avec les vitesses mesurées dans le manteau et le noyau. (Eléments de géologie, Renard et al., Ed. Dunod)

En fonction des minéraux :



documentation pédagogique

Conclusions :

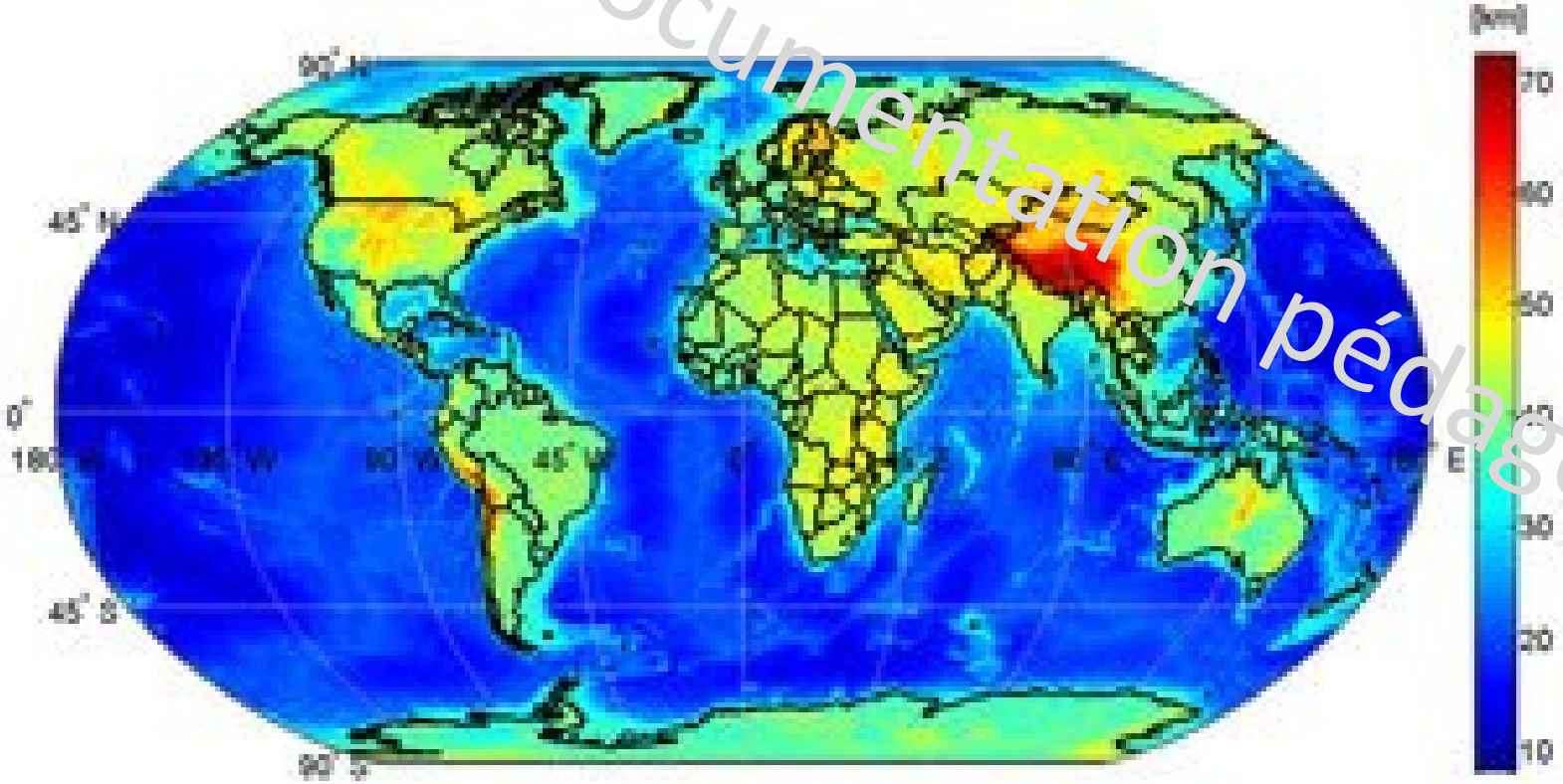
- A faible profondeur (50 et 400 km) : olivine
- Entre 600 et 700 km : grenat et spinelle
- Au delà : structure pérovskite

Fig. 5.15 : Comparaison de la vitesse des ondes P traversant différents minéraux soumis à différentes conditions de température et pression (équivalent à une profondeur) et vitesses des ondes P mesurées/observées dans le manteau. (Earth's dynamic systems, Hamblin and Christiansen, Ed. Prentice Hall)

5.3.2 L'apport des séismes proches

- Pour des stations situées entre 0 et 200 km , on observe une réception banale des ondes P et S.
- Entre 200 et 800 km, on a en plus des ondes P directes (Pg), des ondes coniques qui arrivent parfois avant les ondes Pg, car elles ont voyagées plus vite à la limite croute/manteau : c'est la discontinuité du Moho (Mohorovici, 1909).

documentation pédagogique



Conclusion :

Moho pouvant atteindre jusqu'à 70 km sous les montagnes (croute continentale), alors que n'excédant pas 10 km sous les croutes océaniques

Carte du Moho à l'échelle globale. Données de gravimétrie (web : ESA)

- Il existe vers 100 km de profondeur, une zone avec une faible diminution de la vitesse des ondes S et P : c'est la « LVZ » (« Low Velocity Zone »).

- Cette « LVZ » est parfois appelé « asthénosphère », structure moins visqueuse, séparant deux structures plus rigides :

- la lithosphère, structure solide constituée de la croute et d'une petite partie du manteau supérieur
- la mésosphère, constituée par le reste du manteau solide

documentation pédagogique

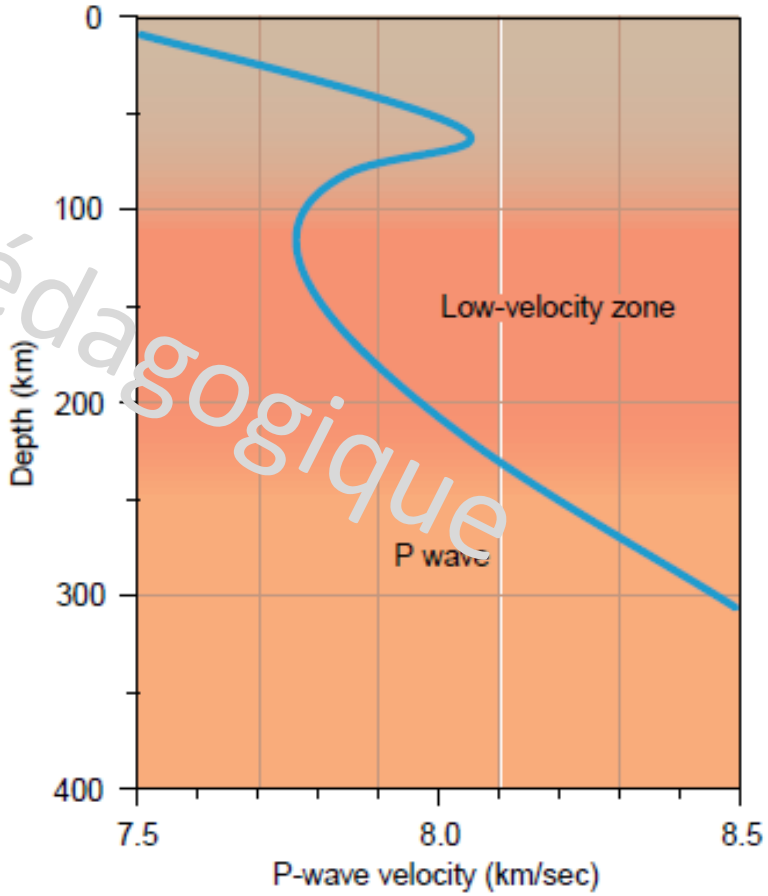
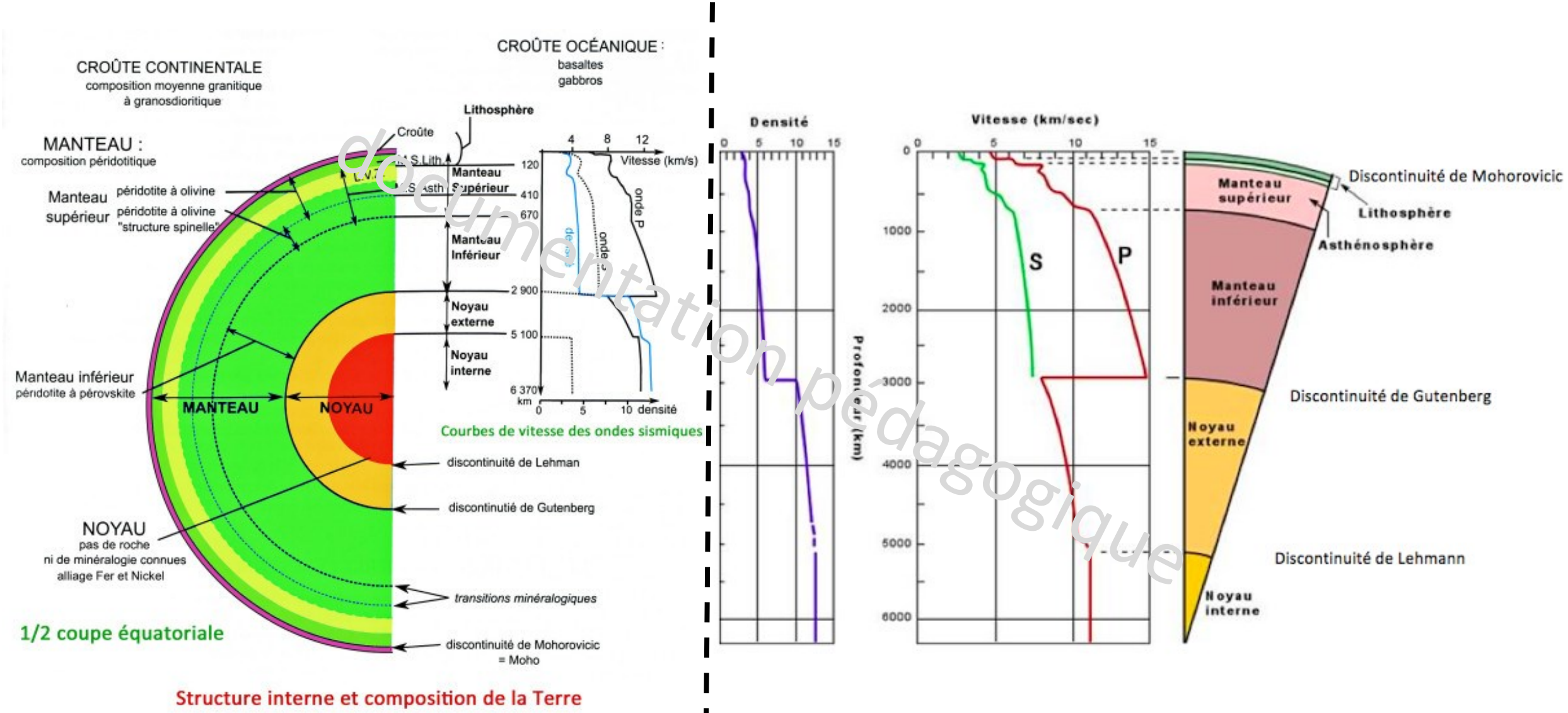


Fig. 5.16 : Mise en évidence de la LVZ par la vitesse des ondes P dans le manteau supérieur. (Earth's dynamic systems, Hamblin and Christiansen, Ed. Prentice Hall)

5.3.3 Résumé de la structure sismique de la Terre



documentation pédagogique

Fig. 5.17 : Schémas récapitulatifs de la structure sismique de la Terre (web)

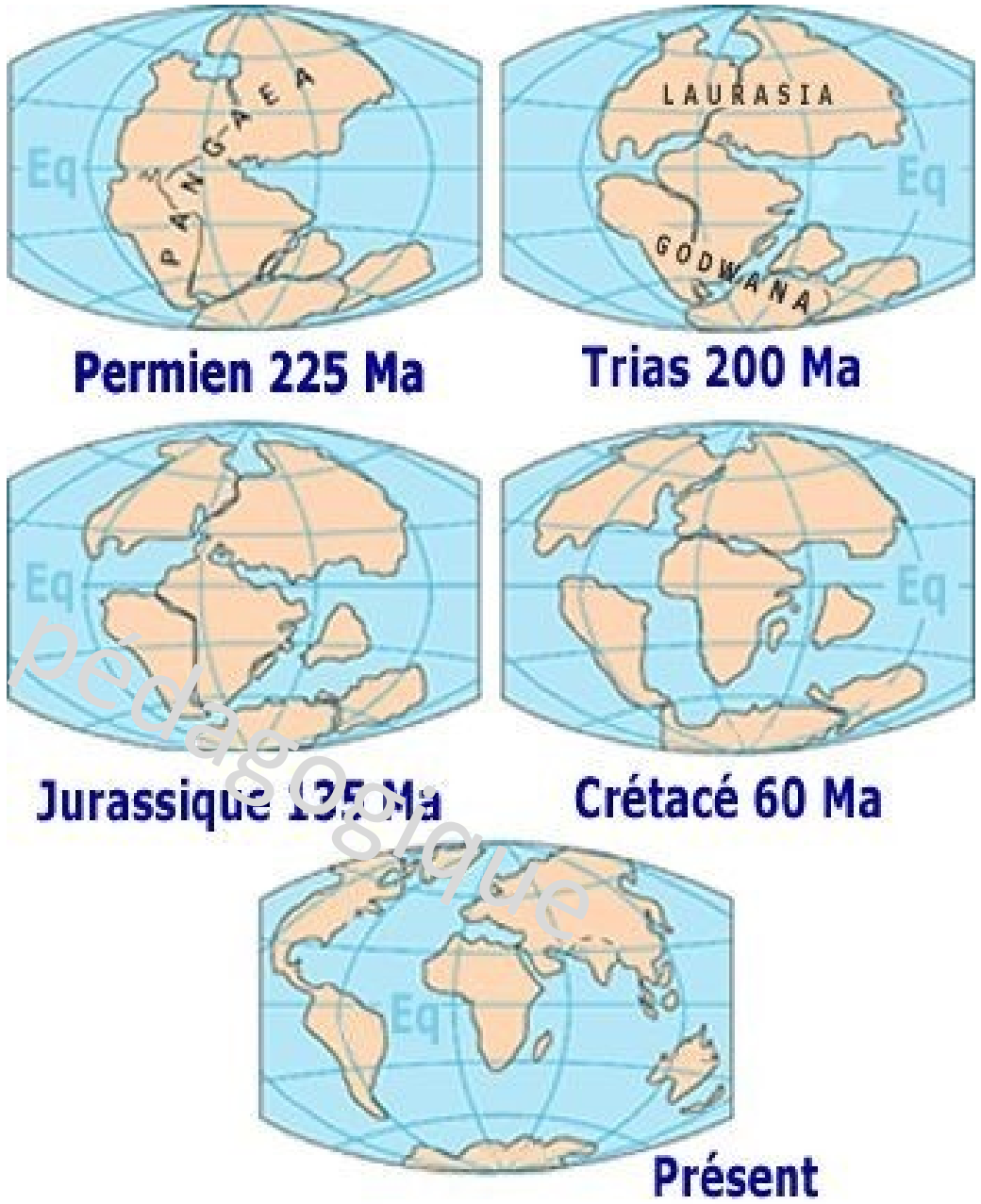
CE QU'IL FAUT RETENIR/SAVOIR : questions typiques :

- Connaitre les principales zones du globe où se concentrent les séismes.
- Savoir ce qu'est le plan de Wadati-Benioff (TD n°5).
- Connaitre les 3 principales types d'ondes qui sont émises par un séisme, et ce qu'elles représentent (TD n°5).
- Savoir ce qu'est un hodographe (TD n°5).
- Expliquer ce qu'est l'angle d'incidence limite, et ce qu'est une onde conique.
- Etre capable de pouvoir nommer les noms de discontinuités du globe que les études sismiques ont permis de mettre en évidence.
- Définir la « LVZ » et le « Moho ».
- Savoir de quels éléments chimiques sont composés le manteau et le noyau de la Terre.

documentation pédagogique

PROCHAIN COURS:

Chapitre 5 : Tectonique des plaques 1 : dérive des continents et initiation au paléomagnétisme.



documentation pédagogique