

Géodynamique interne

Sommaire

Données géophysiques

- ✓ ***Données sismiques***
- ✓ ***Gravimétrie***

Composition et dynamique de l'intérieur de la terre

Dynamique de la lithosphère

Grands cycles géodynamiques



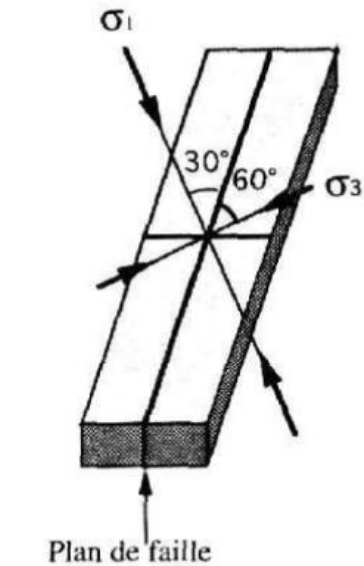
Vue panoramique de San Francisco après l'incendie et le tremblement de terre de 1906



Tsunami, séisme Japon Mars 2011

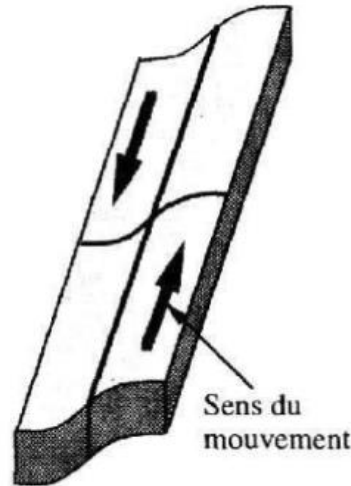
FIG 1 : La théorie du rebondissement élastique

Direction de la
contrainte principale

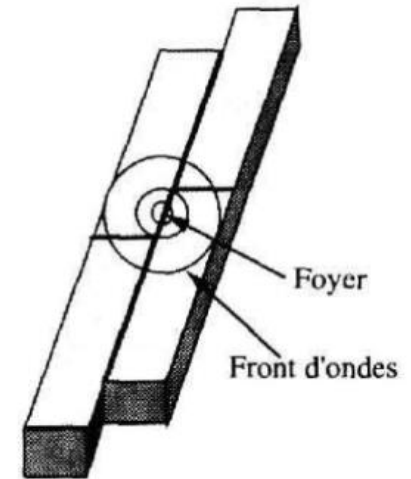


-a- Les roches sont soumises à des contraintes compressives.

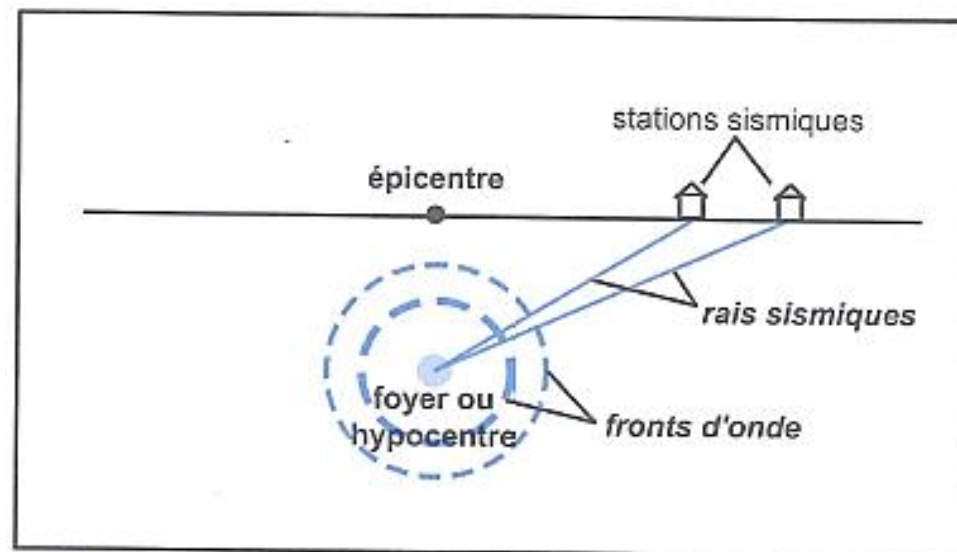
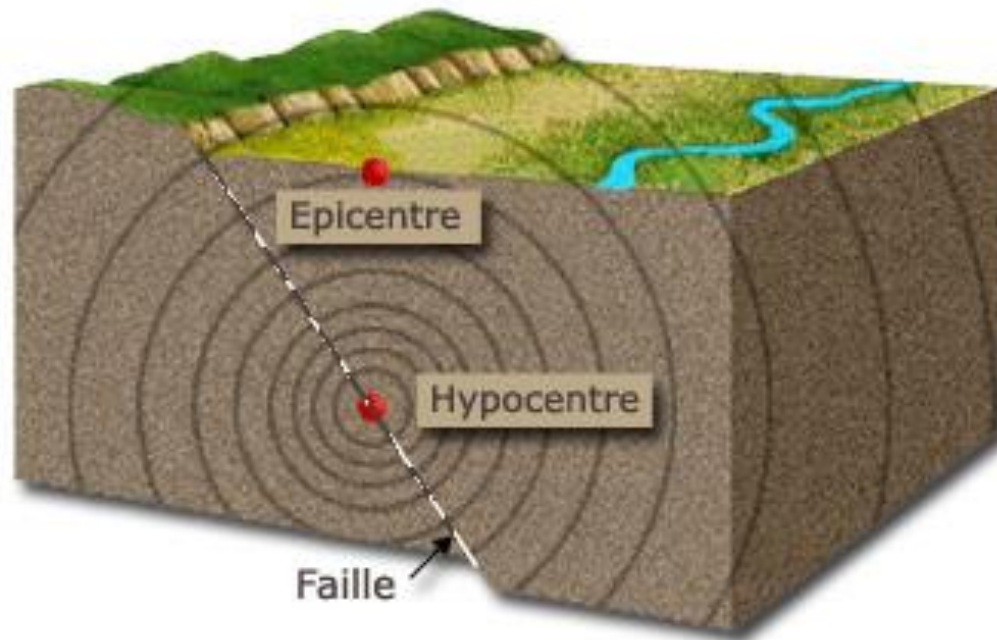
(σ_2 est perpendiculaire au plan σ_1 - σ_3)

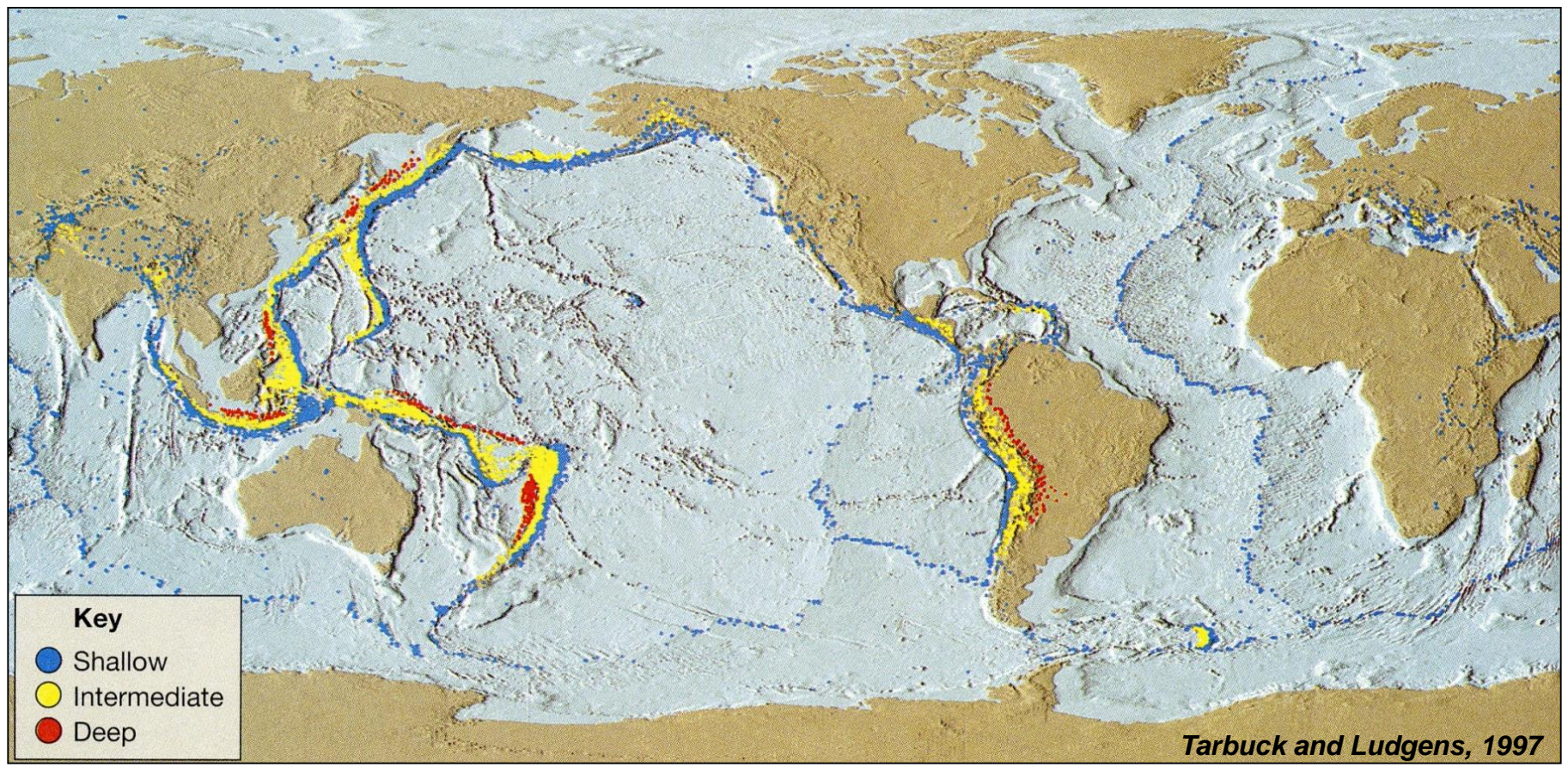


-b- Les roches se déforment d'abord élastiquement.

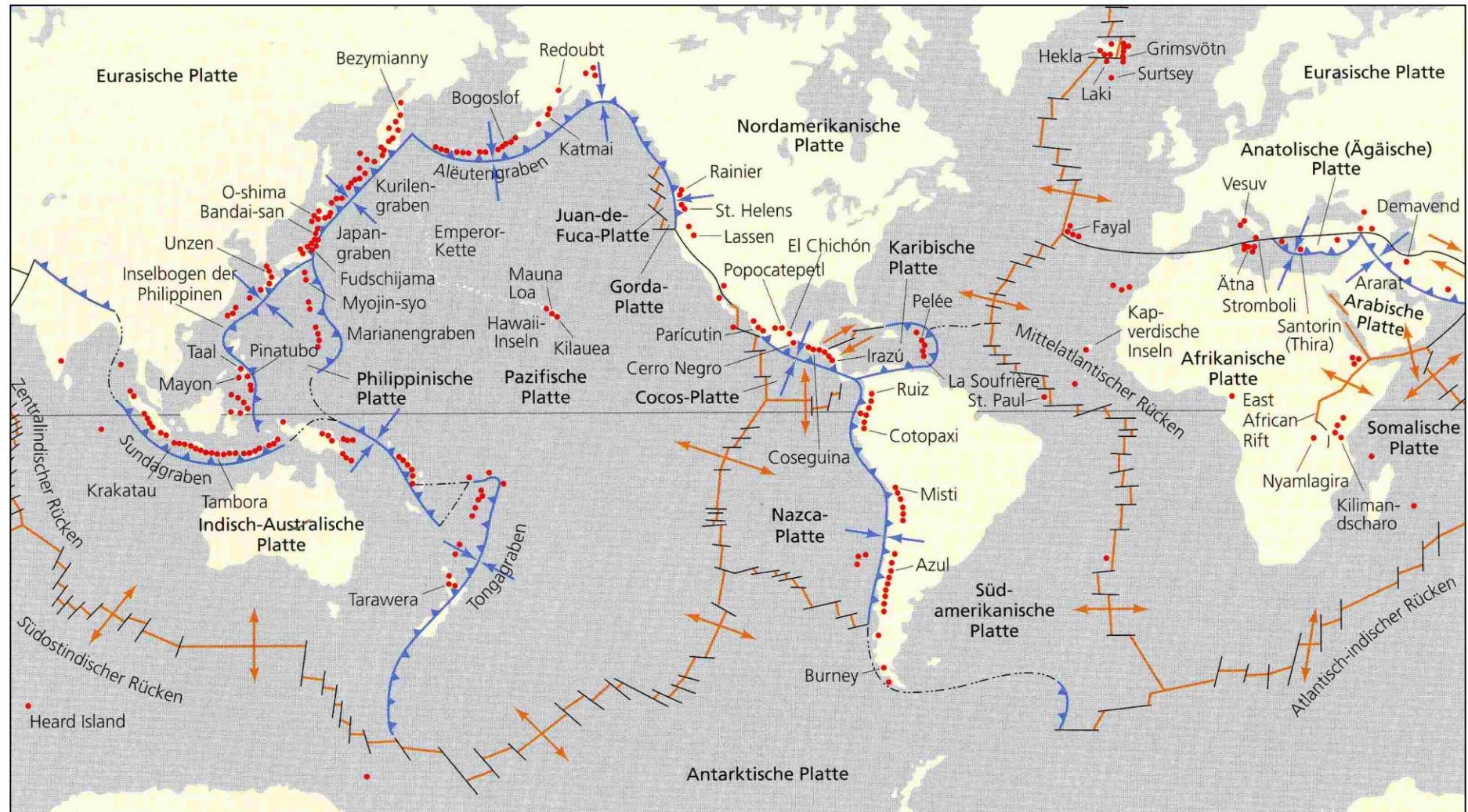


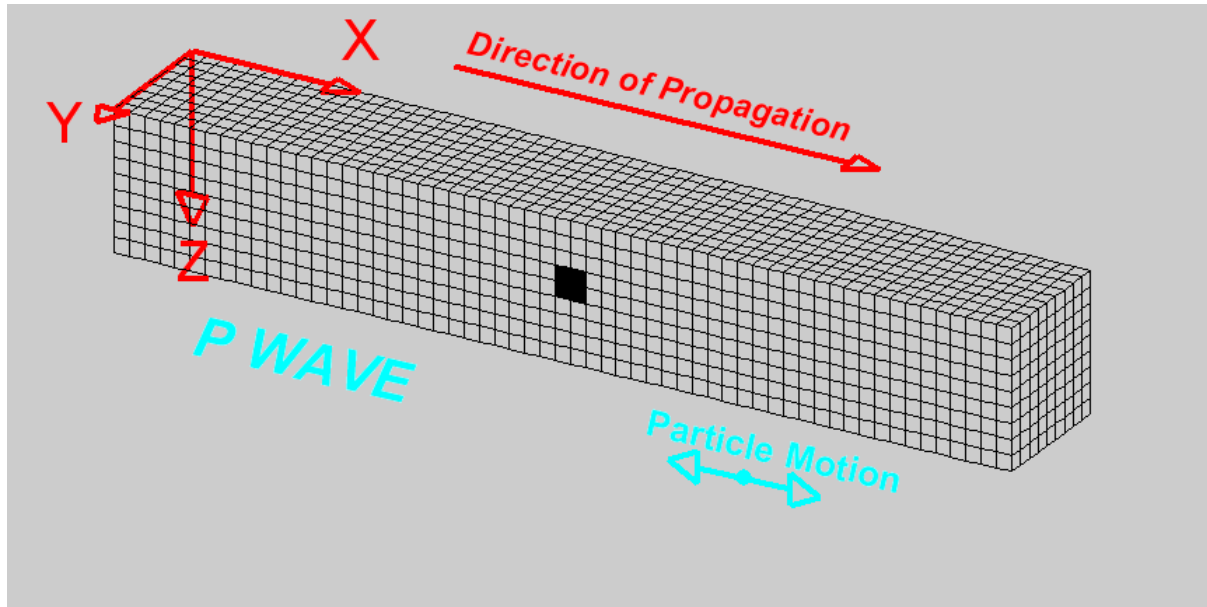
-c- Puis les roches cassent brutalement, l'énergie accumulée est libérée au point de rupture initiale ou **foyer** en donnant naissance aux ondes sismiques.

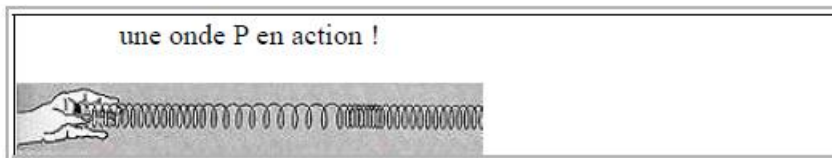
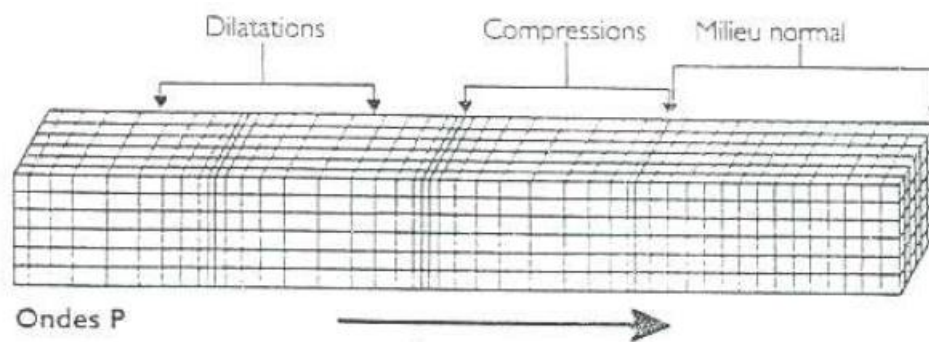


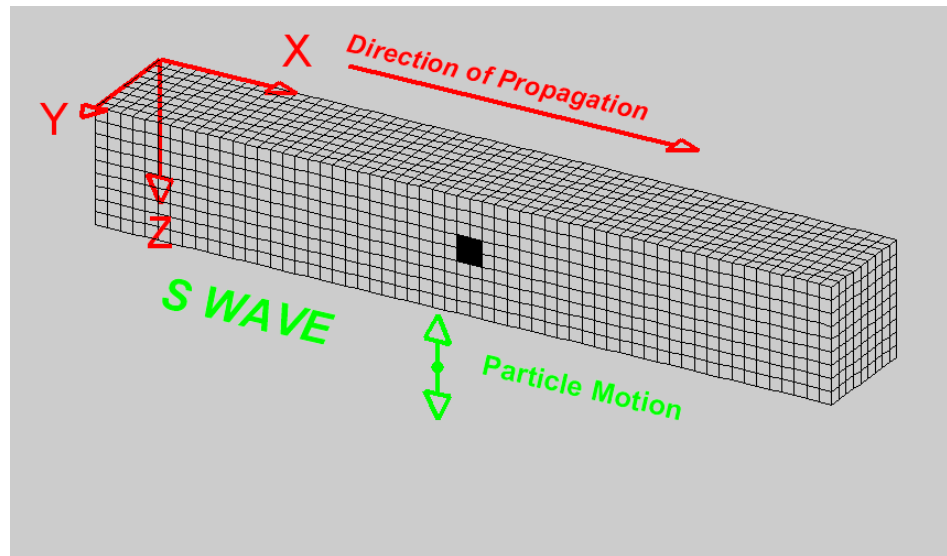


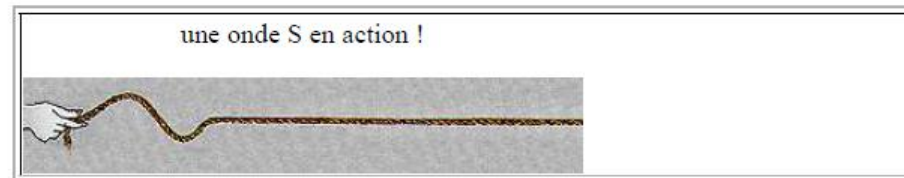
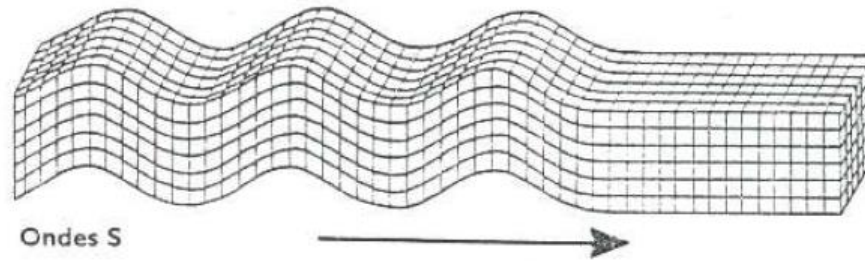
Tarbuck and Ludgens, 1997

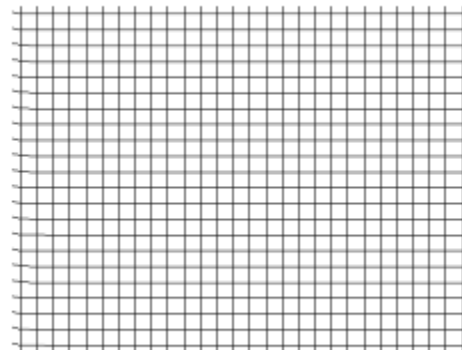


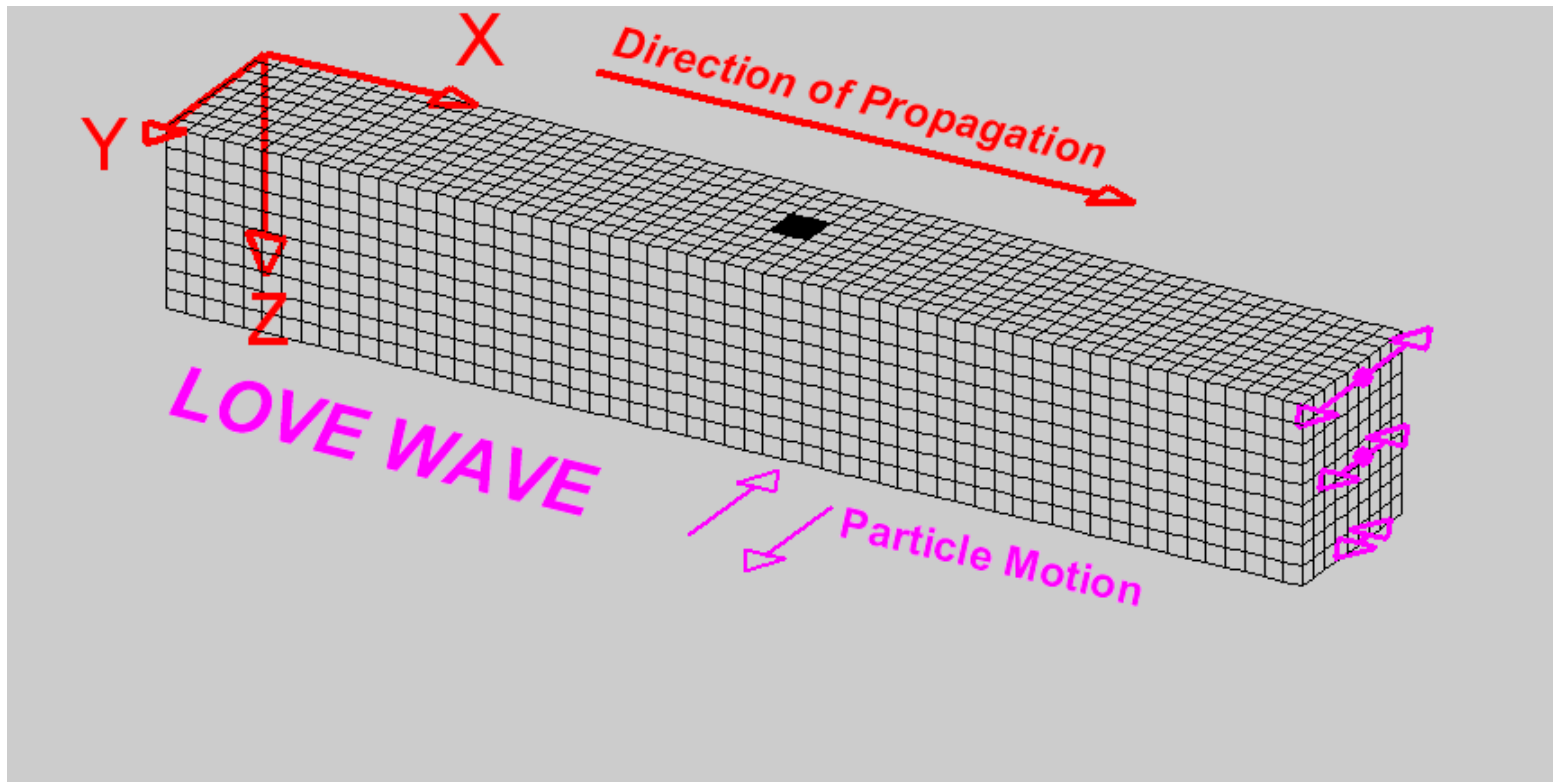


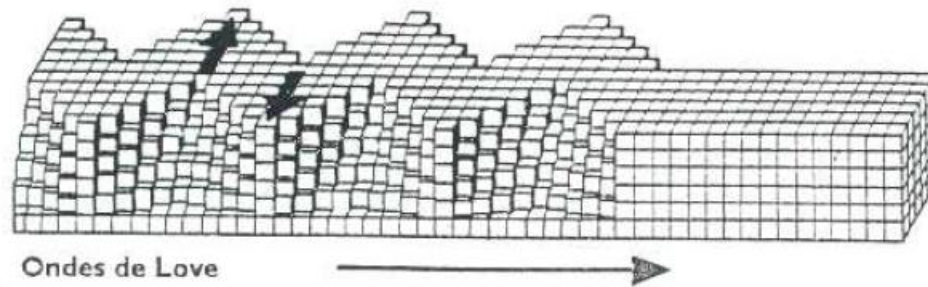


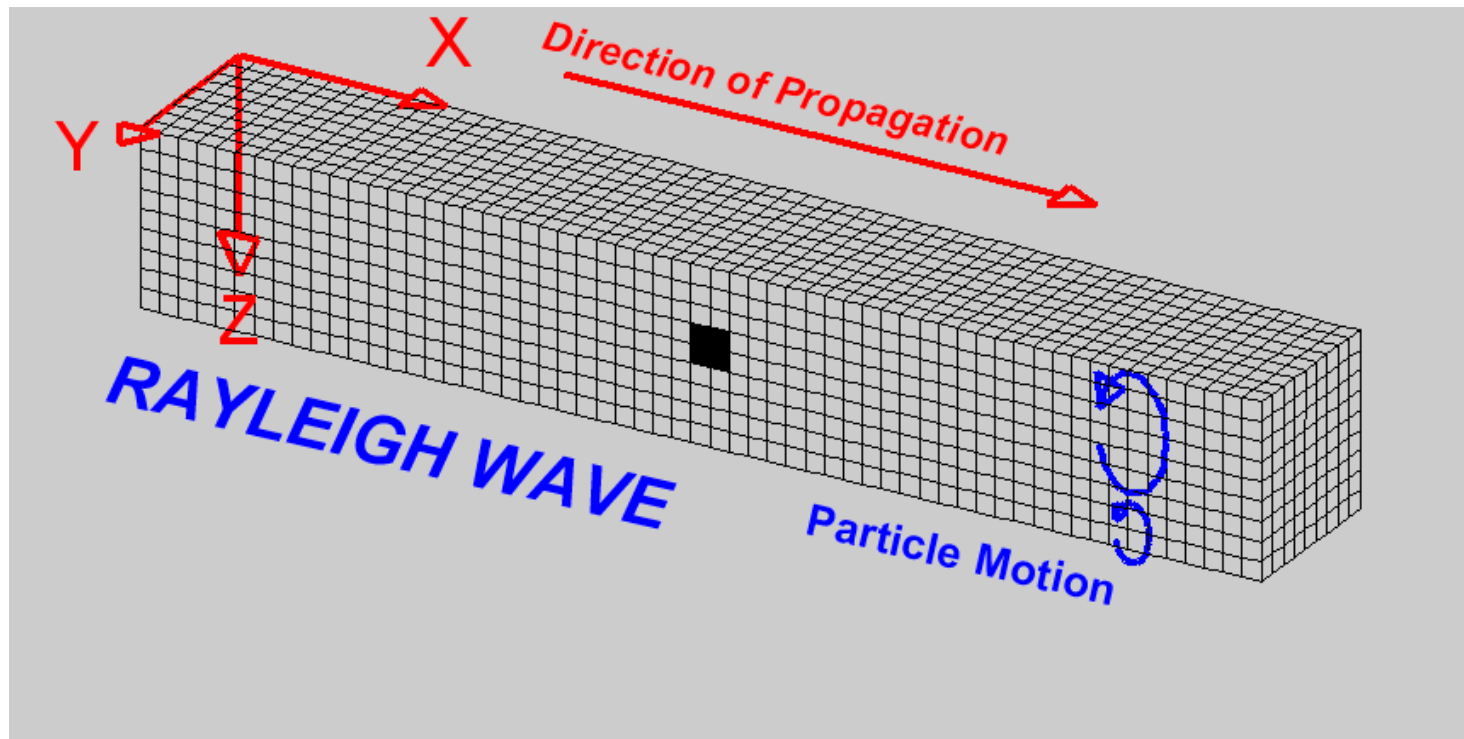


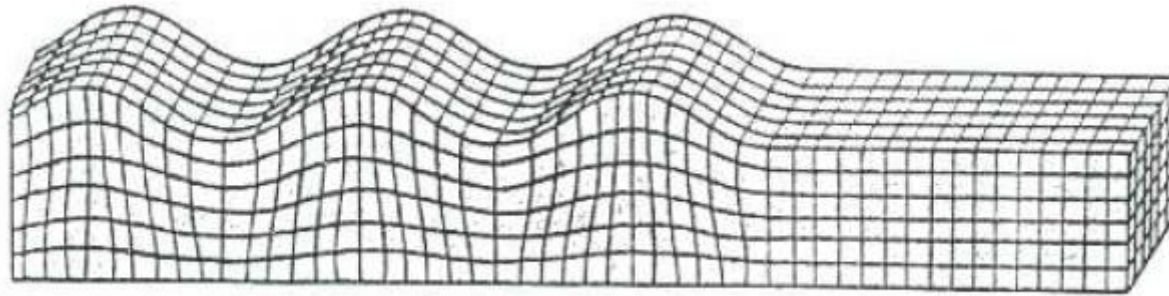






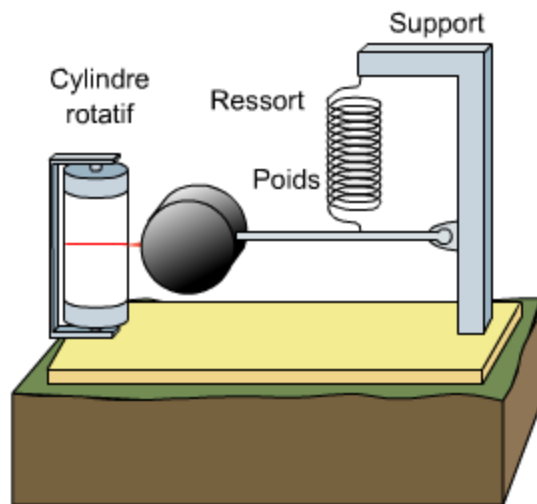




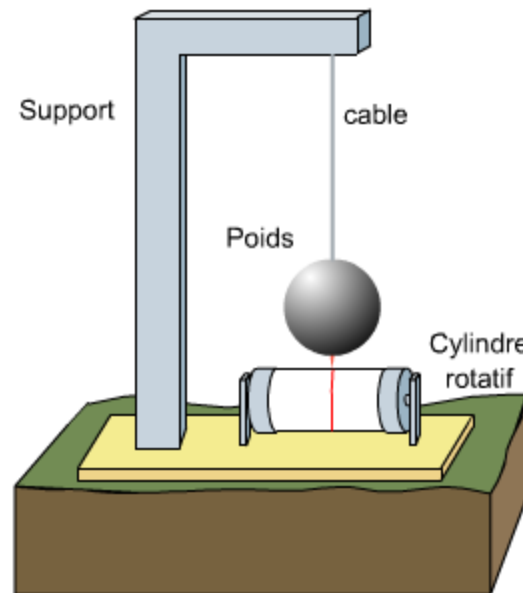


Ondes de Rayleigh





Mesure verticale

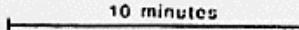


Une des mesures horizontale



Sismogramme enregistré à Strasbourg, le 19 septembre 1985 à 13 h 30, lors du séisme de Mexico

10 minutes



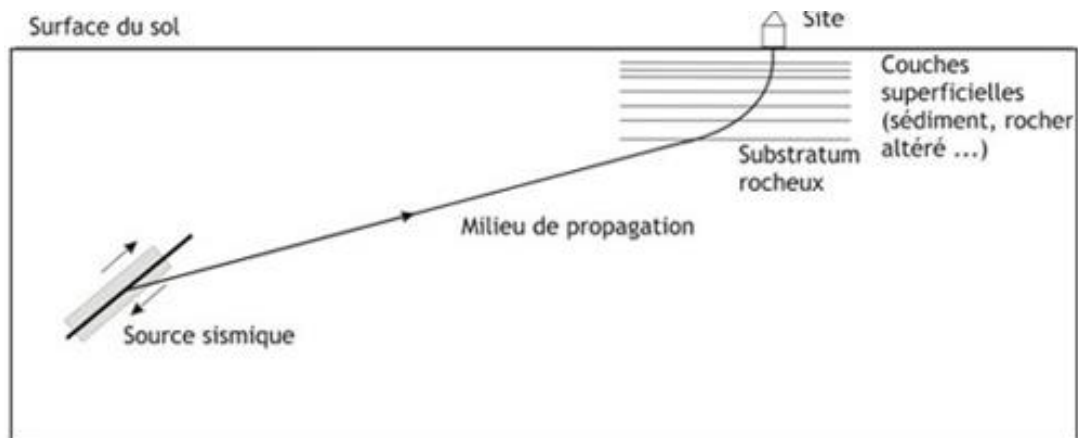
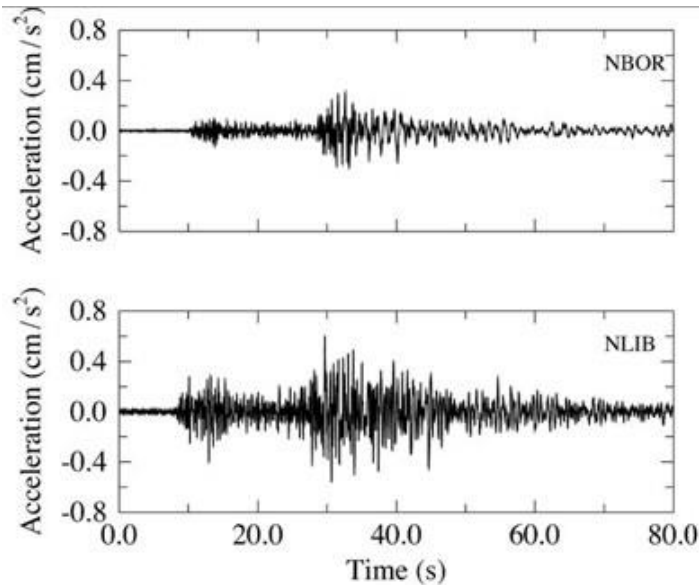
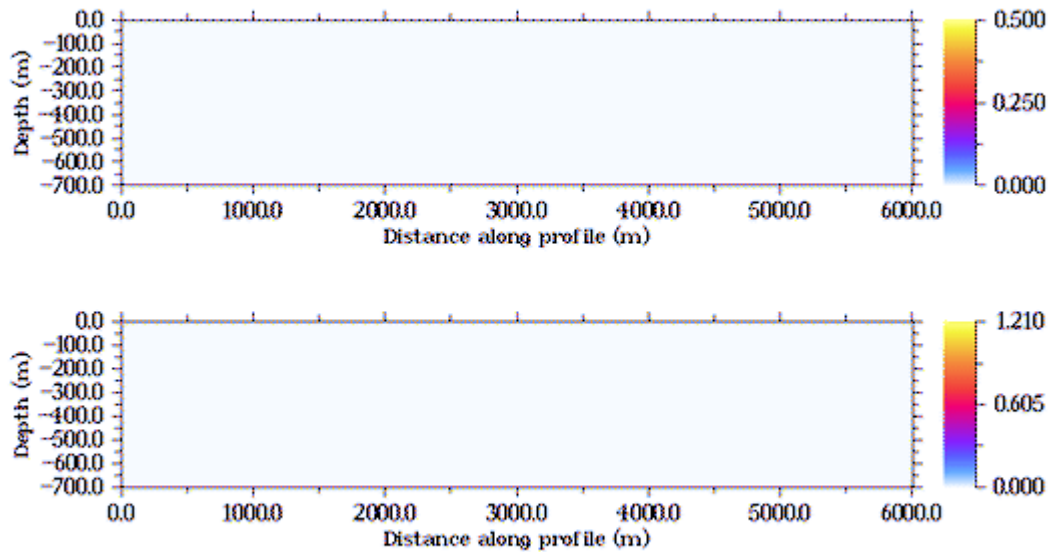


Schéma illustrant la propagation des ondes sismiques depuis la faille où elles sont générées jusqu'à la surface où elles sont observées. Modifié d'après Kramer (1996).

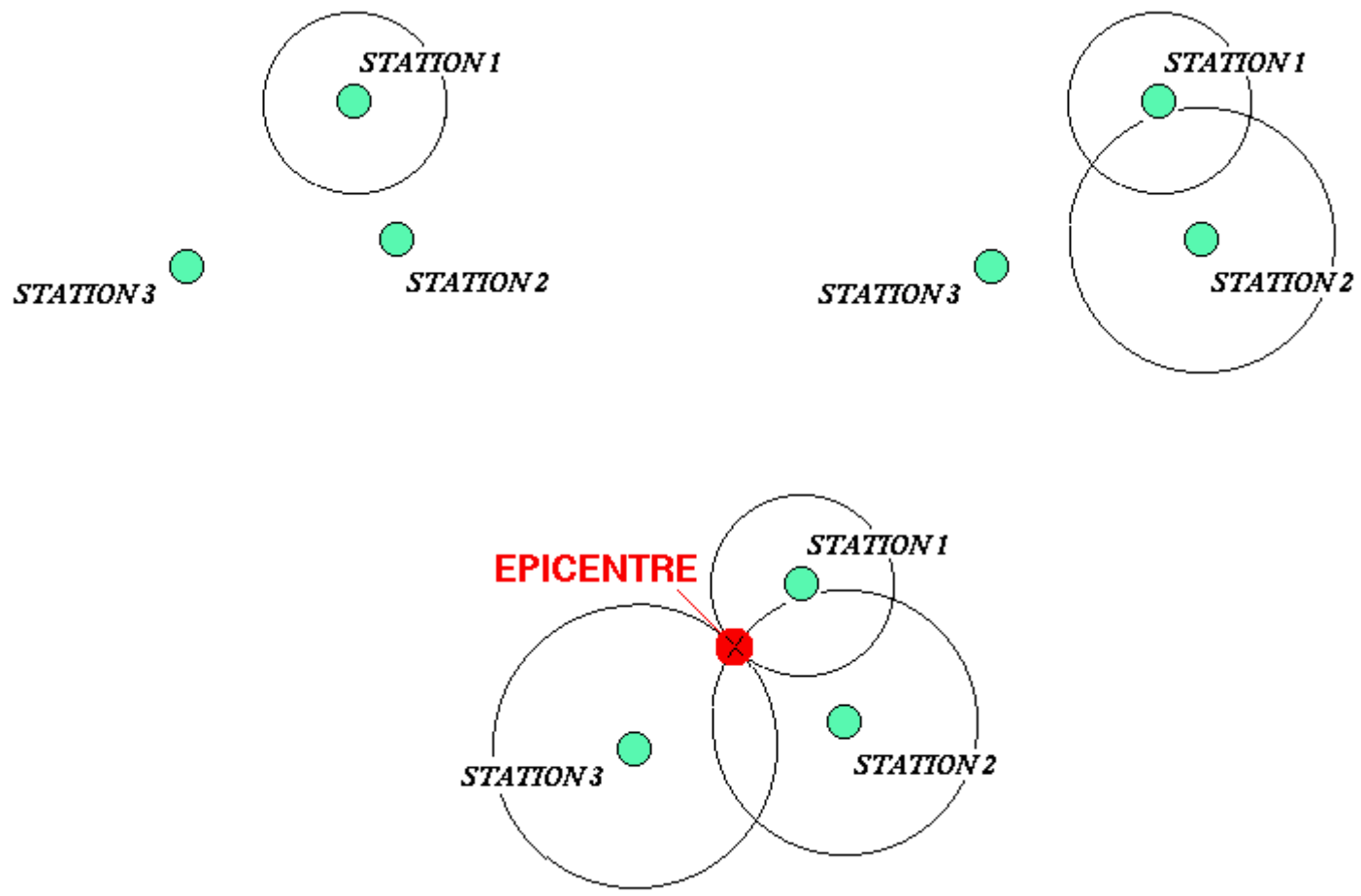


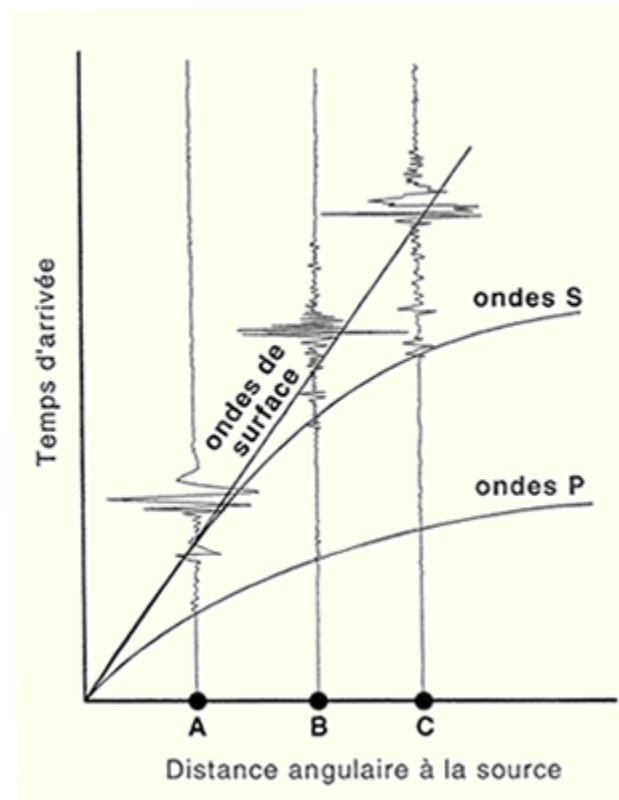
Mouvements du sol enregistrés (exprimés en accélération) par deux stations sismologiques situées dans la région niçoise au cours du séisme de magnitude 5 du 21/08/2000 situé dans le Nord de l'Italie à 158 km de distance. Les stations sont proches l'une de l'autre mais reposent sur des sols de nature différente : NBOR repose sur le rocher (sol dur) et NLIB est installé sur des sédiments (sol meuble).

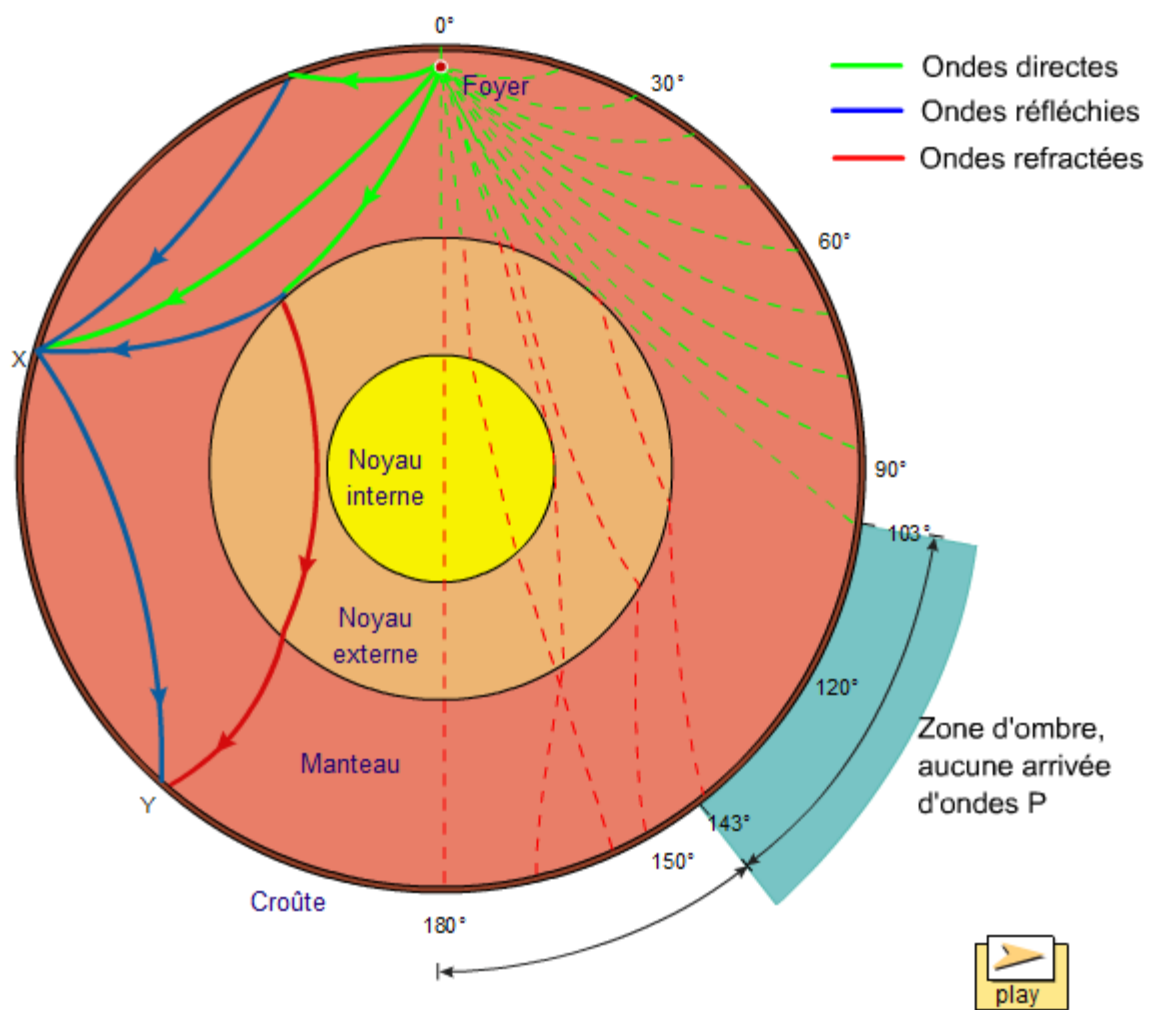


Time = 0.0s

Illustration du piégeage des ondes sismiques dans une structure géologique complexe (Bonilla et al., 2006). Les ondes sismiques se réfléchissent dans le bassin ce qui se traduit par une augmentation de l'amplitude et de la durée de la secousse sismique.







Ondes de compression P à travers la Terre

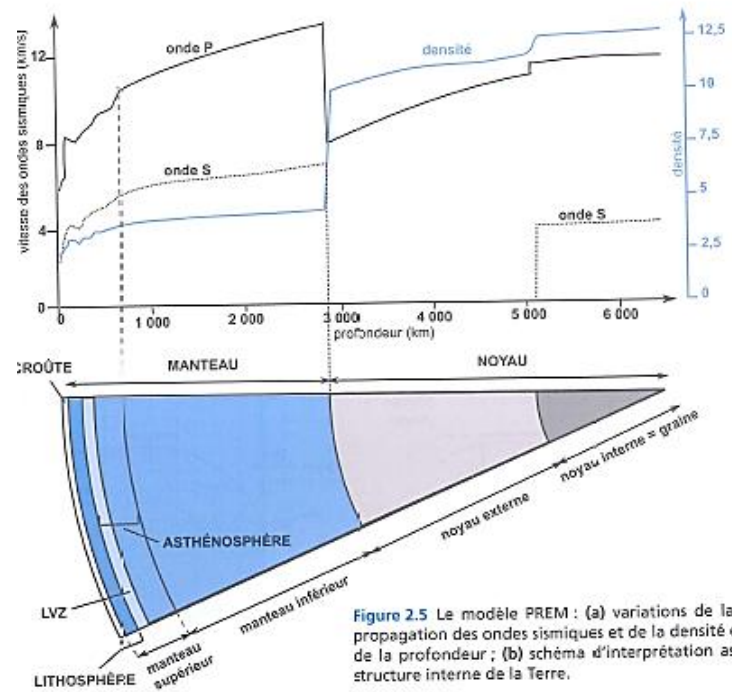
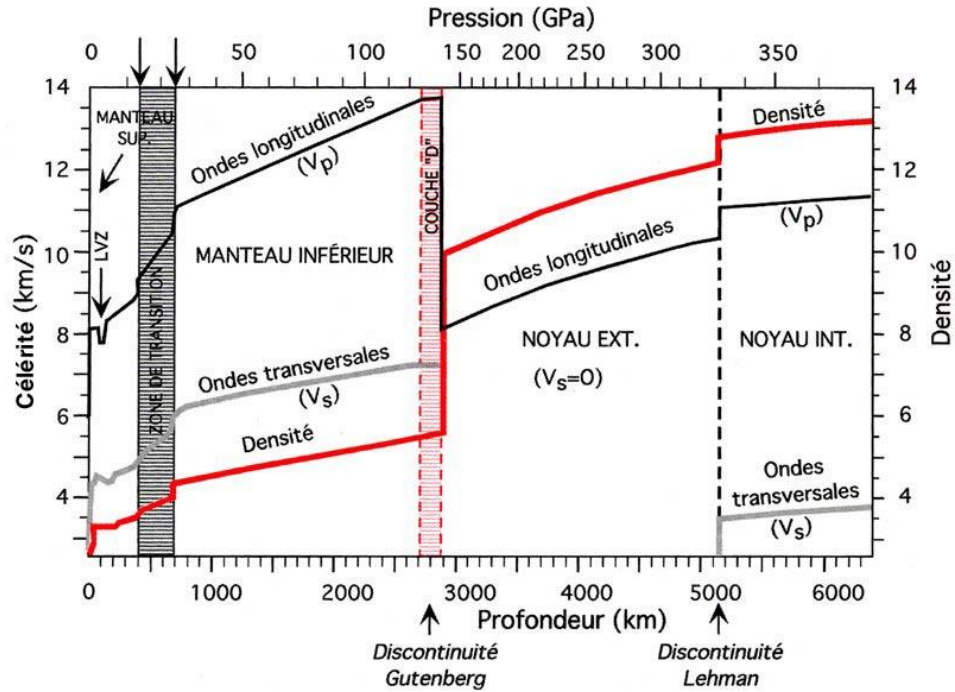
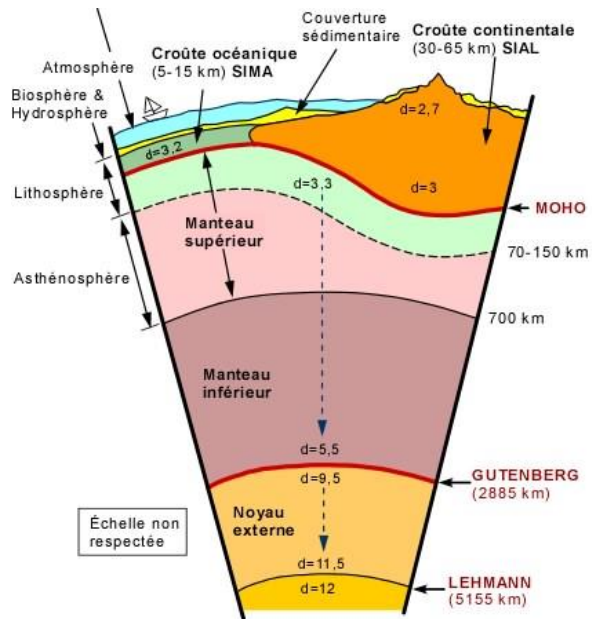
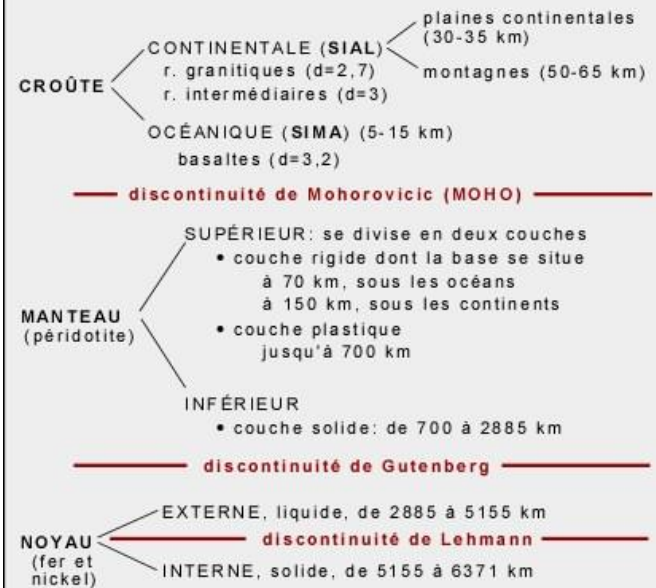


Figure 2.5 Le modèle PREM : (a) variations de la vitesse de propagation des ondes sismiques et de la densité en fonction de la profondeur ; (b) schéma d'interprétation associé de la structure interne de la Terre.

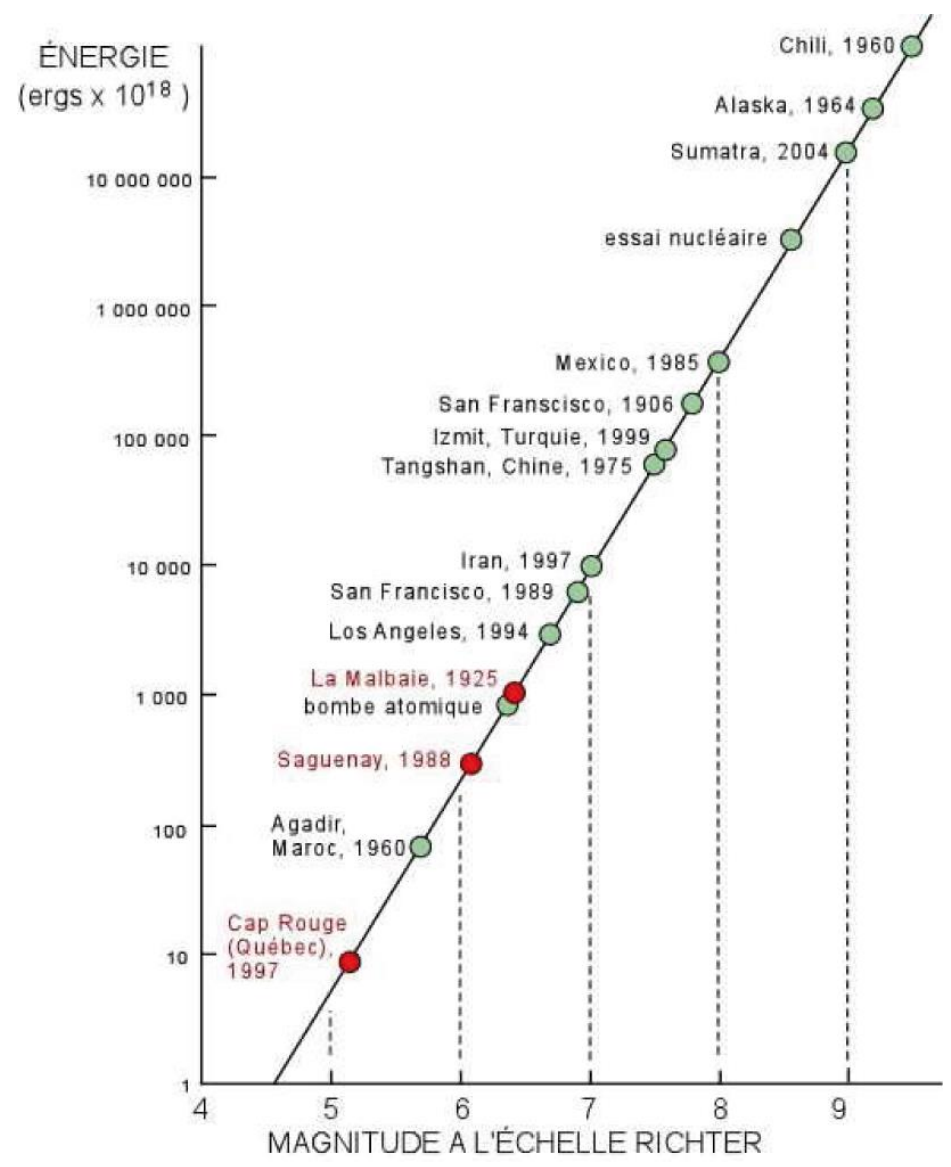




En résumé ...



Magnitude (Mw)	Surface de faille rompue (km ²)	Longueur de faille crustale rompue (km)	Glissement (m)
5	15	≈ 4	0,05-0,1
6	100	10-12	0,3-0,5
7	750	40-50	1-2
8	5 000	200	10





Séisme Mars 2011, Japon

Magnitude 8.9

Date-Time Friday, March 11, 2011 at 05:46:23 UTC
Friday, March 11, 2011 at 02:46:23 PM at epicenter
[Time of Earthquake in other Time Zones](#)

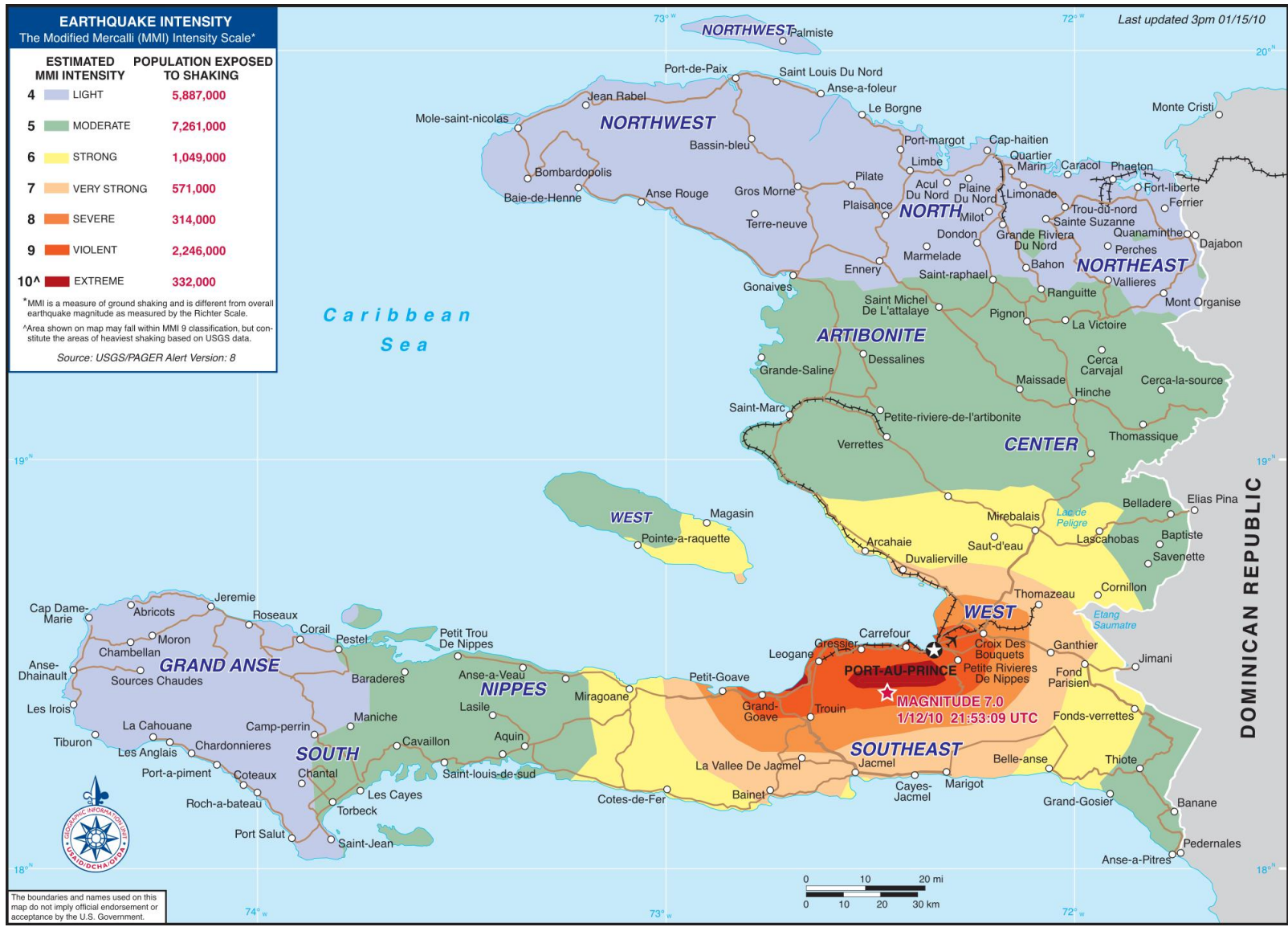
Location 38.322°N, 142.369°E

Depth 24.4 km (15.2 miles) set by location program

Region NEAR THE EAST COAST OF HONSHU, JAPAN

Distances 130 km (80 miles) E of **Sendai, Honshu, Japan**
178 km (110 miles) E of **Yamagata, Honshu, Japan**
178 km (110 miles) ENE of **Fukushima, Honshu, Japan**
373 km (231 miles) NE of **TOKYO, Japan**

Location Uncertainty horizontal +/- 13.5 km (8.4 miles); depth fixed by location program



Carte des intensités du tremblement de terre d'Haïti de 2010.

ÉCHELLE D'INTENSITÉ DE MERCALLI	MAGNITUDE A L'ÉCHELLE RICHTER
I Séisme perçu uniquement par quelques personnes dans des circonstances particulières; détecté seulement par des instruments très sensibles.	2
II Perçu par quelques personnes au repos et se trouvant aux étages supérieurs; balancement d'objets suspendus.	3
III Perçu principalement par des personnes à l'intérieur des édifices. Les automobiles stationnées peuvent bouger.	
IV Perçu par la plupart des gens à l'intérieur des édifices et par certains à l'extérieur; suffisant pour réveiller certaines personnes. Bruits de vaisselle, fenêtres et portes.	4
V Perçu par presque tout le monde; plusieurs personnes sont réveillées. Bris de vaisselle et de fenêtres; les objets instables sont renversés.	5
VI Perçu par tout le monde; plusieurs personnes sont effrayées et courent à l'extérieur; quelques meubles sont déplacés; quelques morceaux de plâtre tombent et quelques dommages aux cheminées. Dommages légers.	6
VII La plupart des gens paniquent et courent à l'extérieur; dommages minimes aux constructions conçues pour les zones sismiques, de minimes à moyens chez les bonnes constructions ordinaires, importants chez les mauvaises constructions. Meubles renversés.	7
VIII Dommages légers aux constructions conçues pour les zones sismiques, importants chez les bonnes constructions ordinaires avec des effondrements possibles, catastrophiques chez les mauvaises constructions.	8
IX Dommages considérables aux constructions conçues pour les zones sismiques. Edifices déplacés sur leurs fondations. Fissuration du sol. Bris des canalisations souterraines.	9
X Quelques bonnes constructions en bois et la plupart des constructions en maçonnerie sont détruites. Sol fortement fissuré. Plusieurs glissements de terrain se produisent.	
XI Très peu de constructions en maçonnerie restent debout; rails tordus; ponts détruits. Grandes fissures dans le sol.	
XII Destruction quasi totale. Ondulations visibles à la surface du sol. Objets projetés dans les airs.	



Sommaire

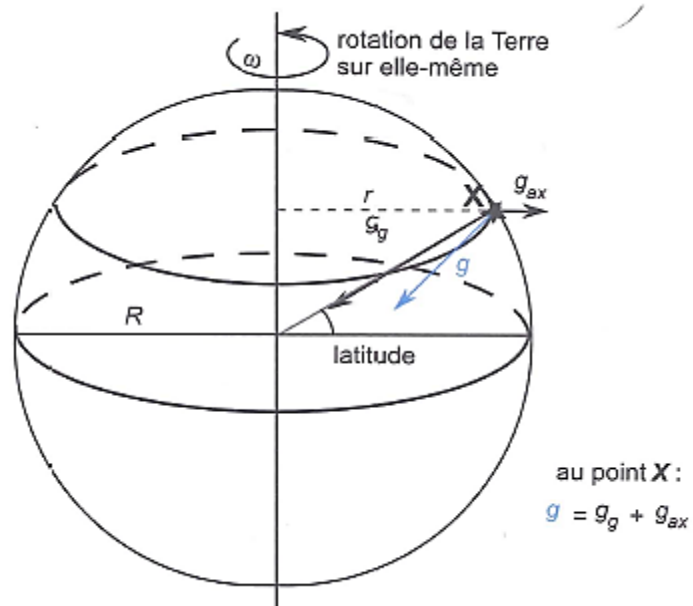
Données géophysiques

- ✓ ***Données sismiques***
- ✓ ***Gravimétrie***

Composition et dynamique de l'intérieur de la terre

Dynamique de la lithosphère

Grands cycles géodynamiques



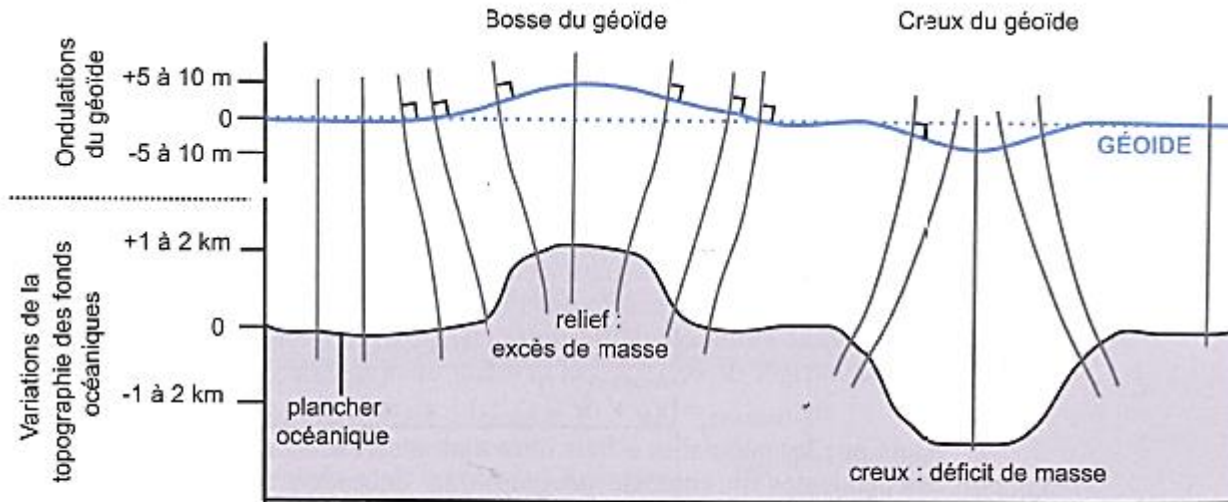
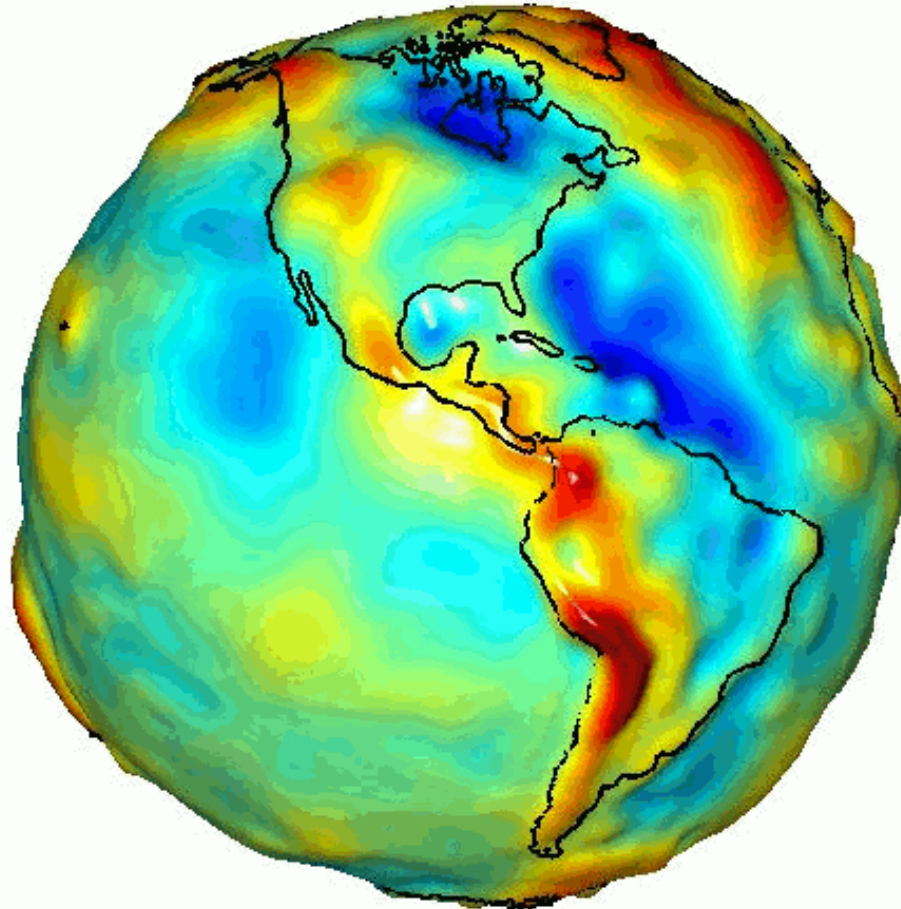
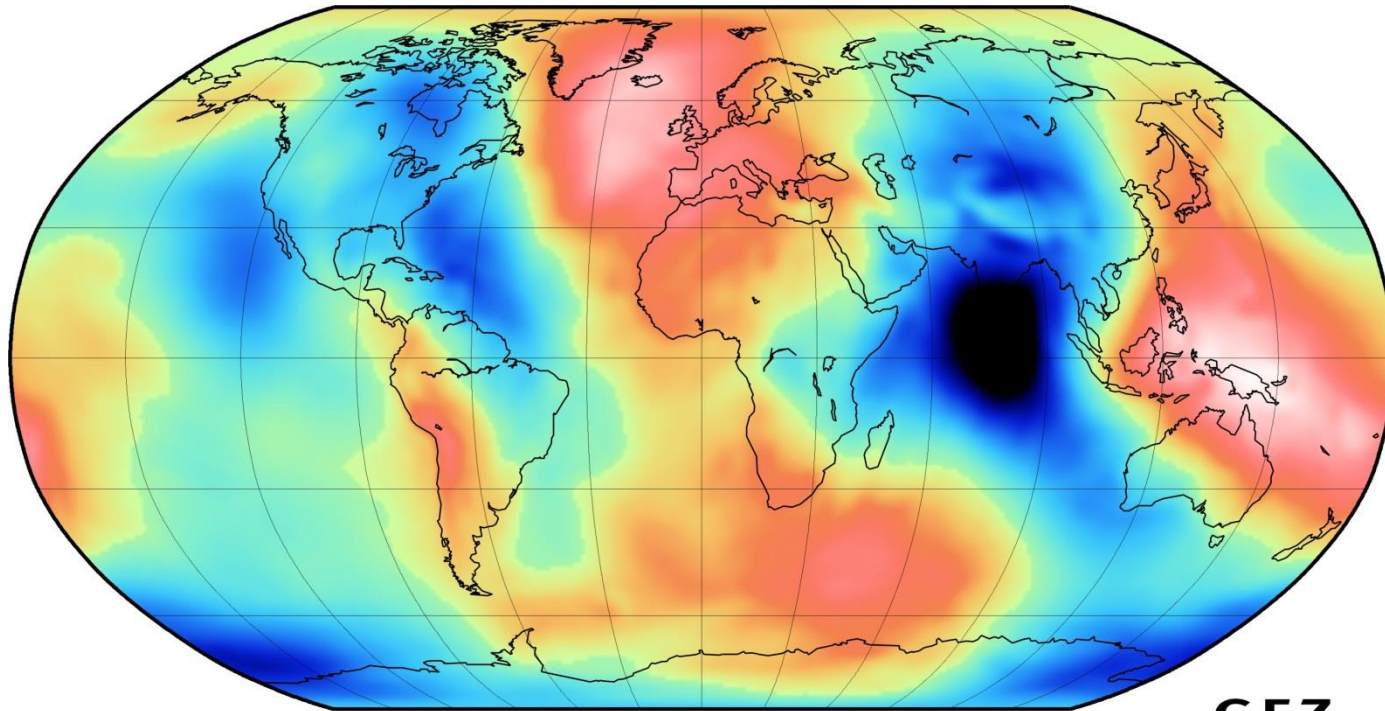


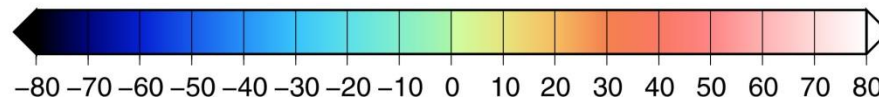
Figure 3.4 Géoïde et morphologie du plancher océanique.

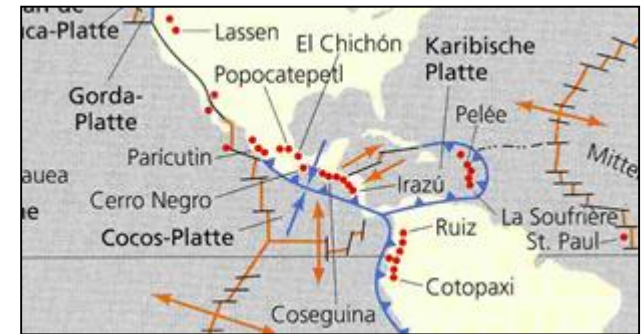
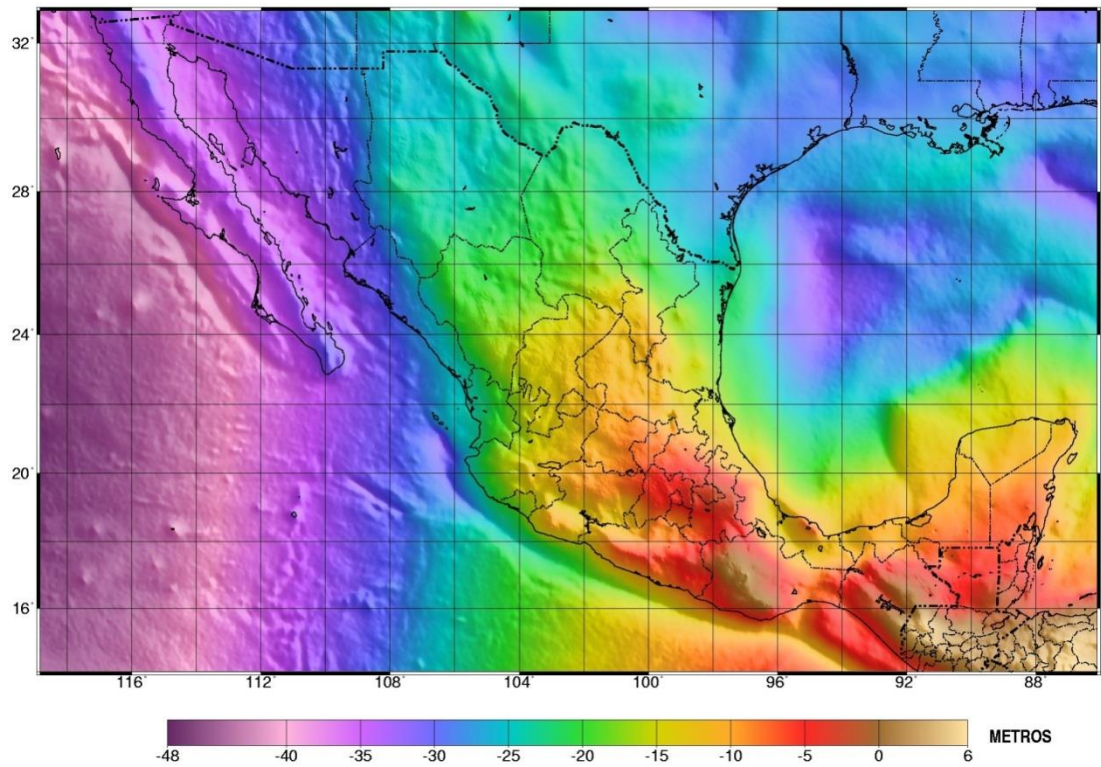
Aux variations de topographie du plancher océanique d'ordre kilométrique correspondent des ondulations du géoïde d'ordre métrique. Les verticales en chaque lieu sont plus ou moins déviées par les reliefs positifs (attirées) et négatifs (repoussées) du plancher océanique, si bien qu'elles ne convergent pas vers le centre de la Terre. La surface de l'océan est orthogonale à la verticale indiquée par un fil à plomb en chacun des points.





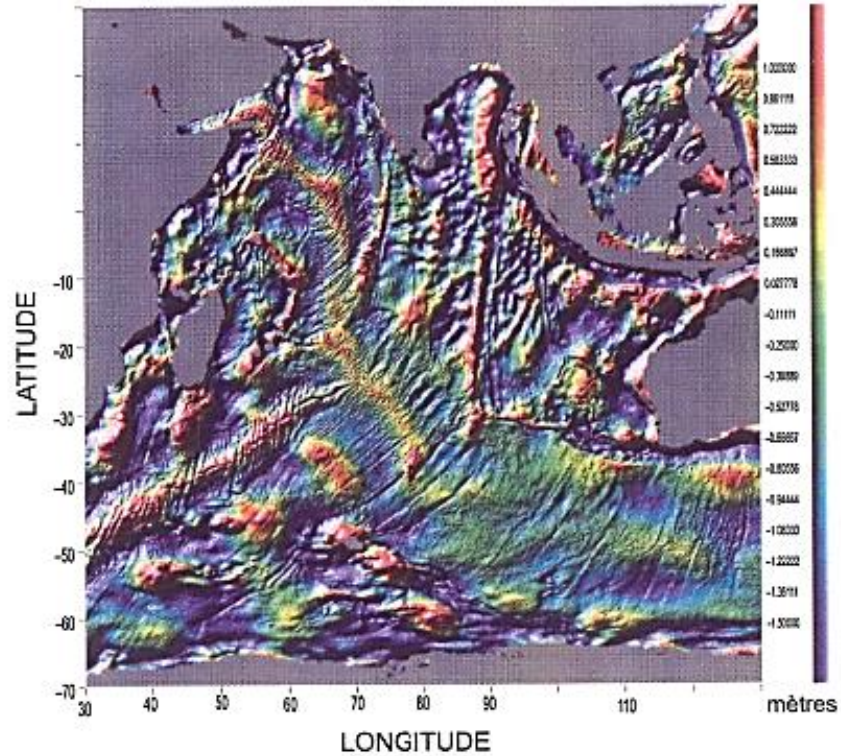
EIGEN-CHAMP03S





Carte des ondulations, à courtes et moyennes longueurs d'ondes, du géoïde de l'Océan Indien (© LEGOS-CNES, observatoire Midi-Pyrénées / Annie Cazenave)

ERS 8 GEOSAT



Surface de référence = géoïde à grande longueur d'onde.
Tons rouges > 1 m et tons bleus < - 1,5 m.

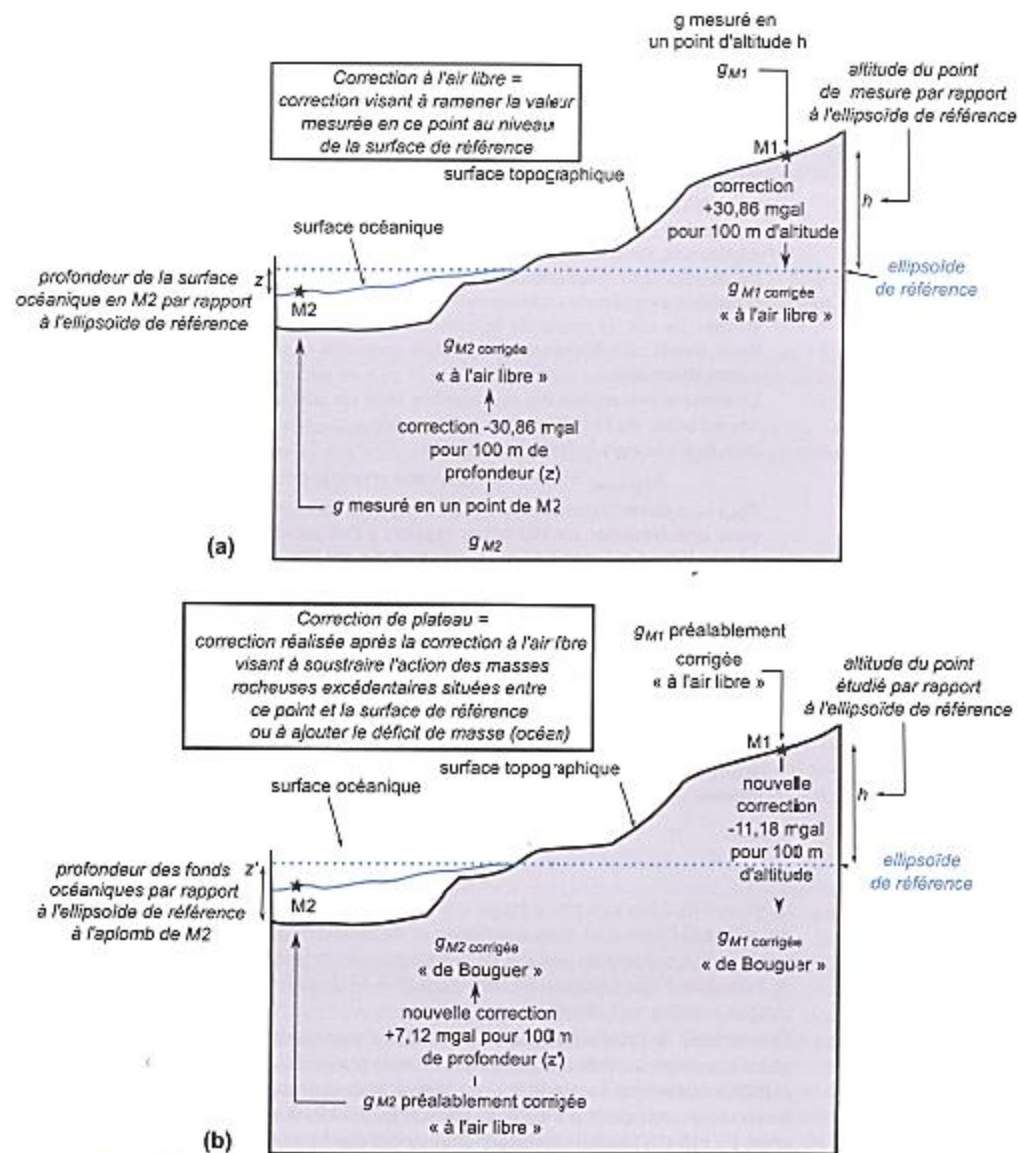
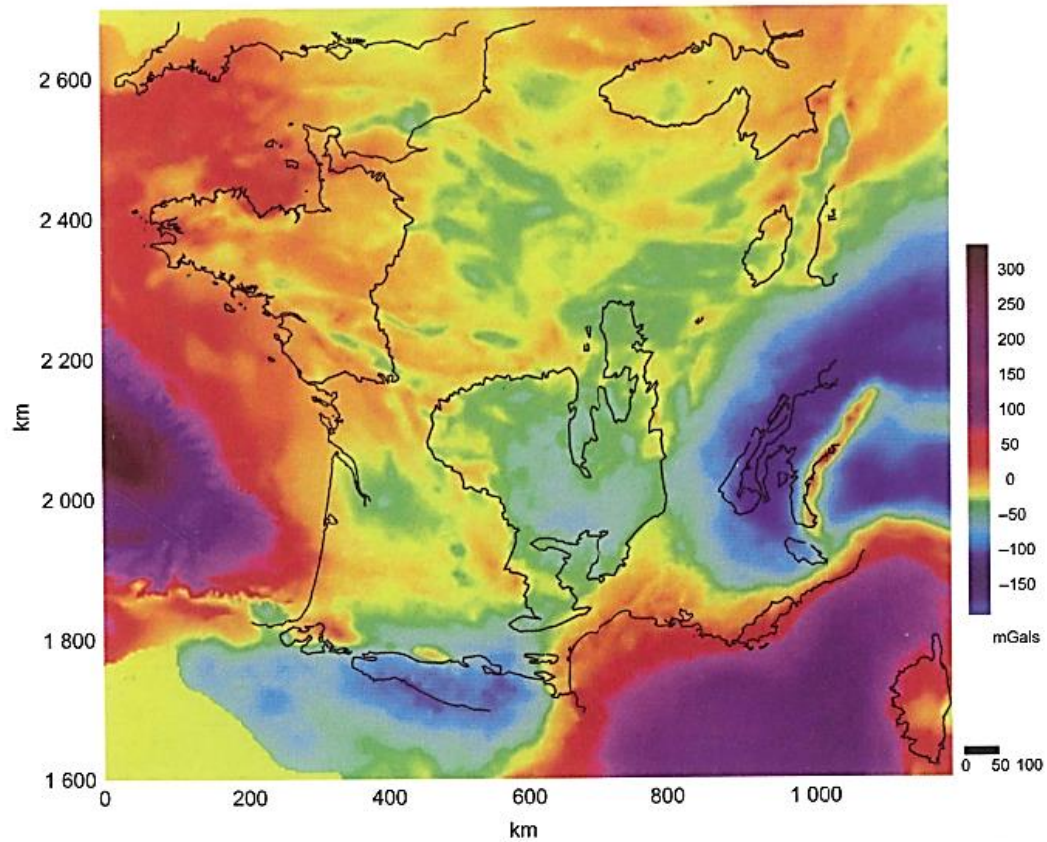
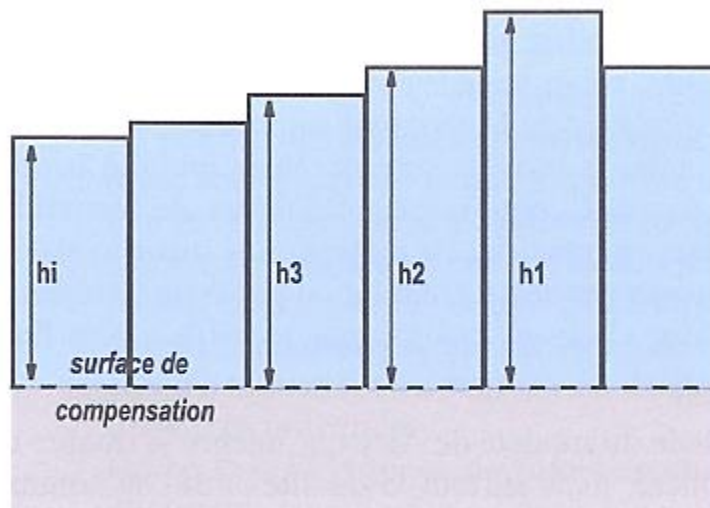


Figure 3.5 Représentation schématique des différentes corrections gravimétriques.

Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer (© BRGM, 1998)

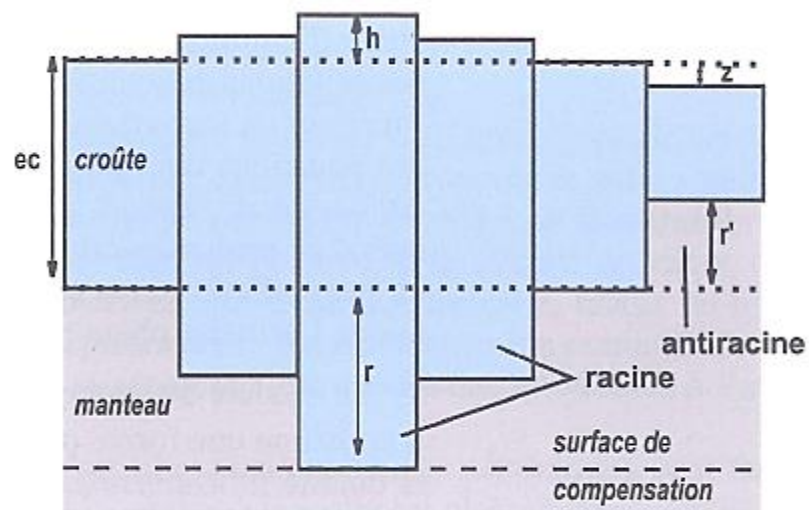




(a) : modèle de Pratt

(a) Dans le cas du modèle de Pratt, l'hypothèse suivant laquelle la pression à la base de chaque colonne située entre la surface topographique et la surface de compensation est constante, revient à écrire la relation suivante :

$$g \cdot h_1 \cdot \rho_1 = g \cdot h_2 \cdot \rho_2 = g \cdot h_3 \cdot \rho_3 = \dots g \cdot h_i \cdot \rho_i \text{ soit, en simplifiant par } g, h_1 \cdot \rho_1 = h_2 \cdot \rho_2 = h_3 \cdot \rho_3 = \dots h_i \cdot \rho_i$$



(b) : modèle de Airy

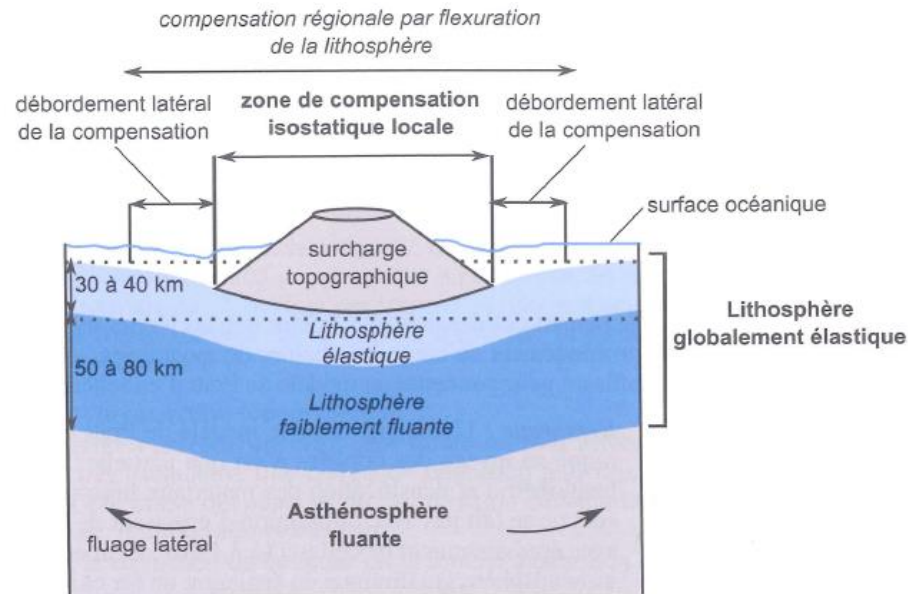
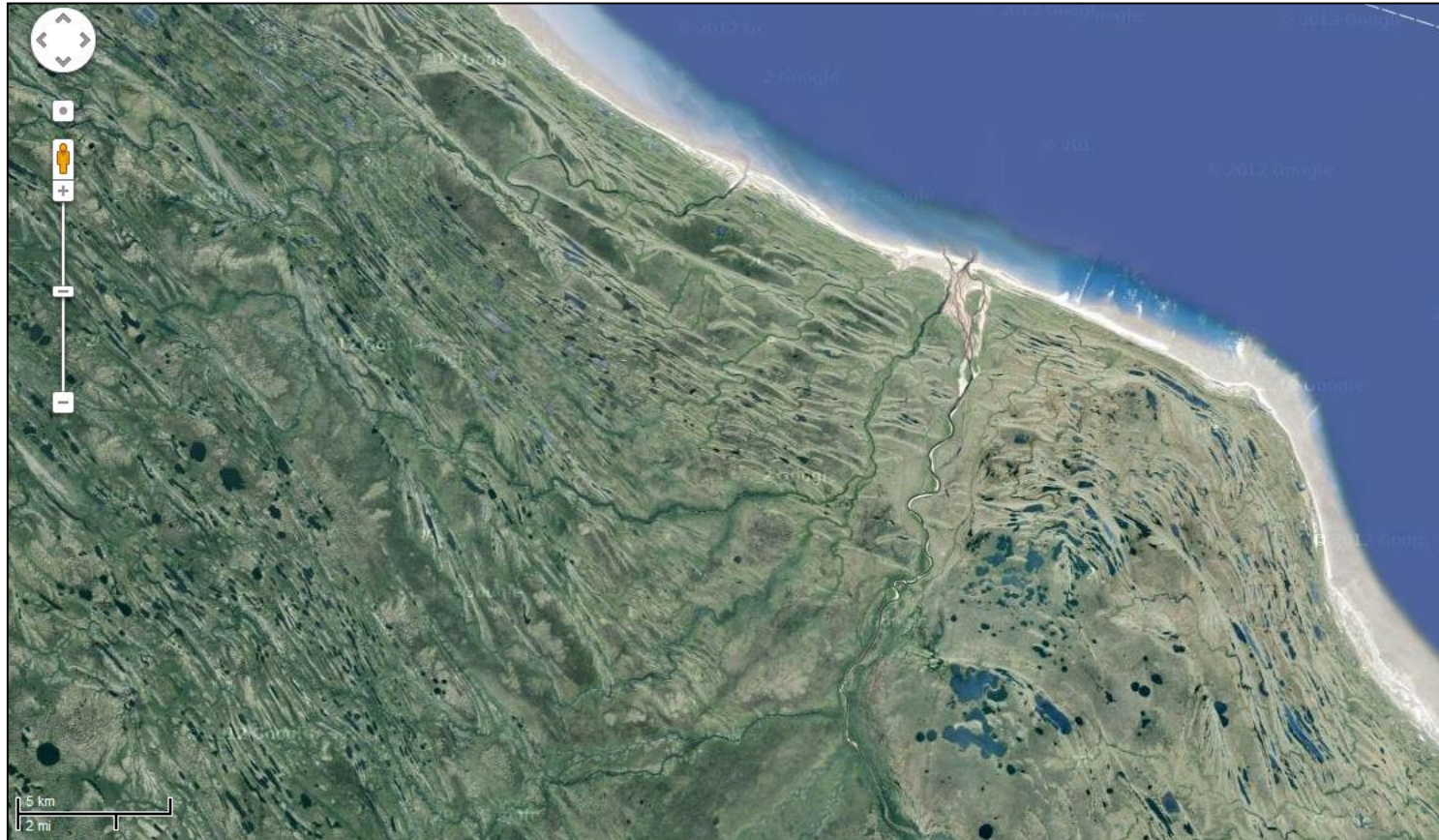
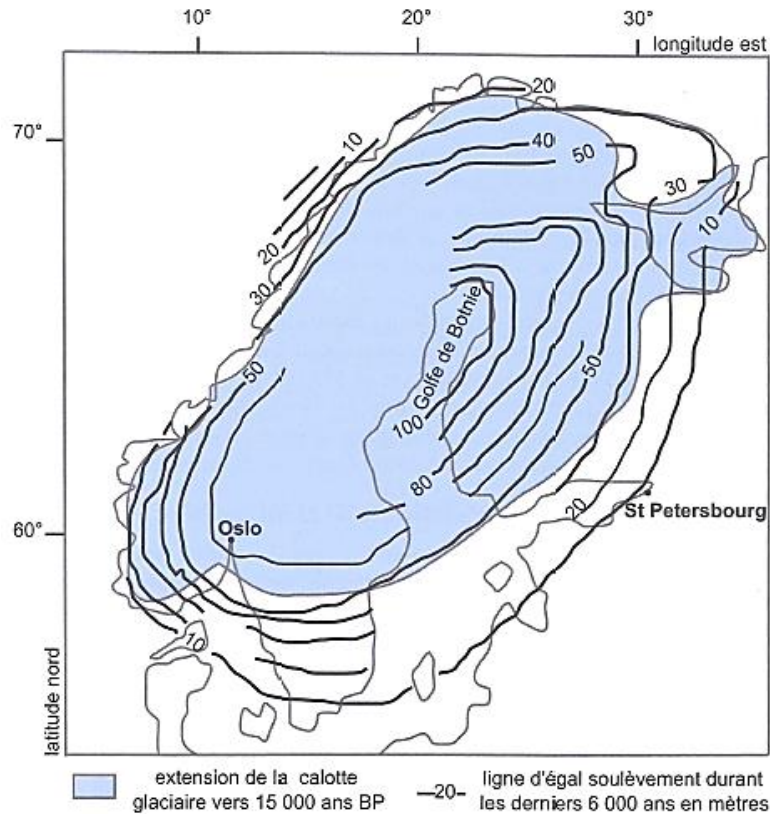


Figure 3.7 Modèle isostatique régional avec fluage latéral de matière et flexure lithosphérique sous l'effet du poids d'un volcan-bouclier.

La possibilité pour la surface de la lithosphère d'évoluer verticalement peut être liée à des fluages latéraux de matière en profondeur. Concernant ce fluage latéral, négligeable aux basses températures, il peut devenir plus important au fur et à mesure que la température du matériau se rapproche de sa température de fusion. Ainsi, pour la lithosphère, et bien que les roches de sa partie inférieure puissent théoriquement fluer légèrement, on considère qu'elle se comporte globalement de façon élastique (sans fluage) par rapport à l'asthénosphère sous-jacente dans laquelle le fluage est de règle.





La datation de la plupart des plages fossiles retrouvées a permis de tracer une carte d'amplitude du soulèvement depuis 6000 ans.

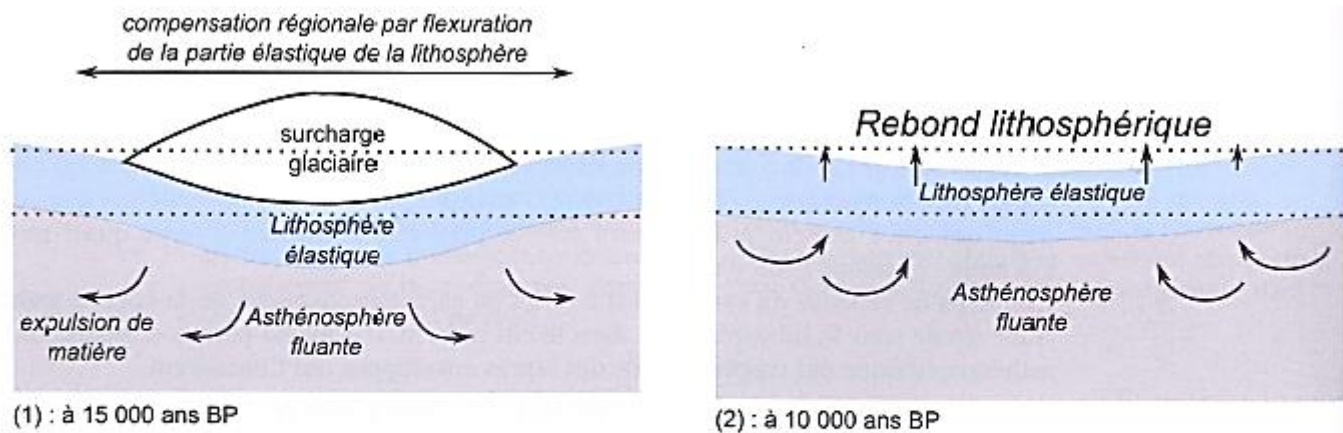


Figure 3.8 Réajustement isostatique en Scandinavie.

(a) soulèvement du bouclier scandinave depuis les derniers 6 000 ans; (b) schémas interprétatifs de la situation isostatique régionale au cours de cette évolution temporelle.

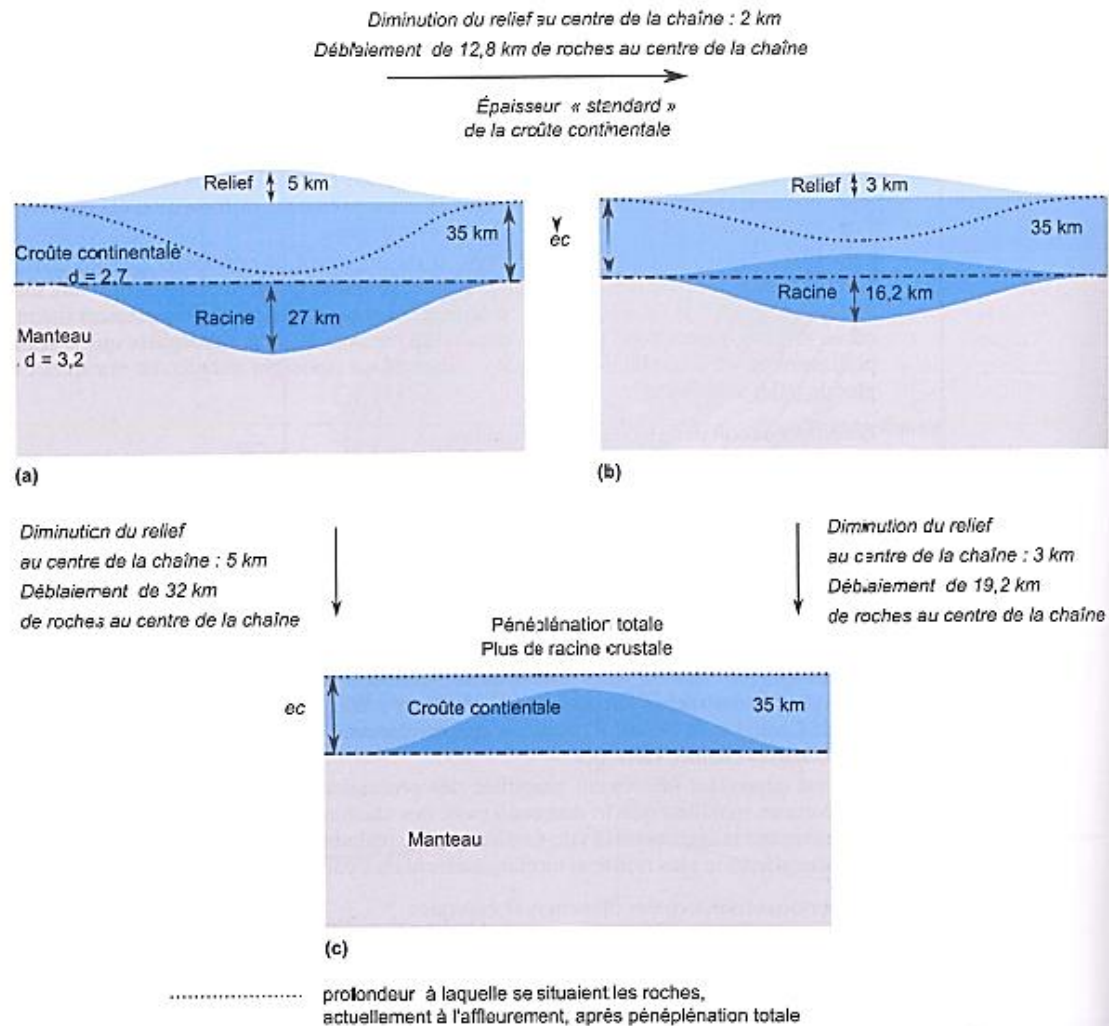


Figure 3.9 Érosion et équilibre isostatique des chaînes de montagnes ;
 (a) situation à la fin de l'orogénèse, (b) et (c) évolution de la structure lithosphérique au cours de la pénétration.

À l'échelle de la chaîne, le trait ponctillé matérialise l'évolution de la profondeur des roches qui se retrouvent actuellement à l'affleurement par suite d'un démantèlement réalisé par « érosion à l'équilibre ».

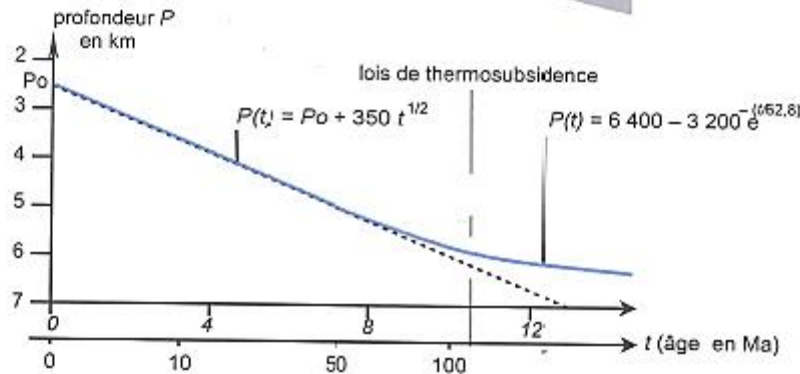
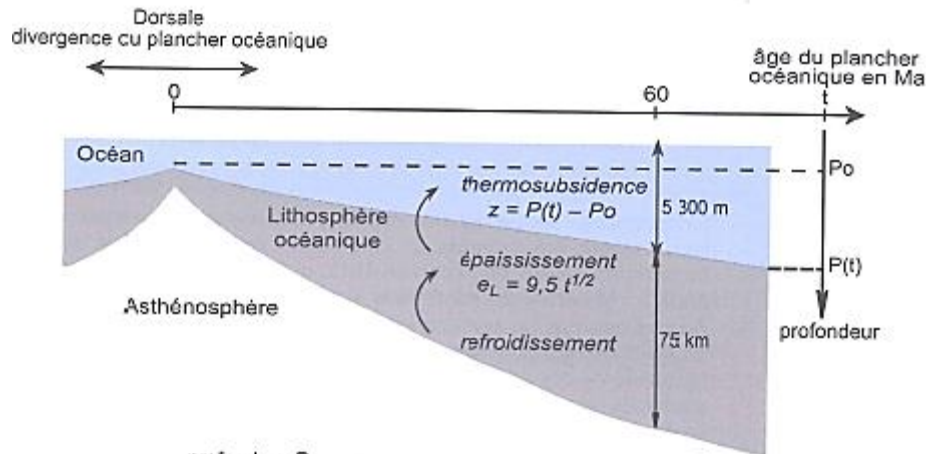


Figure 3.10 Évolution de la profondeur du socle magmatique du plancher océanique en fonction de son âge (éloignement à l'axe de la dorsale où il s'est formé).

La courbe de thermosubsidence du plancher océanique établie à partir des mesures réalisées au cours de campagnes sismiques et de forages peut être lissée par deux expressions mathématiques se complétant :

- pour des âges inférieurs à 100 Ma, $P(t) = P_0 + 350 t^{1/2}$, avec P_0 : profondeur de l'axe de la dorsale émettrice du plancher (actuellement la profondeur moyenne est de 2 500 m) et t : âge du plancher en Ma ;
- pour des âges supérieurs à 100 Ma, $P(t) = 6400 - 3200 e^{-t/62,8}$.

Concernant l'épaississement lithosphérique, principale cause de l'augmentation de densité et donc de la thermosubsidence, elle suit approximativement une loi de type $e_L = 9,5.t^{1/2}$ (avec t : âge de la lithosphère océanique en Ma et e_L l'épaisseur en km ; cette loi est applicable dès que $t > 1$ Ma).

Sommaire

Données géophysiques

- ✓ ***Données sismiques***
- ✓ ***Gravimétrie***

Composition et dynamique de l'intérieur de la terre

Dynamique de la lithosphère

Grands cycles géodynamiques

Terre	$5,97 \times 10^{24}$ kg
Noyau interne ou graine	$9,84 \times 10^{22}$ kg
Noyau externe	$1,84 \times 10^{24}$ kg
Manteau	$4,00 \times 10^{24}$ kg
Manteau supérieur	$2,94 \times 10^{24}$ kg
Manteau inférieur	$1,06 \times 10^{24}$ kg
Croûtes océaniques et continentales	$2,97 \times 10^{22}$ kg

TABLEAU 10.1. MASSE DE LA TERRE ET MASSES DE SES DIVERSES ENVELOPPES SOLIDES.

EN % DE LA MASSE TOTALE	MANTEAU	CROÛTE CONTINENTALE	CROÛTE OCÉANIQUE	NOYAU
O	44,7	46,4	43,1	5
Si	21,6	28,9	21,2	8
Mg	22,9	1,9	7,4	
Fe	5,9	5,7	8,3	80
Al	2,2	8,3	7,3	
Ca	2,3	4,1	6,8	
Na	0,2	2,3	1,6	
K	0,02	2,4	3,2	
Ni				5
S				2

TABLEAU 10.2. RÉPARTITION DES DIX PRINCIPAUX ÉLÉMENTS CHIMIQUES DANS LES DIFFÉRENTES ENVELOPPES DE LA TERRE SOLIDE.

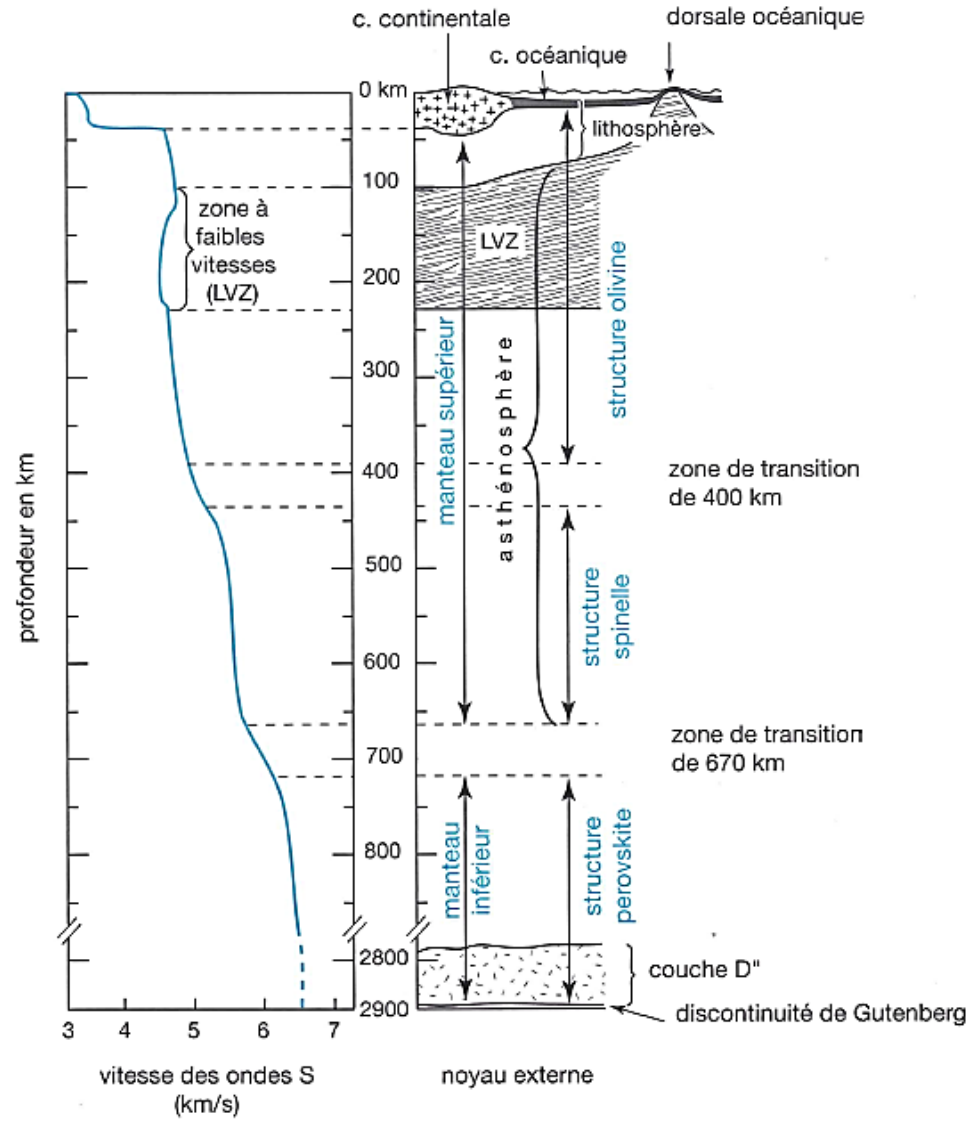
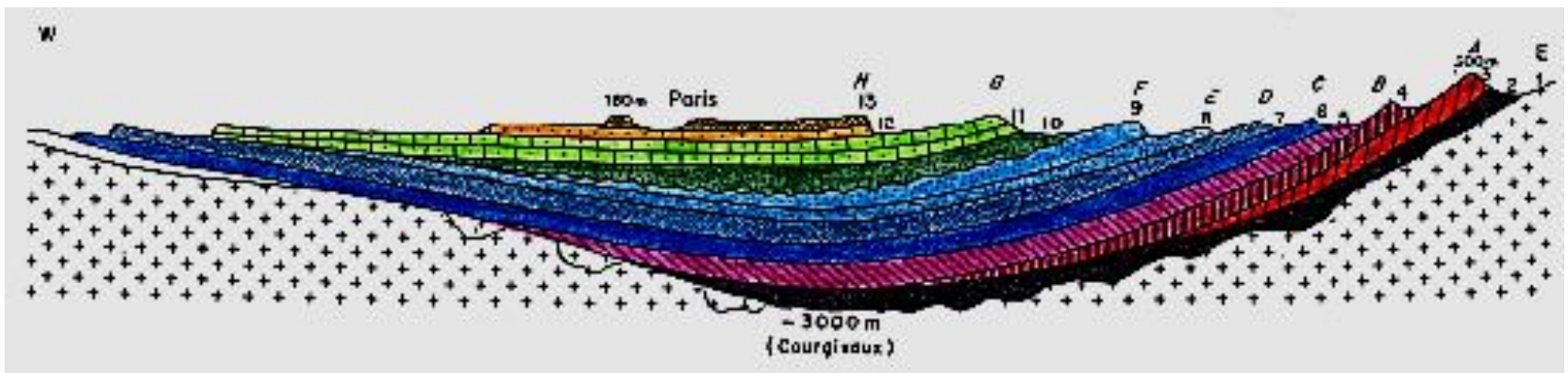
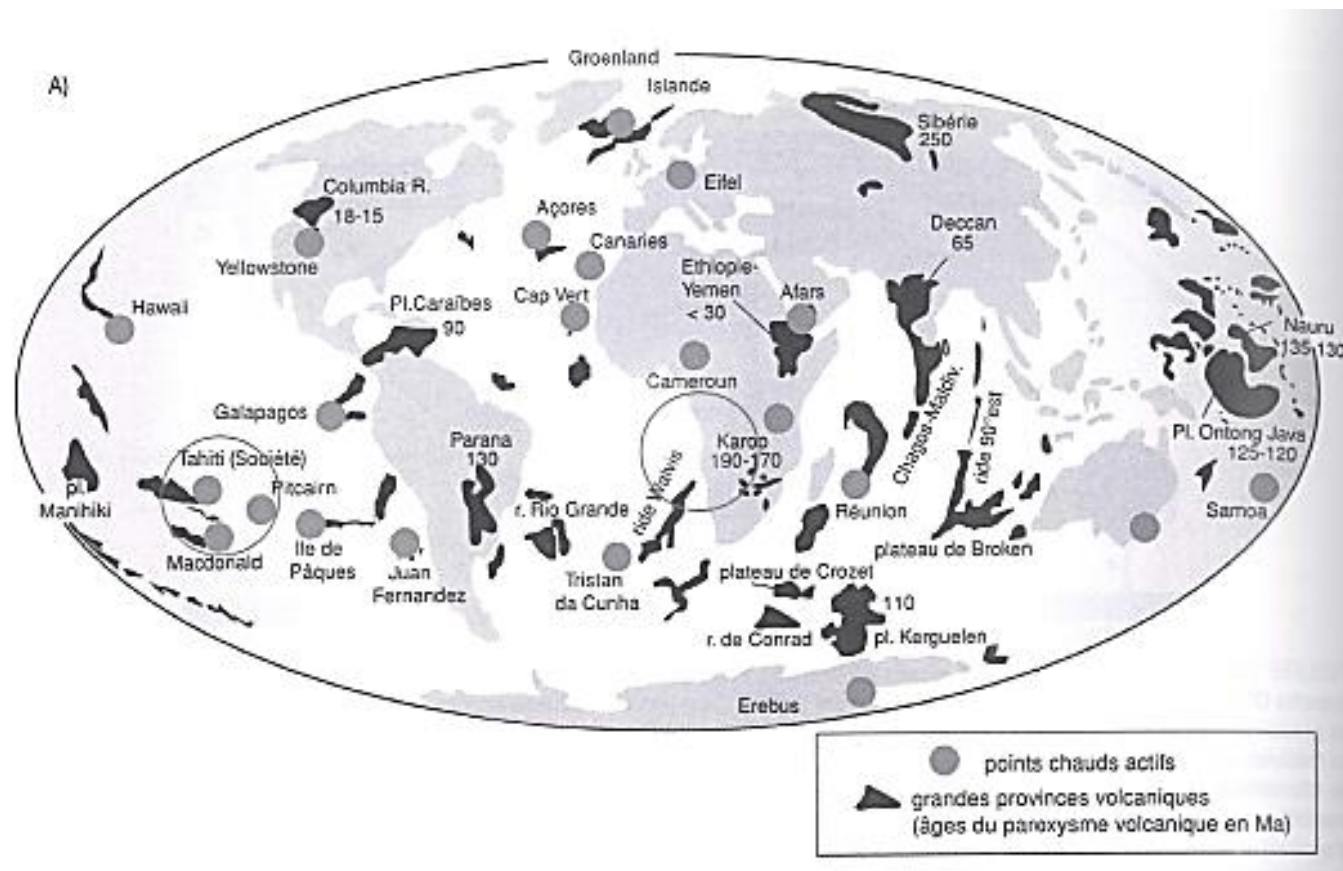


FIGURE 10.29. VARIATION DES VITESSES DES ONDES TRANSVERSALES S ET STRUCTURATION DE LA CROÛTE ET DU MANTEAU TERRESTRE. Commentaire dans le texte p. 441.





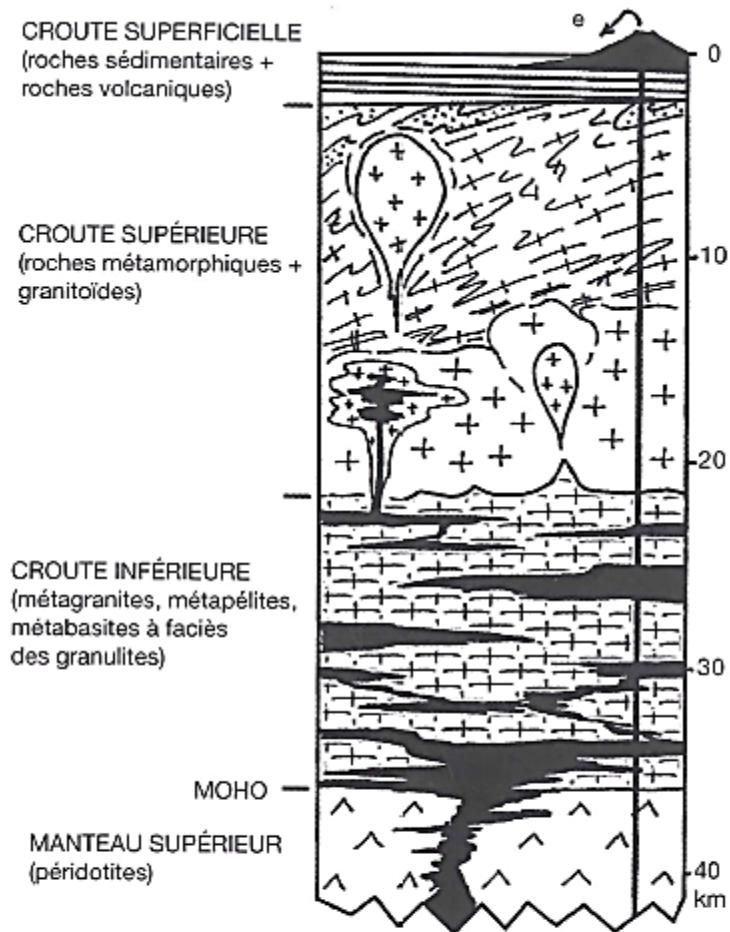
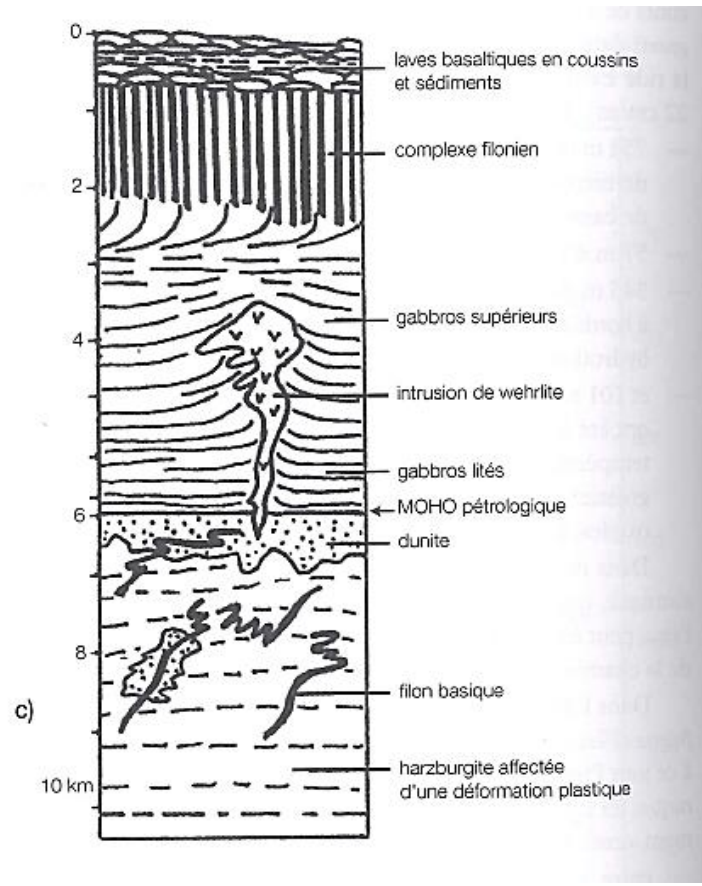
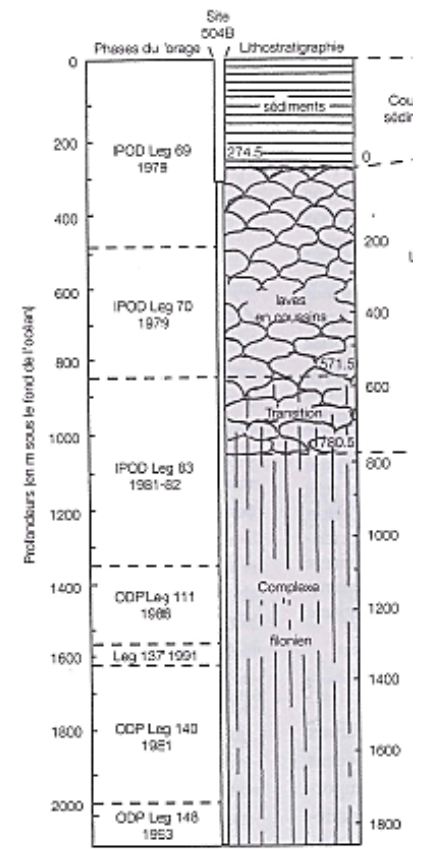


FIGURE 11.13. REPRÉSENTATION EN COUPE GÉOLOGIQUE TRÈS SCHÉMATISÉE DES PRINCIPAUX COMPOSANTS DE LA CROÛTE CONTINENTALE. e : enclaves prélevées en profondeur et rejetées à la surface par le volcanisme. Les épaisseurs sont données à titre indicatif (elles s'appliquent à la croûte « normale » de l'Europe de l'Ouest), compte tenu de leurs fortes variations latérales dans un même continent et d'un continent à l'autre.



PC : Plaque Cocos
 ● : 1256D
 PN : Plaque Nazca



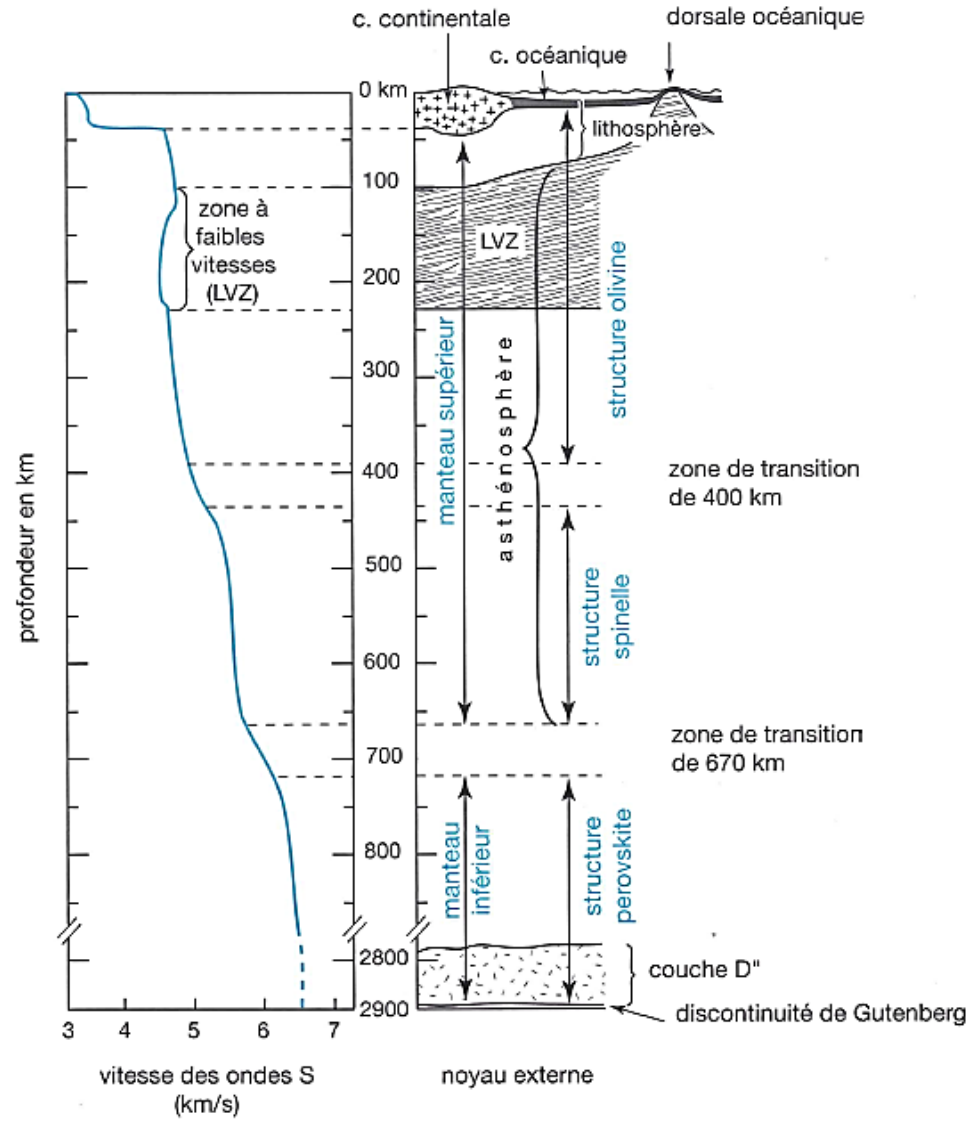


FIGURE 10.29. VARIATION DES VITESSES DES ONDES TRANSVERSALES S ET STRUCTURATION DE LA CROÛTE ET DU MANTEAU TERRESTRE. Commentaire dans le texte p. 441.

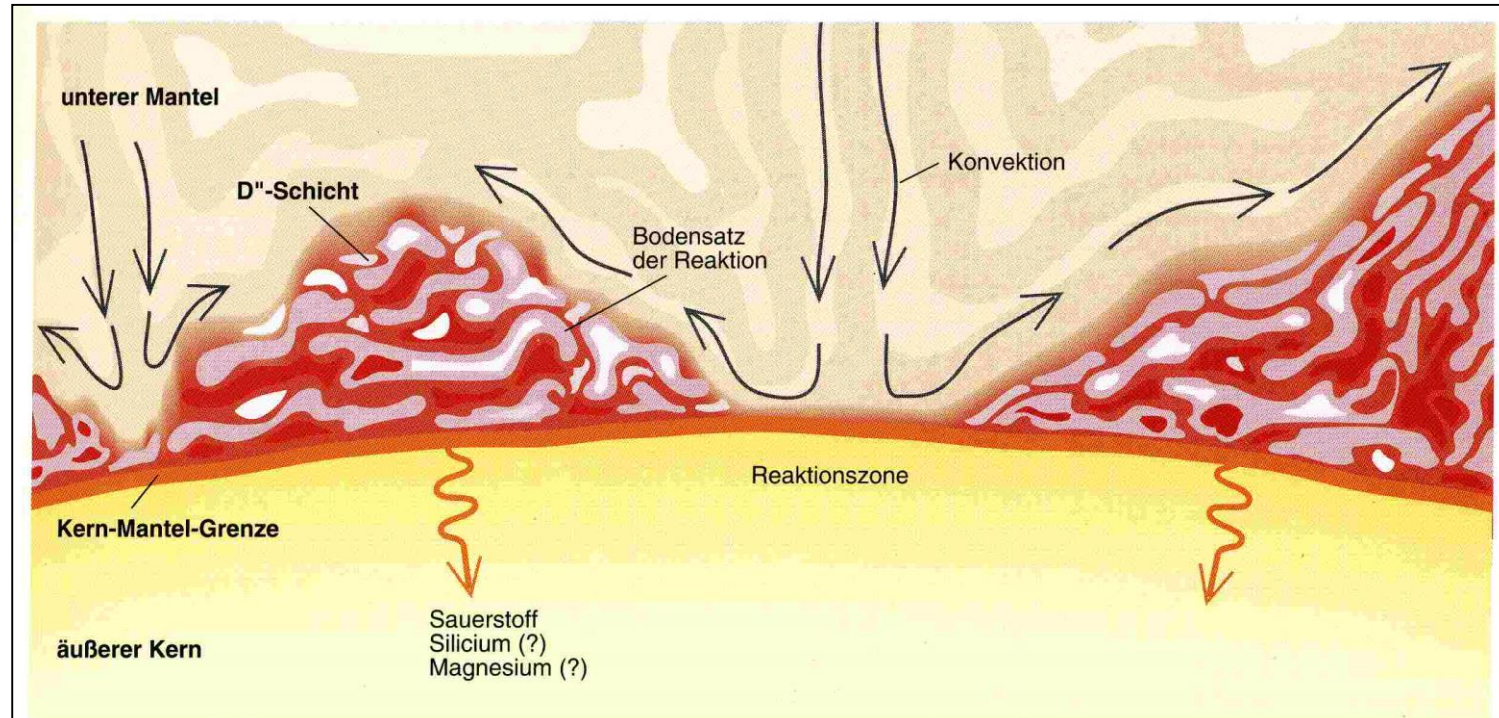


Bild 5: Die D''-Schicht ist möglicherweise das Produkt chemischer Reaktionen an der Grenze zwischen Kern und Mantel. Dabei lösen sich einzelne Komponenten des Mantelgesteins im flüssigen Eisen des äußeren Kerns, während ein metallreicher Bodensatz an der Kern-Mantel-Grenze zurückbleibt. Durch Konvektion im

Mantel wird diese Reaktionsschlacke unter Regionen mit abwärtsgerichteter Strömung auseinandergedrückt, in Aufstromgebieten dagegen aufgehäuft. An der Innenseite der Kern-Mantel-Grenze könnte es eine dünne Schicht geben, die mit Sauerstoff und vielleicht auch mit Silicium und Magnesium angereichert ist.

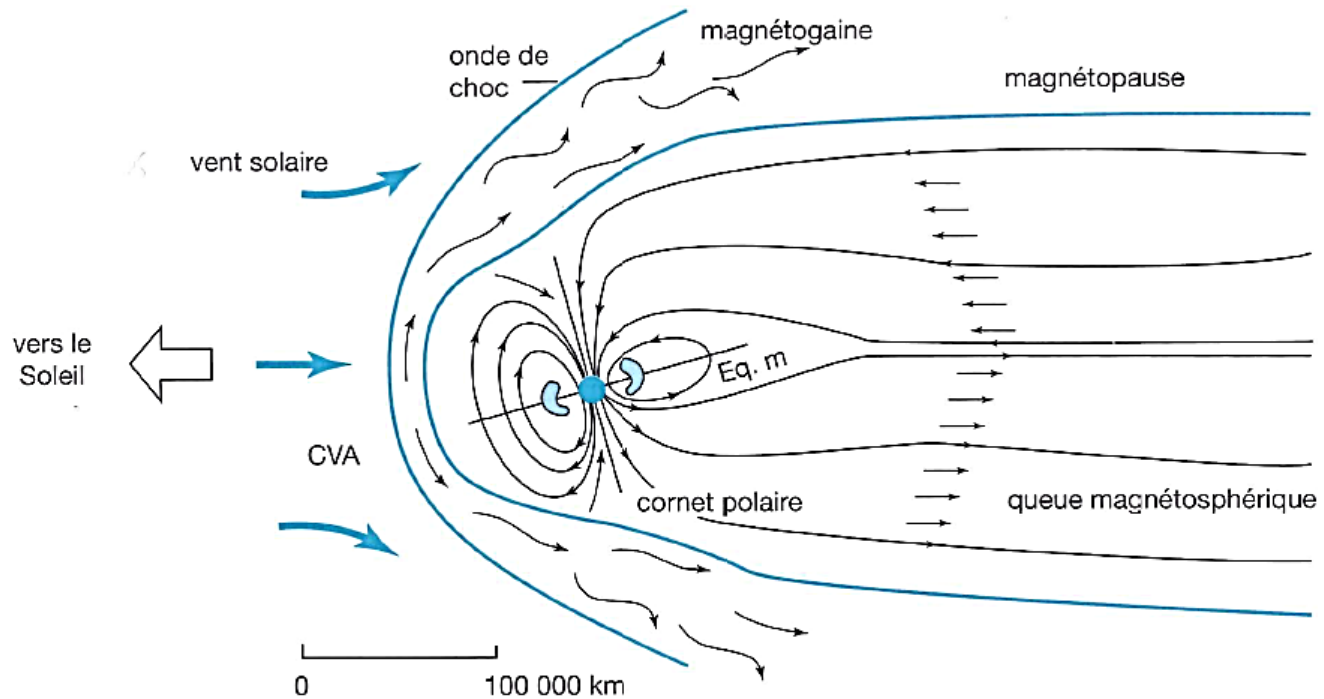
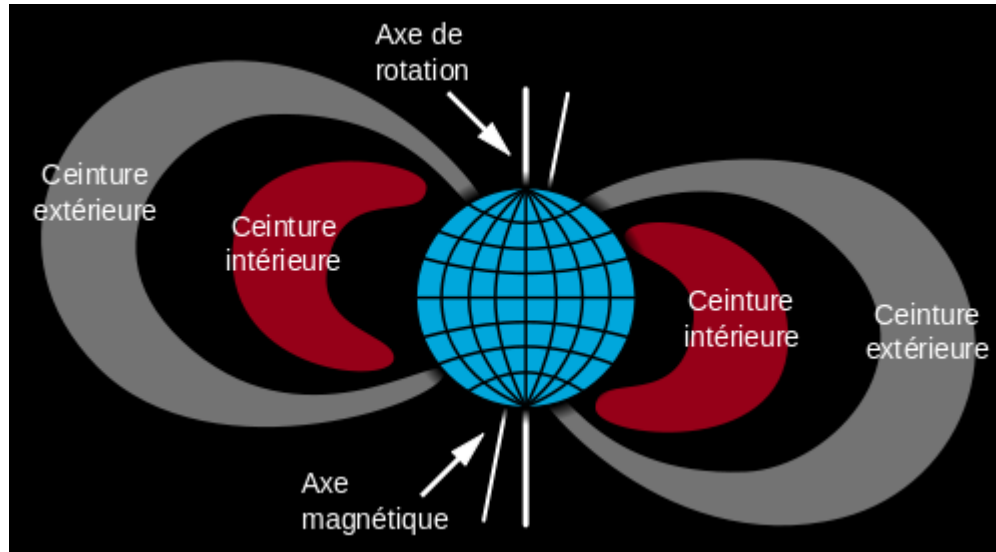


FIGURE 10.31. SCHÉMA SIMPLIFIÉ REPRÉSENTANT LA MAGNÉTOSPHÈRE TERRESTRE DANS L'ESPACE. Éq. m. : équateur magnétique ; CVA : ceintures de Van Allen.



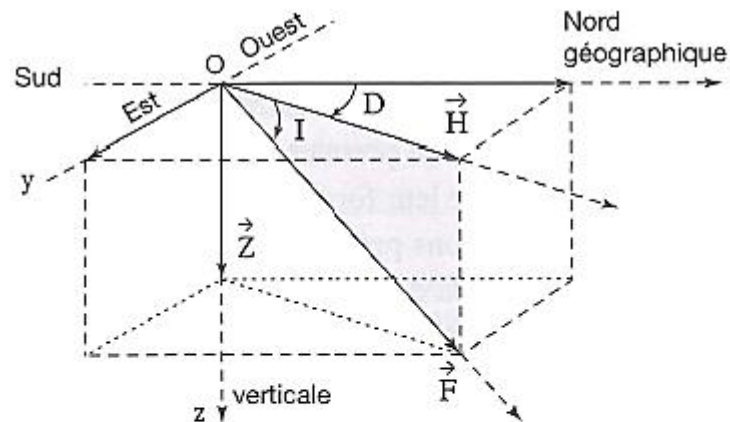


FIGURE 10.32. LES COMPOSANTES DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE EN UN POINT O DONNÉ ET À UN INSTANT DONNÉ.

\vec{F} : vecteur champ magnétique ; \vec{H} : composante horizontale ;

\vec{Z} : composante verticale ; I : inclinaison ; D : déclinaison.

(Ici : $I > 0$, $D < 0$).

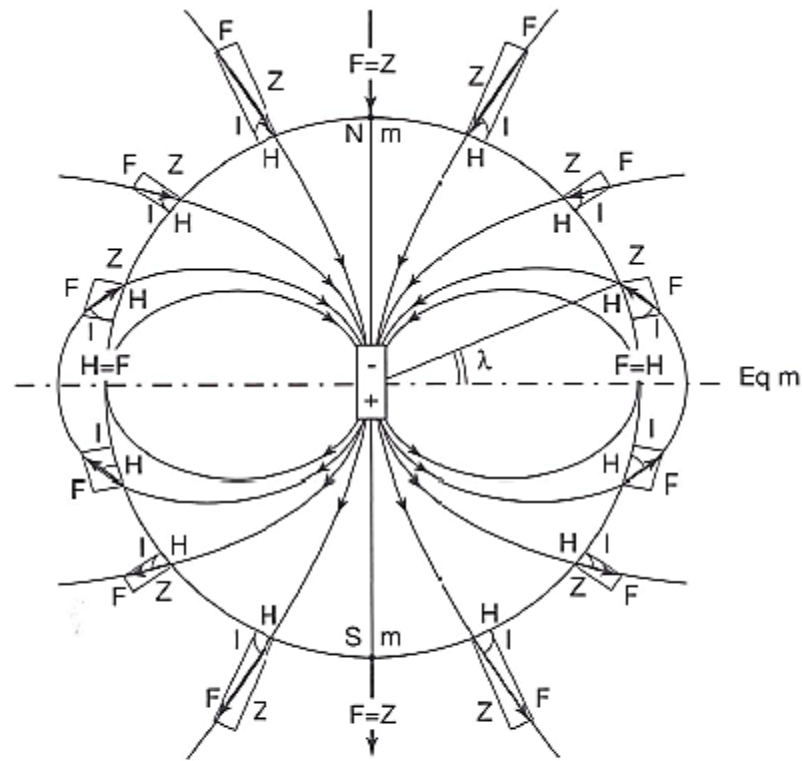


FIGURE 10.33. LES PARAMÈTRES DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE SELON LA LATITUDE. Nm et Sm : pôles nord et sud magnétiques ; Eqm : équateur magnétique ; I : inclinaison ; λ : latitude. En un point de la surface terrestre : $\text{tg } I = 2 \text{ tg } \lambda$. (N.B. : le pôle Nord magnétique des géophysiciens est un pôle Sud pour les physiciens).

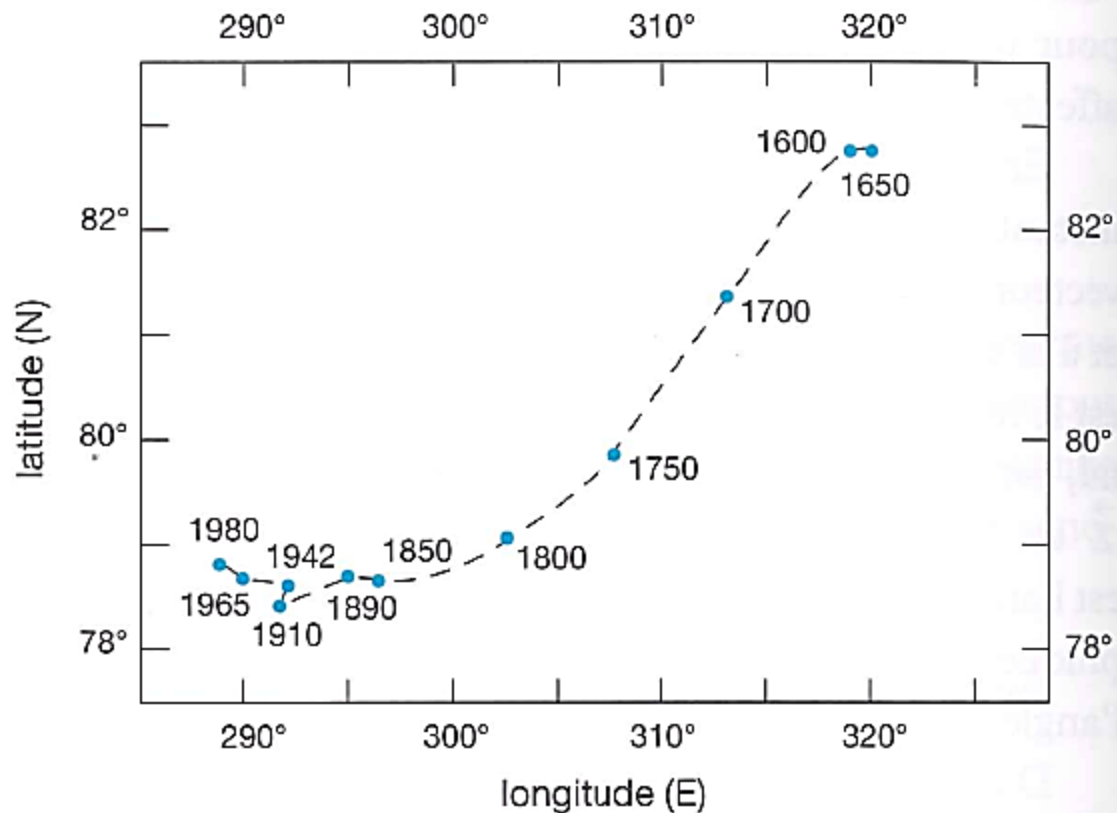


FIGURE 10.34. VARIATION SÉCULAIRE DE LA POSITION DU PÔLE NORD MAGNÉTIQUE, ENTRE 1600 ET 1980. (Pôle Sud magnétique pour les physiciens).
(D'après V. Courtillot et J.-L. Le Mouél, 1988)

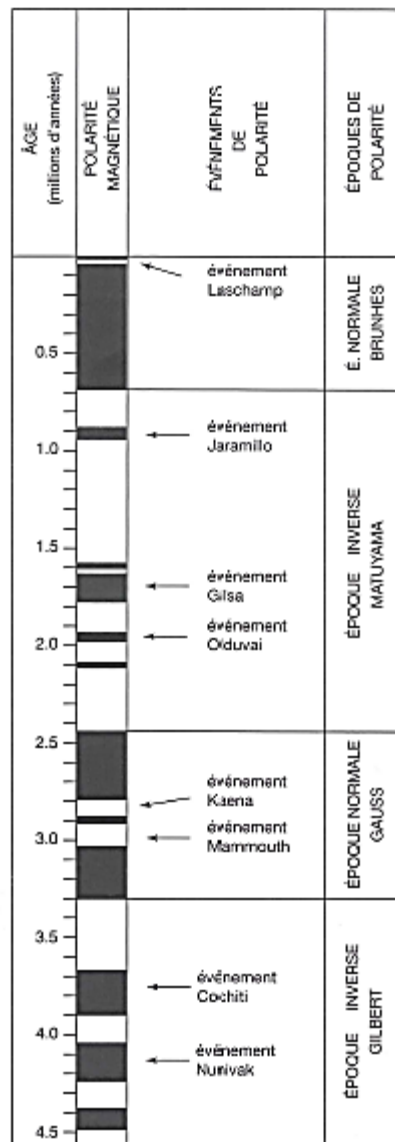


FIGURE 10.35. ÉCHELLE ABSOLUE DES INVERSIONS MAGNÉTIQUES POUR LES 4,5 DERNIERS MA. Par convention, les époques et événements de champ normal (de même sens que le champ actuel) sont figurés en noir. Les autres, durant lesquels le champ était inversé, apparaissent en blanc.

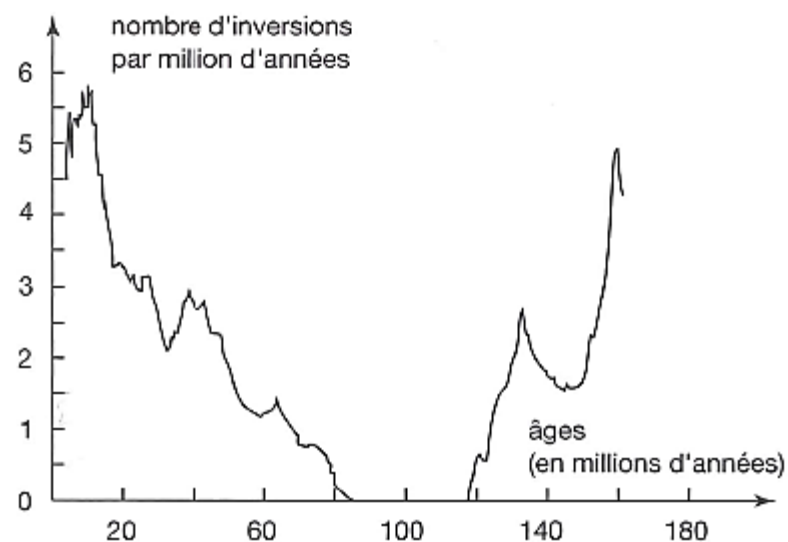


FIGURE 10.36. VARIATION DE LA FRÉQUENCE DES INVERSIONS DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE ENTRE LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR ET AUJOUR-D'HUI. À noter l'absence d'inversion durant une longue période du Crétacé. (D'après R.T. Merrill et P.L. Mc Fadden, 1990)

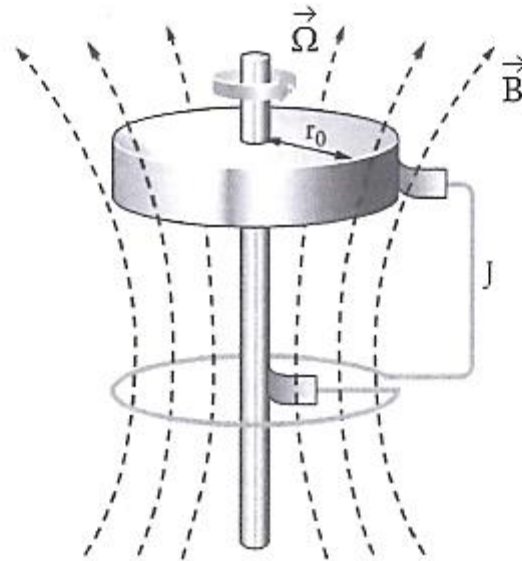


FIGURE 10.37. SCHÉMA DU FONCTIONNEMENT DE LA DYNAMO AUTO-EXCITÉE (BULLARD, 1972). Un disque métallique de rayon r_0 en rotation à la vitesse angulaire Ω dans un champ magnétique B , produit un courant électrique J dans le fil reliant le bord du disque à son axe (J est proportionnel au produit de la vitesse par l'intensité du champ magnétique). Si le fil est bobiné de manière appropriée, le courant électrique génère un champ magnétique qui renforce le champ initial qui peut même être supprimé.

(d'après Nataf et Sommeria, 2000)



***éruption du mont
St Helens***

PROCESSUS	PUISSANCE GLOBALE (W)
Surrection des montagnes	$7 \cdot 10^9$
Volcanisme (dorsales, points chauds)	$8 \cdot 10^{11}$
Tremblements de Terre	$1 \cdot 10^{12}$
Flux de chaleur en surface	$4,2 \cdot 10^{13}$

TABLEAU 10.3. PUISSANCES MOYENNES POUR L'ENSEMBLE DE LA TERRE DES PRINCIPAUX PROCESSUS DE DISSIPATION DE L'ÉNERGIE INTERNE.
(D'après J. Verhoogen, 1980)

$$Ra = \frac{g\beta}{\nu\alpha} (T_s - T_\infty) L_c^3$$

g : constante gravitationnelle

β : coefficient de dilatation thermique volumétrique

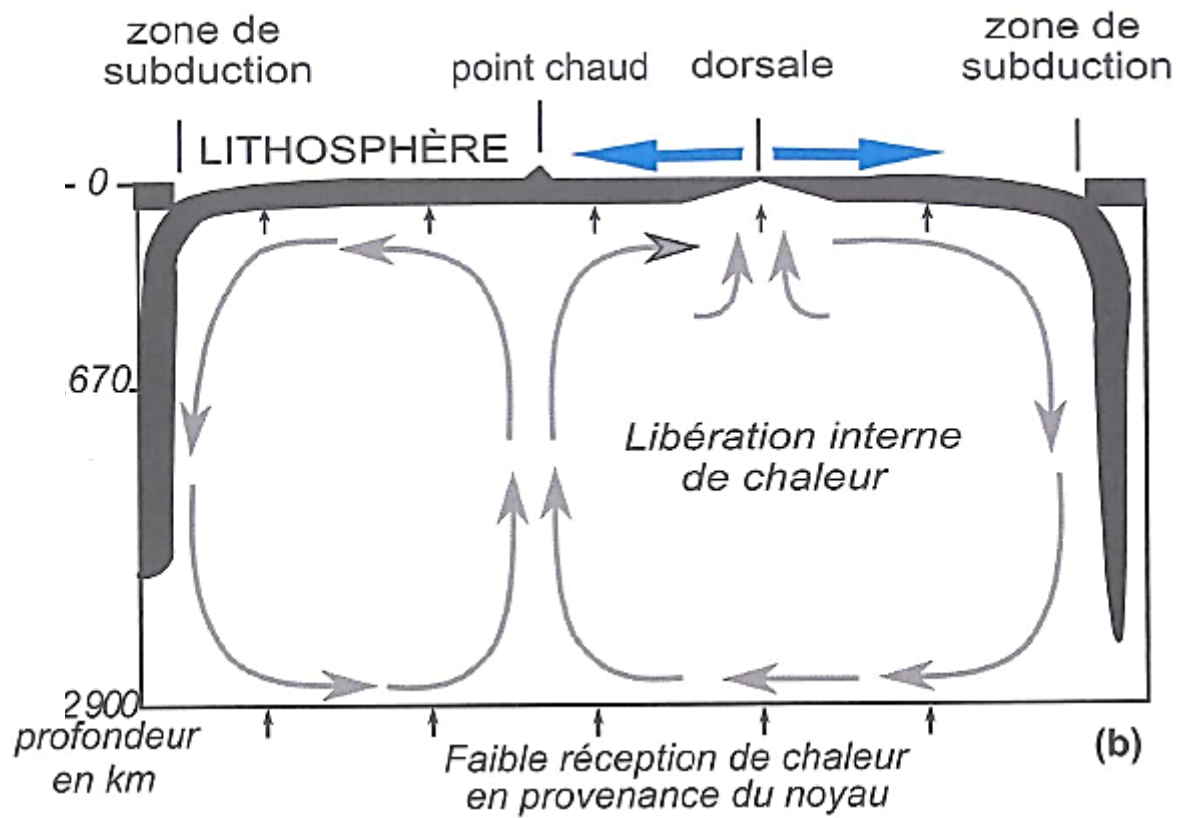
ν : viscosité cinématique

α : diffusivité thermique

T_s : température de la paroi

T_∞ : température du fluide loin de la paroi

L_c : longueur caractéristique



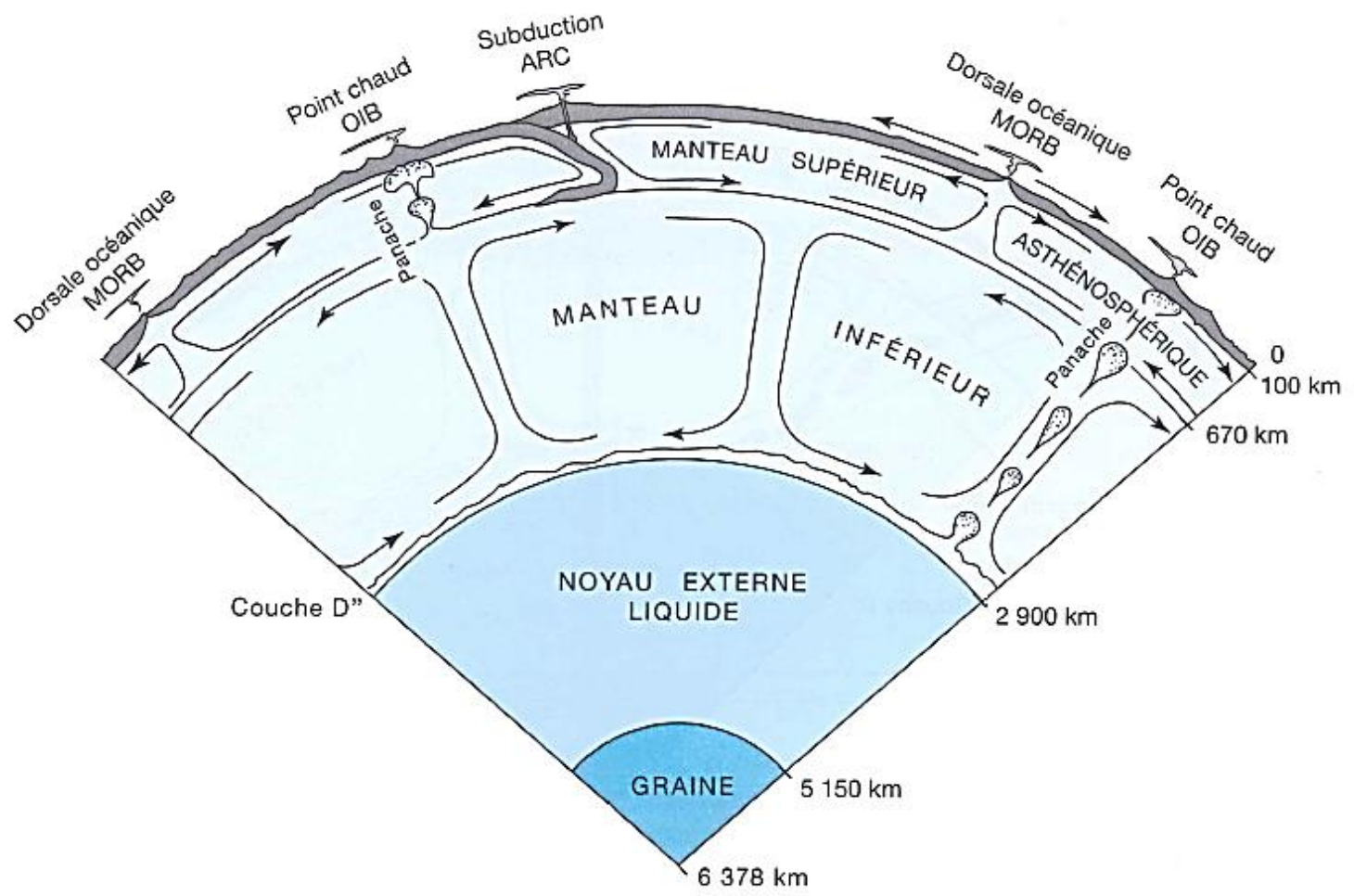


FIGURE 10.38. MODÈLE D'UNE CIRCULATION CONVECTIVE À DEUX NIVEAUX DANS LE MANTEAU TERRESTRE.

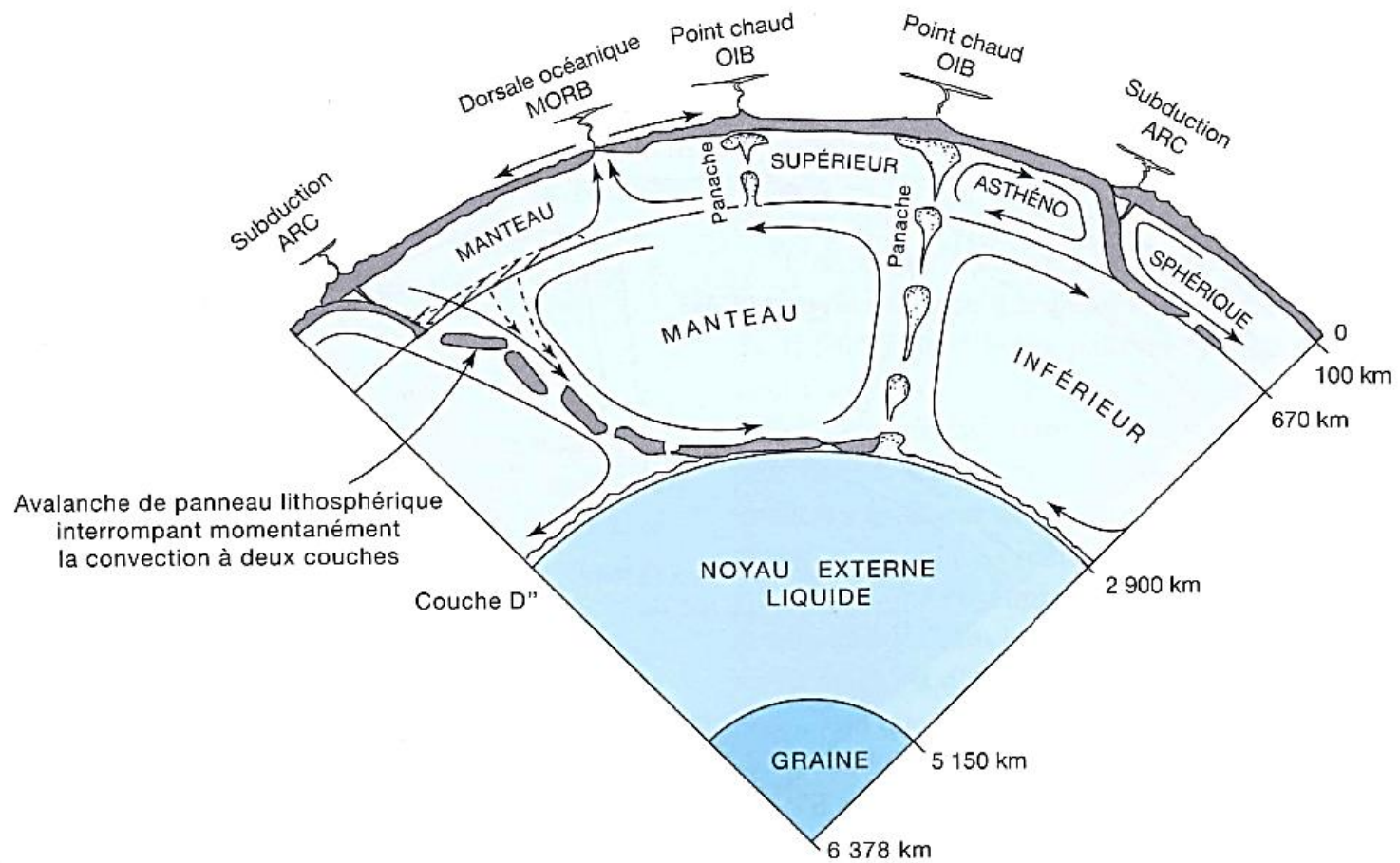
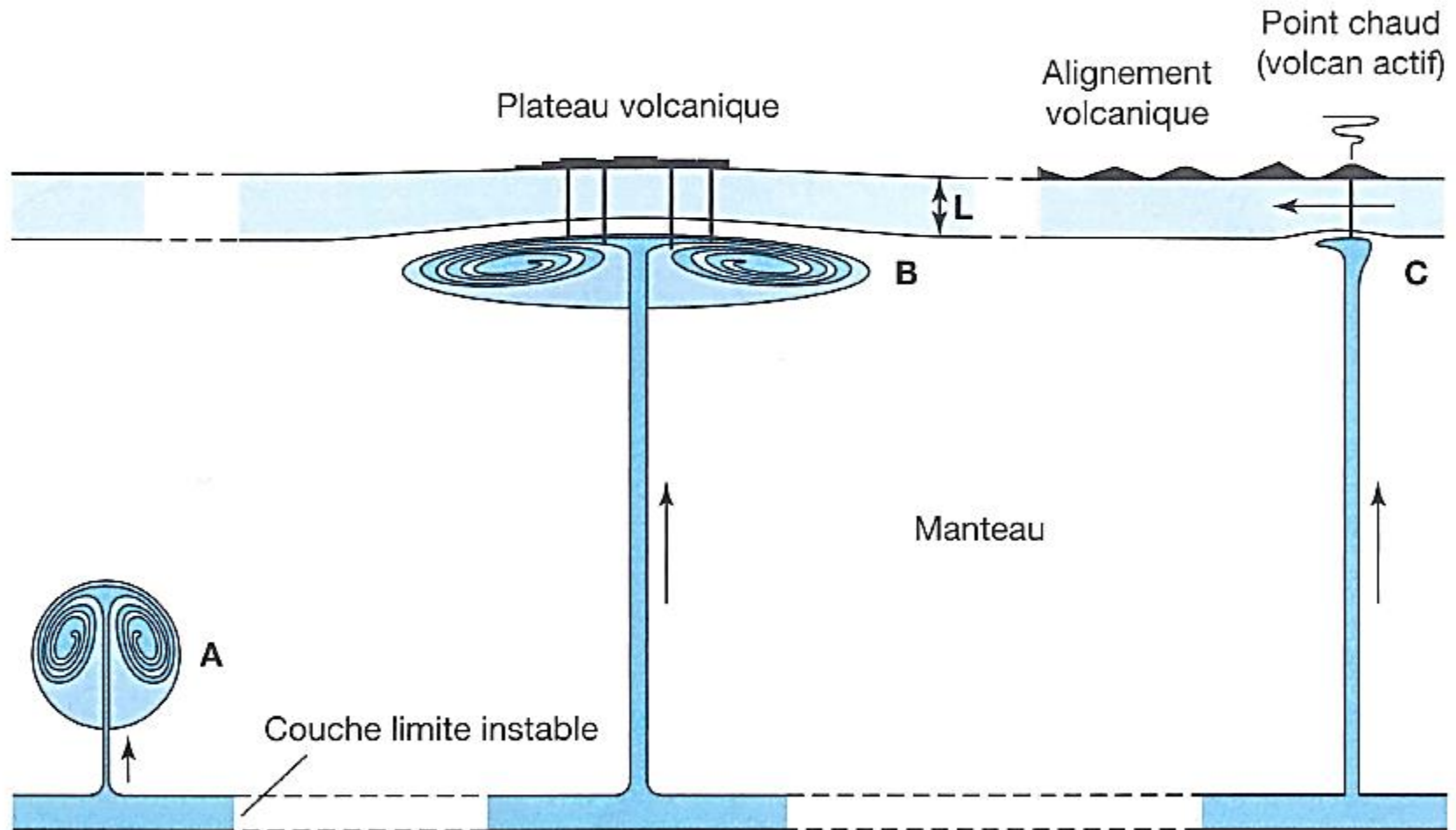
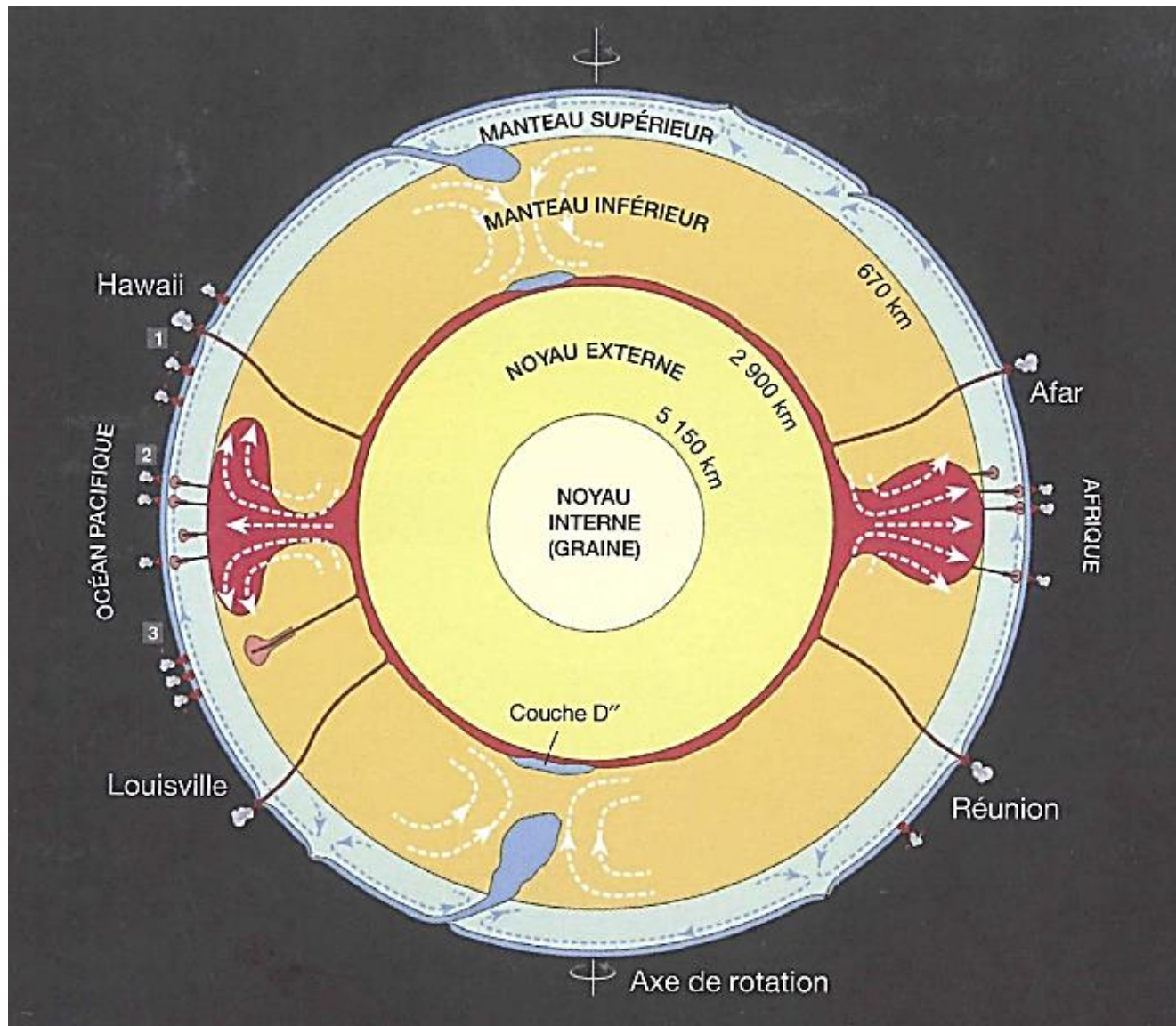
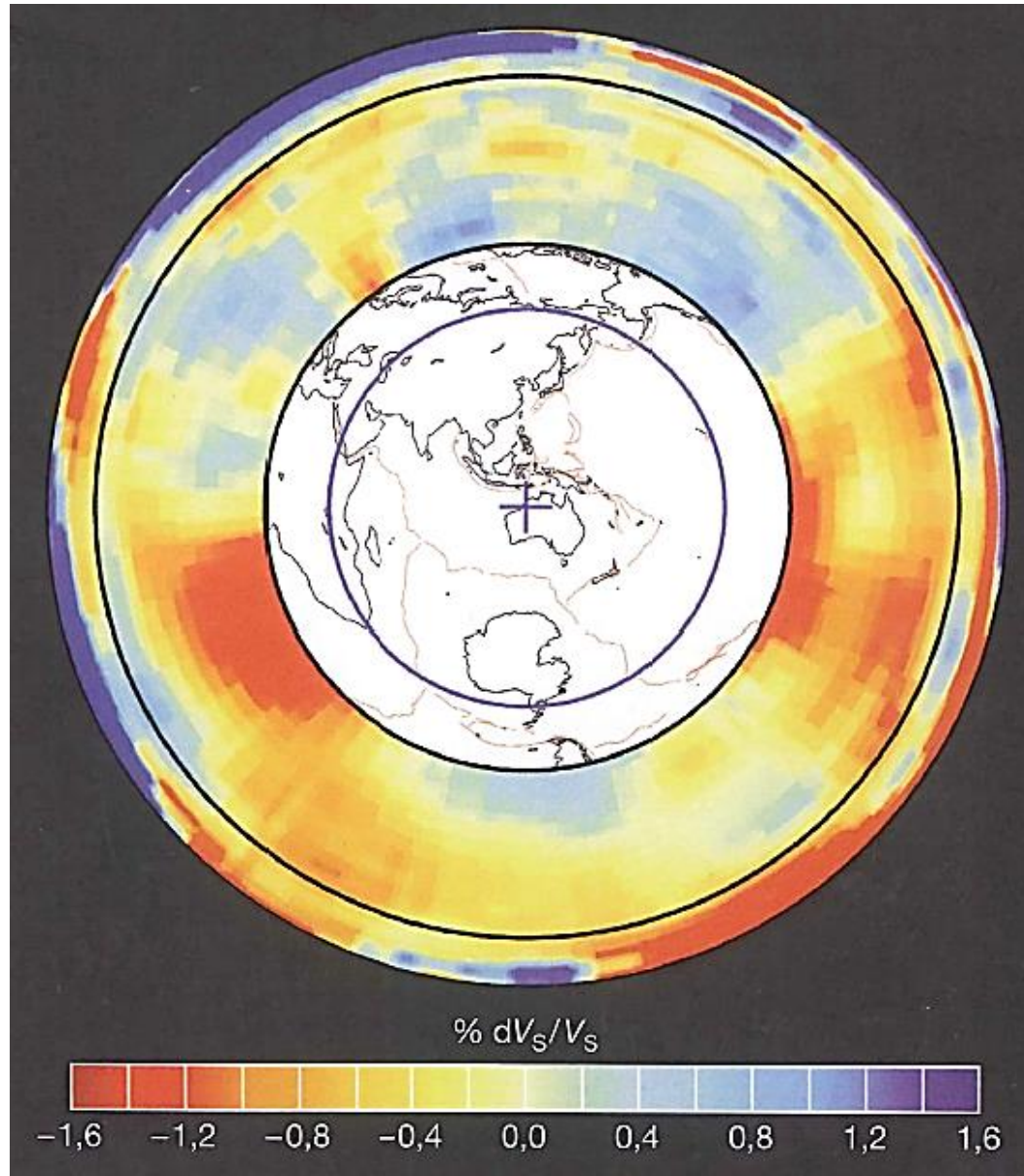


FIGURE 10.39. MODÈLE DE LA CONVECTION PÉNÉTRATIVE.







Sommaire

Données géophysiques

- ✓ ***Données sismiques***
- ✓ ***Gravimétrie***

Composition et dynamique de l'intérieur de la terre

Dynamique de la lithosphère

Grands cycles géodynamiques

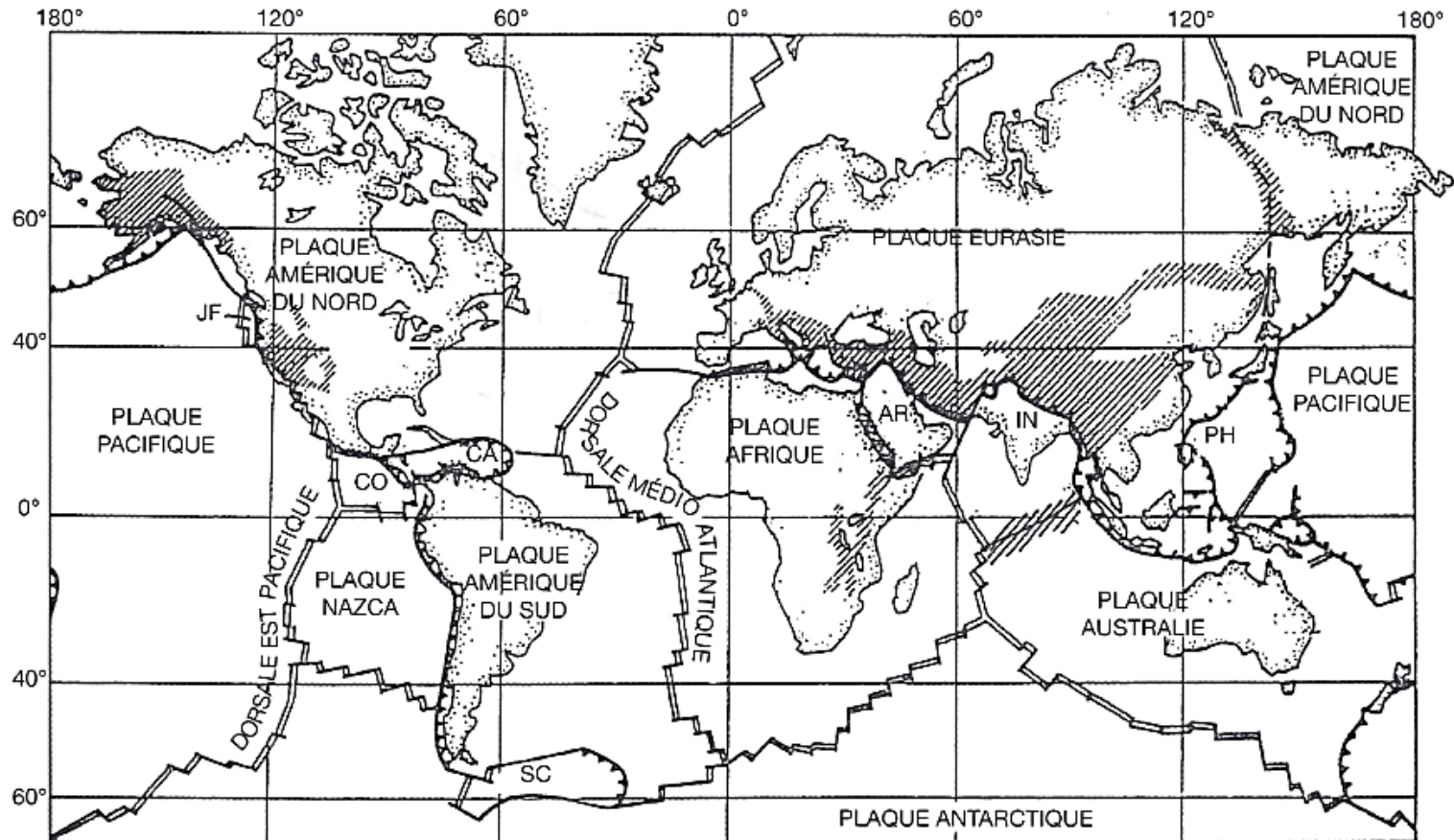


FIGURE 11.14. LES PRINCIPALES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES ET LEURS FRONTIÈRES (en lignes doubles : zone d'accrétion océanique ; lignes avec triangles : zone de subduction et de collision ; lignes simples : failles transformantes). Parties hachurées : zones de déformations intra-plaques actives. AR : Arabie ; CA : Caraïbes ; CO : Cocos ; IN : Inde ; JF : Juan de Fuca ; PH : Philippines ; SC : Scotia.

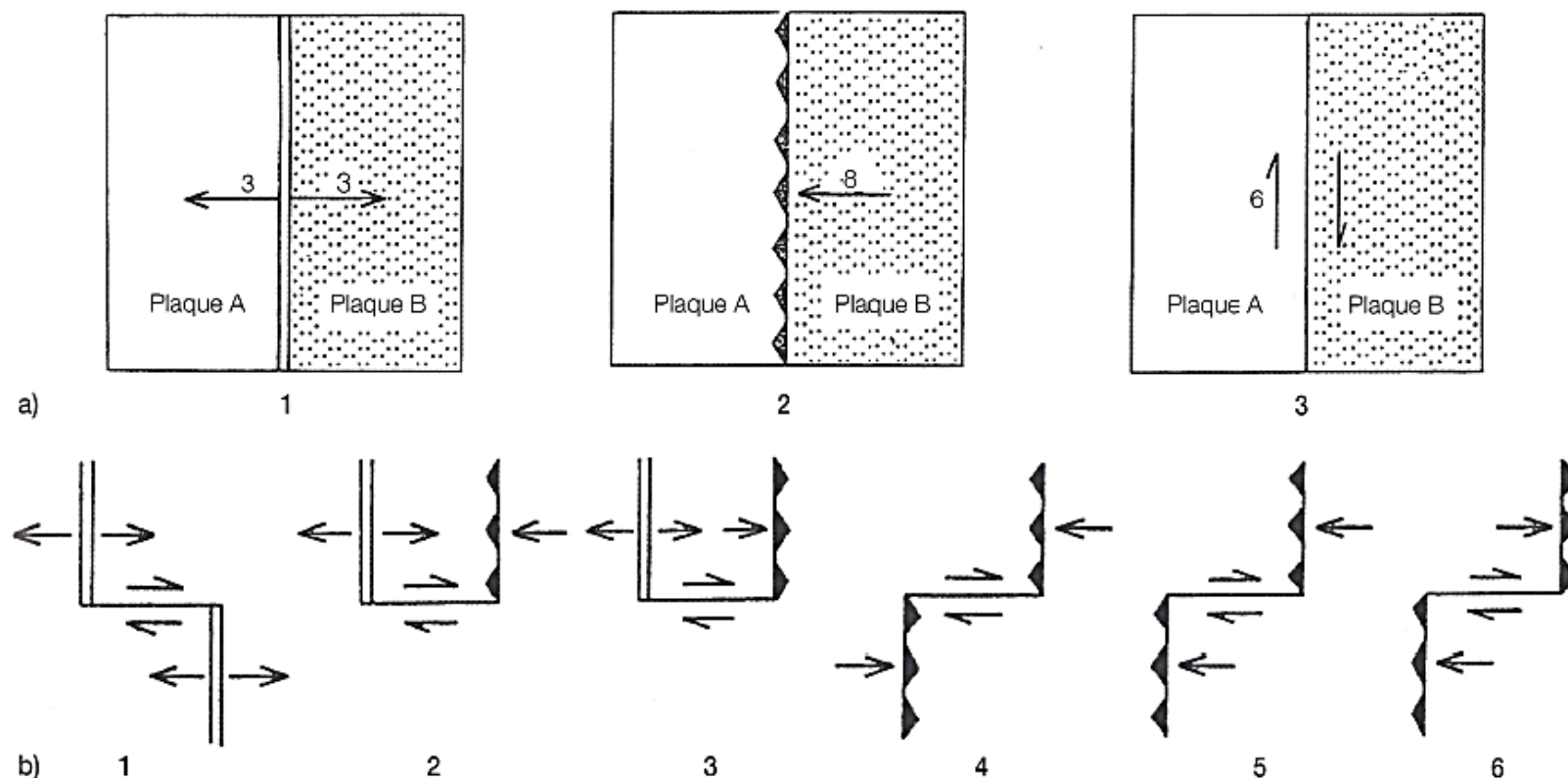
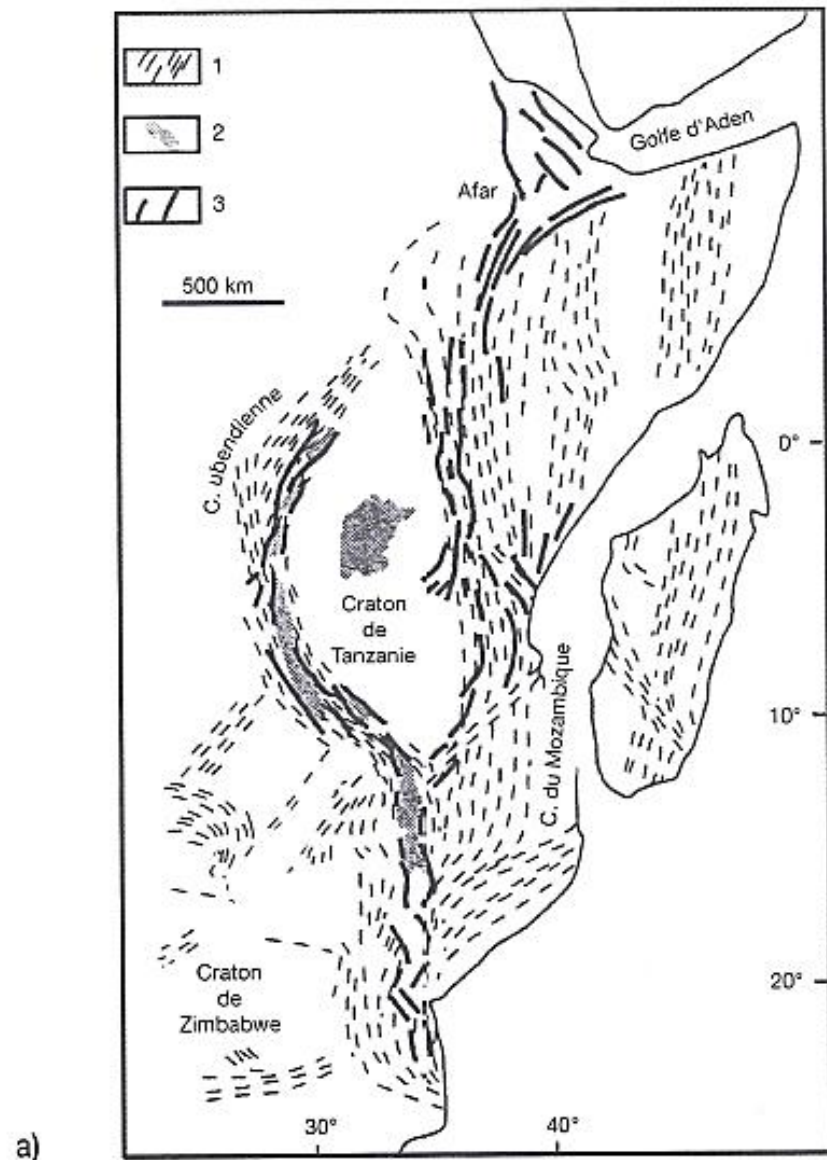
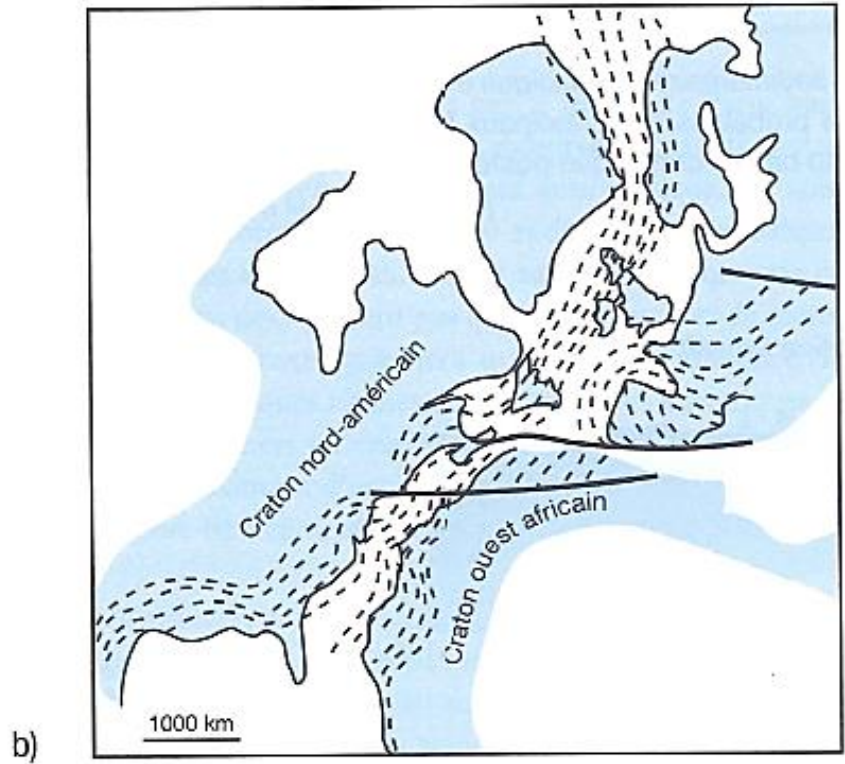


FIGURE 11.15. LES FRONTIÈRES DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES. a : Les trois types de frontières entre deux plaques A et B ; 1 : constructive, représentée par la double ligne symbolisant l'axe d'une dorsale océanique, les flèches donnant la direction et les chiffres le taux de l'expansion (sur l'exemple donné, le demi taux d'expansion est de 3 cm/an; autrement dit, chaque plaque s'accroît à la vitesse de 3 cm/an, et chaque plaque se déplace de 6 cm par rapport à l'autre ; 2 : destructive, représentée par une ligne portant des triangles placés dans la plaque chevauchante, une flèche et un chiffre indiquant la direction et le taux de rapprochement relatif entre les deux plaques (sur l'exemple donné, la plaque B entre en subduction sous la plaque A à la vitesse de 8 cm/an) ; 3 : conservatrice, représentée par une ligne simple symbolisant une faille transformante, deux demi-flèches et un chiffre indiquant le mouvement et la vitesse relative (dans le cas illustré : 6 cm/an). b : Les six types de failles transformantes dextres ; 1 : ride à ride ; 2 et 3 : ride à zone de subduction ou de collision ; 4, 5 et 6 : subduction ou collision à subduction ou collision. Il existe les six types correspondants de failles transformantes sénestres.





a)



b)

FIGURE 11.117. CARTES SCHÉMATIQUES ILLUSTRANT LE PARALLÉLISME ENTRE LE RIFTING ET LA FABRIQUE STRUCTURALE DE LA CROÛTE CONTINENTALE. a : Cas du rift est-africain avec 1 : grain tectonique du socle ; 2 : lacs ; 3 : failles normales. b : Cas du rifting de l'Atlantique nord. Commentaire dans le texte.

(D'après Vauchez et al. (1997), modifié)

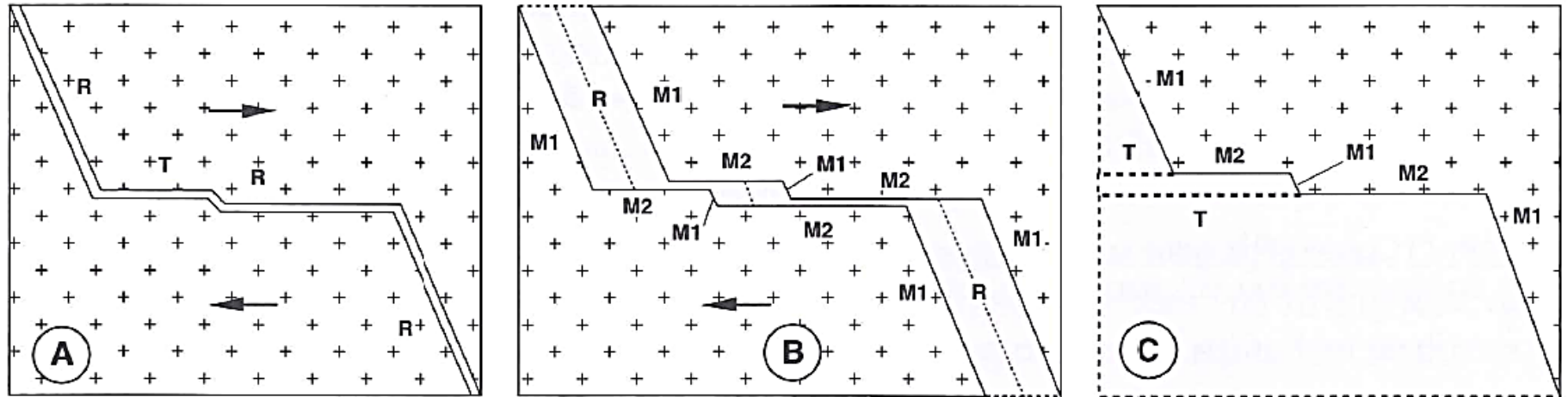


Fig. I.10 La déchirure continentale vue en plan, et la distinction entre les marges passives de coulissement et les marges passives de divergence. R : rift continental au sens strict; T : faille transformante intra-continentale; M1 : marge continentale de divergence (on dit aussi marge d'arrachement, ou d'étirement); M2 : marge continentale de coulissement (on dit aussi marge transformante). A, B, C : stades successifs de la divergence des plaques.

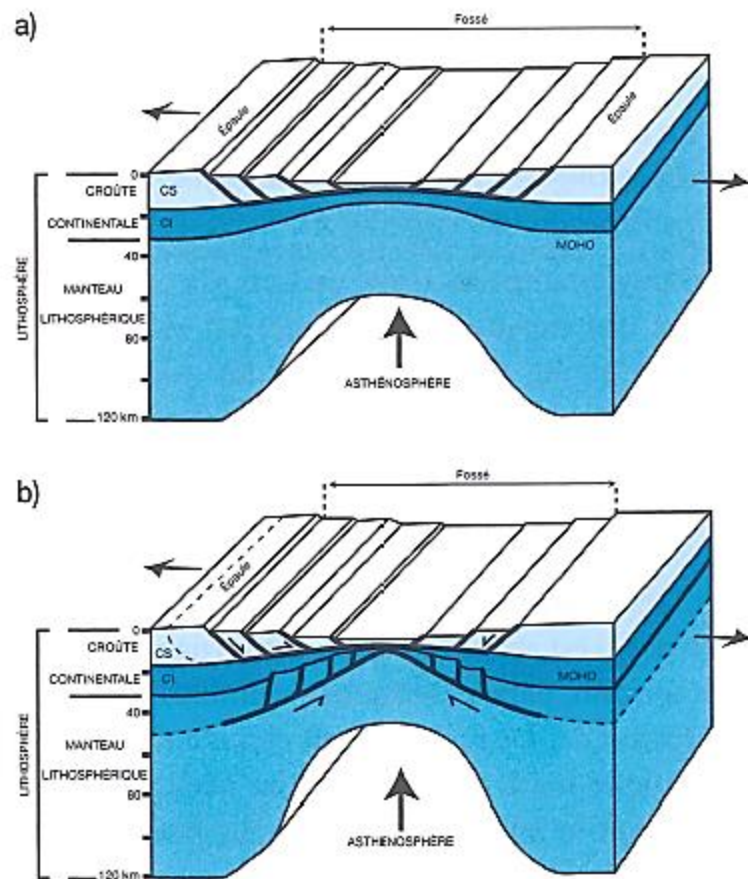


FIGURE 11.113. DEUX MODÈLES EXPLICATIFS DU « RIFTING » CONTINENTAL. a : modèle d'amincissement lithosphérique et de « rifting » par cisaillement pur (ou par aplatissement) ; b : modèle par cisaillement simple, inspiré d'expériences analogiques, sur lequel les cisaillements conjugués se raccordent aux toits des deux parties ductiles de la lithosphère continentale à savoir, la croûte inférieure et la partie la plus profonde du manteau lithosphérique. Noter, dans ce second modèle, la dissymétrie introduite dans la structure du fossé d'effondrement et le décalage vers un des flancs du fossé de la remontée asthénosphérique. CS : croûte continentale supérieure ; CI : croûte continentale inférieure.

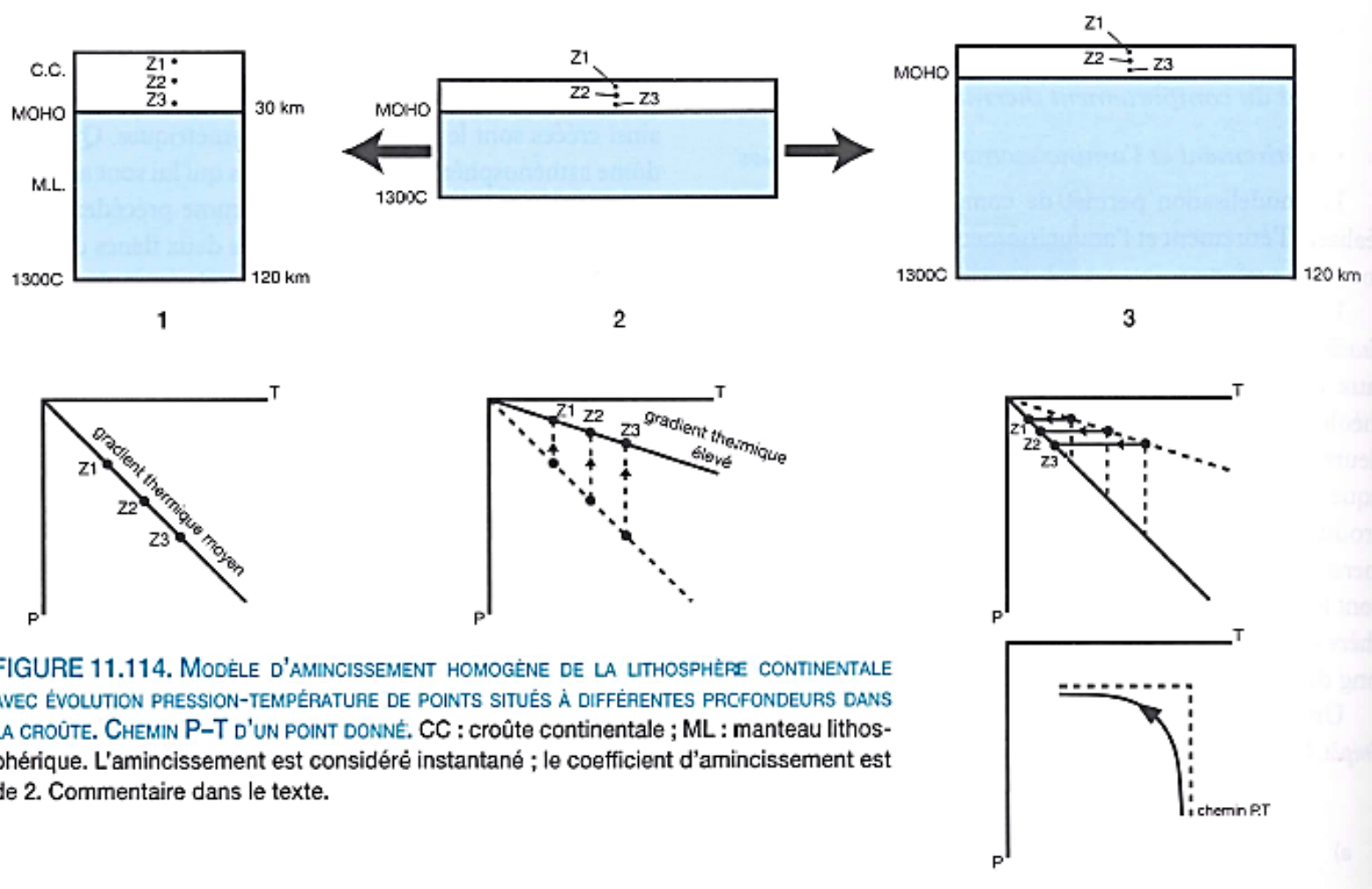


FIGURE 11.114. MODÈLE D'AMINCISSEMENT HOMOGÈNE DE LA LITHOSPHÈRE CONTINENTALE AVEC ÉVOLUTION PRESSION-TEMPÉRATURE DE POINTS SITUÉS À DIFFÉRENTES PROFONDEURS DANS LA CROÛTE. CC : croûte continentale ; ML : manteau lithosphérique. L'amincissement est considéré instantané ; le coefficient d'amincissement est de 2. Commentaire dans le texte.

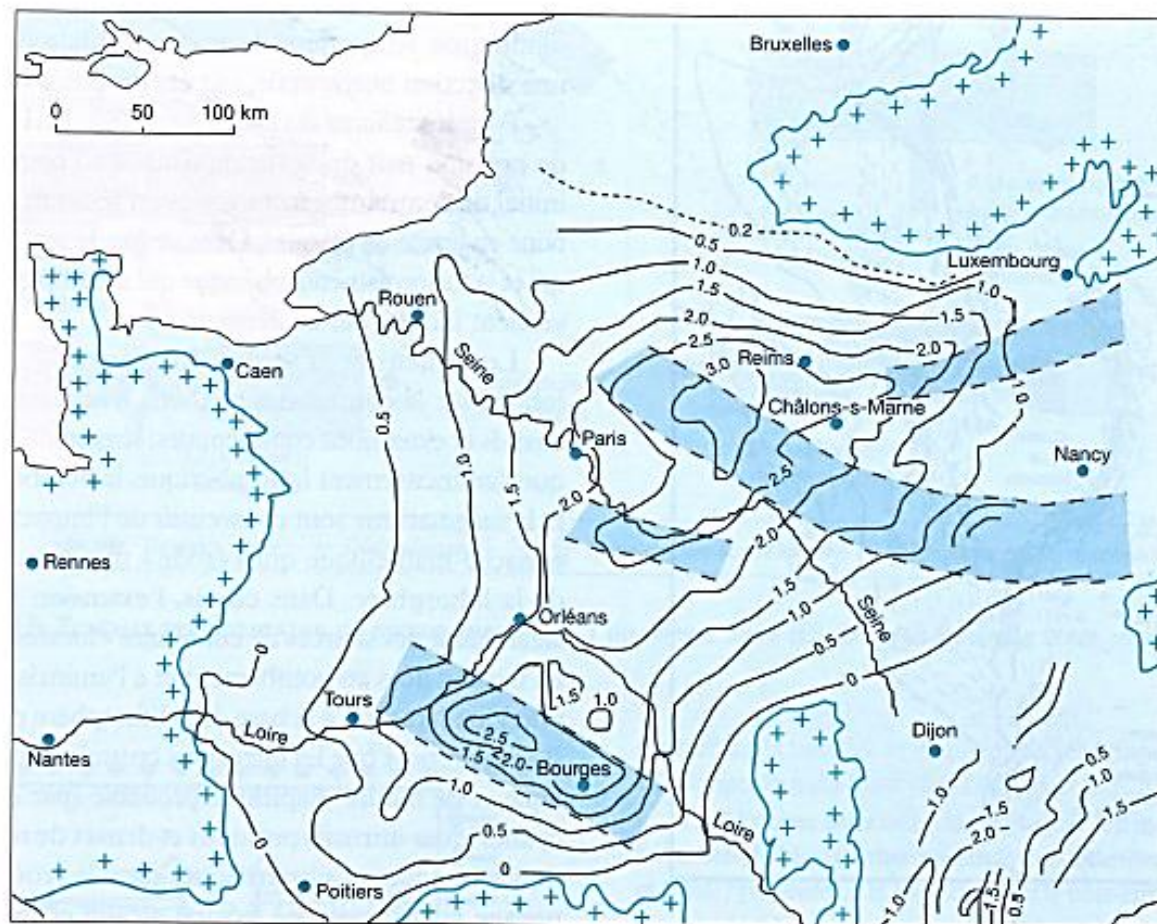


FIGURE 11.115. LE BASSIN DE PARIS. L'épaisseur variable du remplissage sédimentaire mésozoïque et tertiaire est donnée par les isobathes en kilomètres du toit du soubassement hercynien. Les emplacements probables des principaux fossés du rift permien, signalés en bleu foncé, coïncident avec les parties centrales à subsidence maximum du bassin cratonique postérieur.

(D'après Jacob et Debeglia, 1984, modifié)

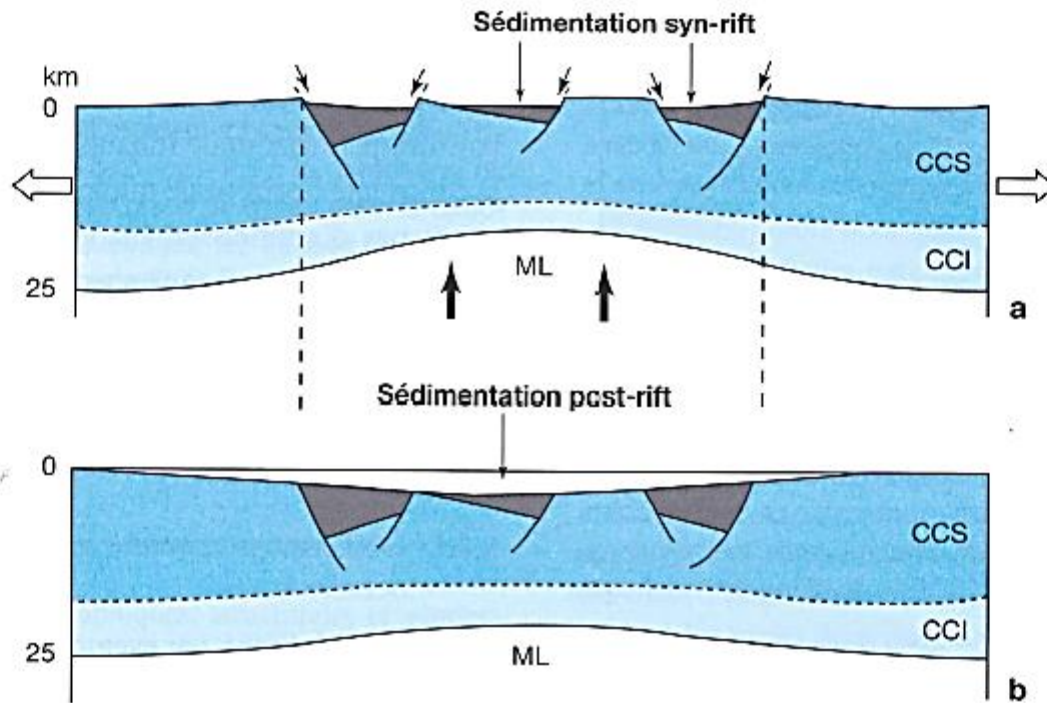


FIGURE 11.116. MODÈLE DE FORMATION D'UN BASSIN SÉDIMENTAIRE SUPERPOSÉ À UN ANCIEN RIFT QUI A CESSÉ D'ÉVOLUER. a : stade rift continental avec amincissement de la croûte continentale supérieure (CCS) fragile et de la croûte continentale inférieure (CCI) ductile. La remontée du manteau lithosphérique (ML) provoque une intumescence thermique. b : la subsidence post-rift par détumescence thermique, engendre un bassin sédimentaire intracontinental, bien plus vaste que la région du rift qui est à son origine.

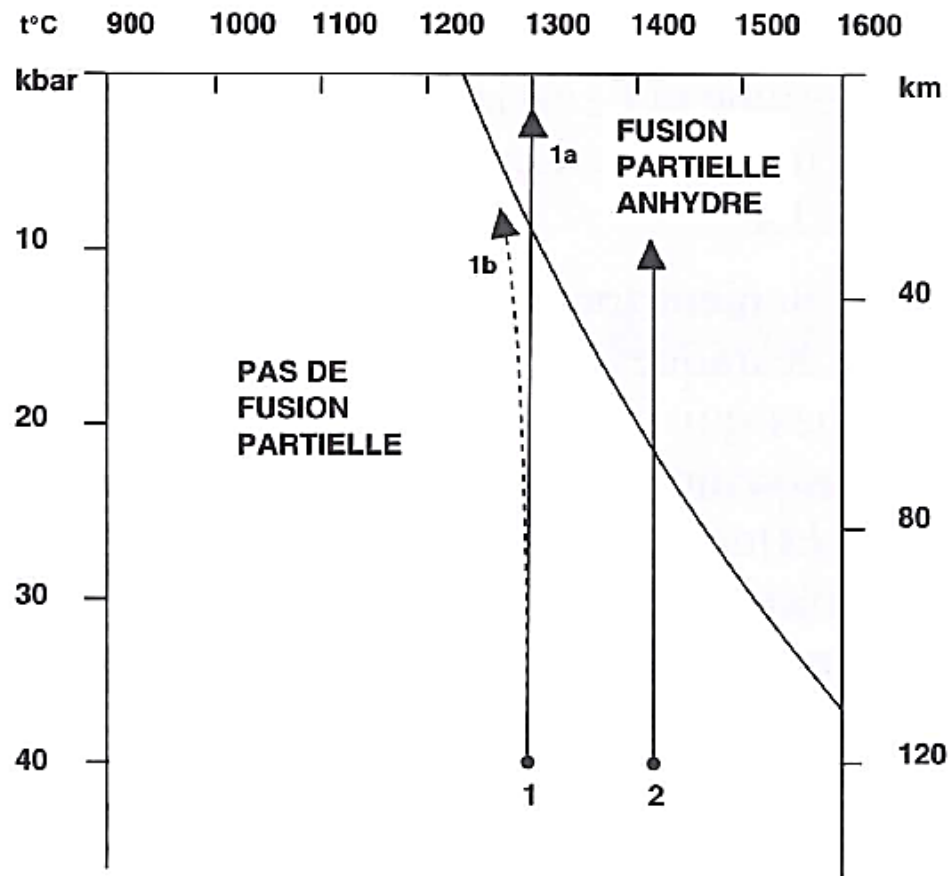


Fig. 1.8 La fusion anhydre des péridotites sous l'effet d'une diminution de la pression; 1a : sans perte de chaleur, à 1300 °C; 1b : avec perte de chaleur, à moins de 1300 °C; 2 : à 1400 °C et sans perte de chaleur, au sommet d'un « panache ». D'après Komprobst, 1989.

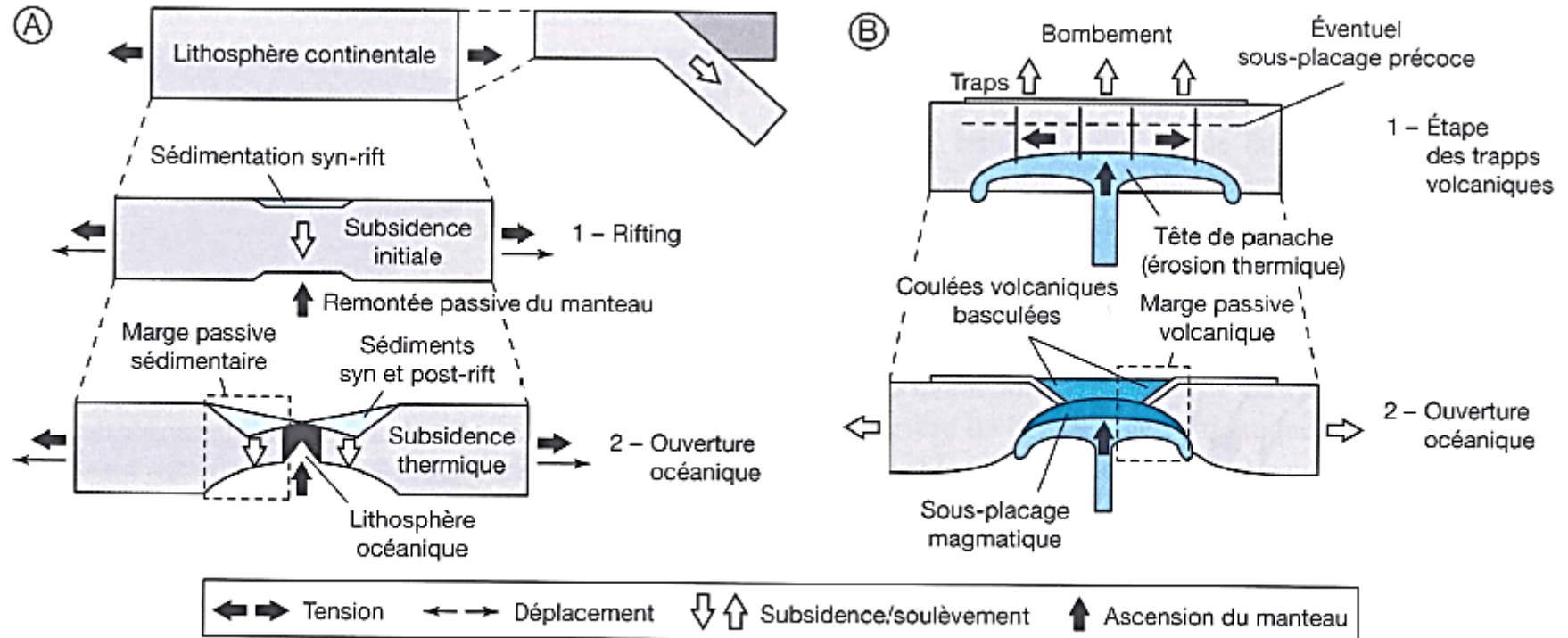
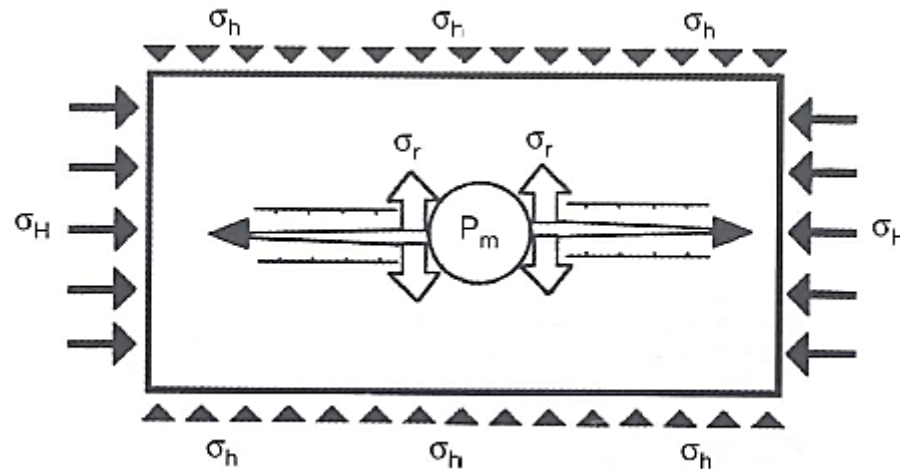


FIGURE 11.118. SCHEMAS REPRESENTATIFS DU RIFTING PASSIF (A) ET DU RIFTING ACTIF (B). D'après Geoffroy, 2005, modifié. Commentaire dans le texte.



**FIGURE 11.119. MODÈLE DE GENÈSE ET DE PROPAGATION D'UNE ZONE EN EXTENSION À PARTIR D'UN CYLINDRE MAGMATIQUE SOUS PRES-
 SION D'ORIGINE MANTELLIQUE.** σ_H : contrainte horizontale maximale ;
 σ_h : contrainte horizontale minimale ; P_m : pression magmatique
 dans le cylindre vertical ; σ_r : contraintes tectoniques locales en
 tension (leurs valeurs décroissent rapidement selon la direction de
 σ_H , depuis un maximum égal à $3\sigma_h - \sigma_H - P_m$ à la périphérie du
 cylindre) qui permettent la mise en place de dykes selon la direc-
 tion d'injection du magma indiquées par les flèches blanches à
 pointe noire, même dans un contexte de forte pression horizontale.

(D'après Geoffroy, 1998)

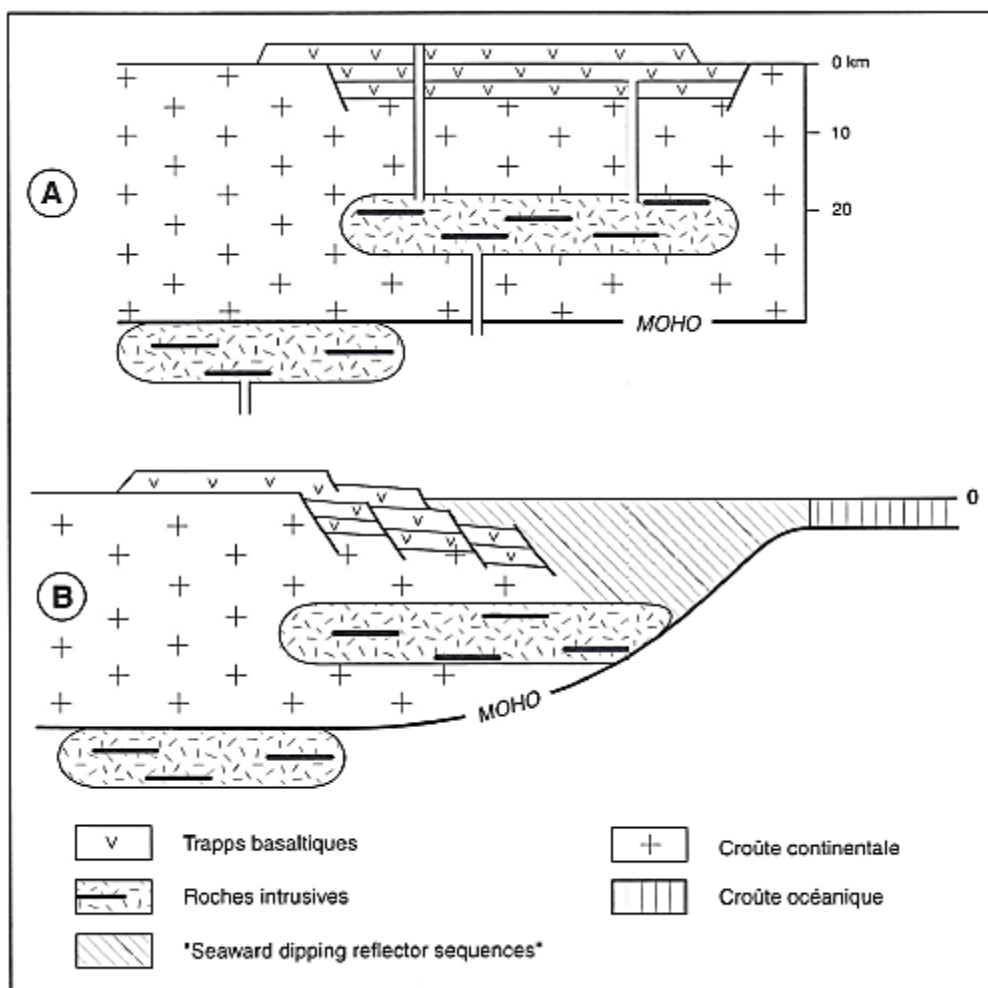


Fig. 9.6 Formation d'une marge continentale passive volcanique. A : stade antérieur à la rupture continentale. Trapps basaltiques et roches intrusives (sous-placage magmatique). B : stade postérieur à la rupture continentale. Marge volcanique caractérisée par la présence de séquences volcaniques de type SDRS (d'après Saunders *et al.*, 1996, modifié).

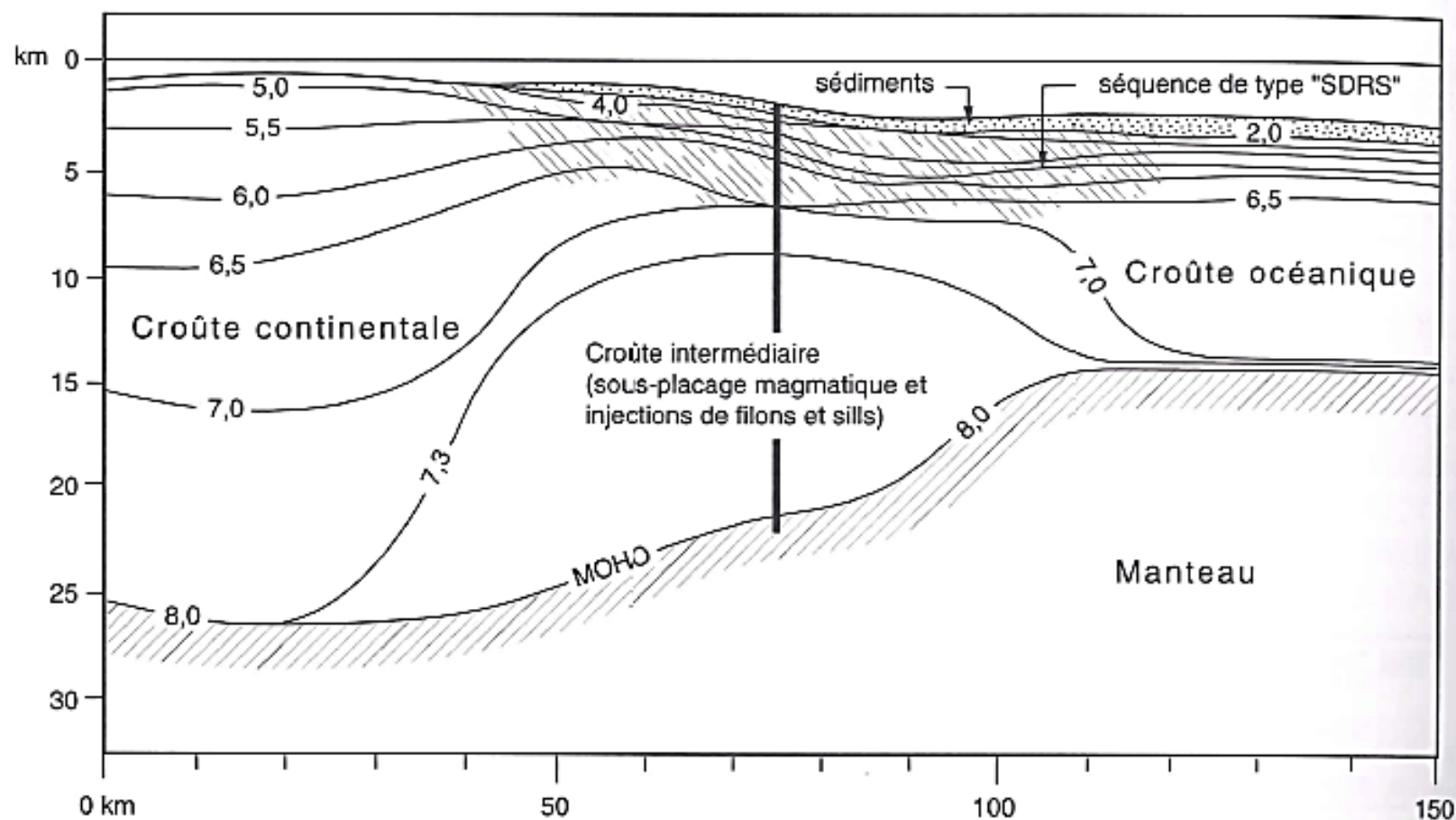


Fig. 9.8 Passage latéral croûte continentale – croûte océanique au niveau du banc de Hatton (province Nord-Atlantique). Les chiffres indiquent les vitesses sismiques (en km/s). La ligne verticale correspond à la coupe de la fig. 9.10 (d'après White, 1992).

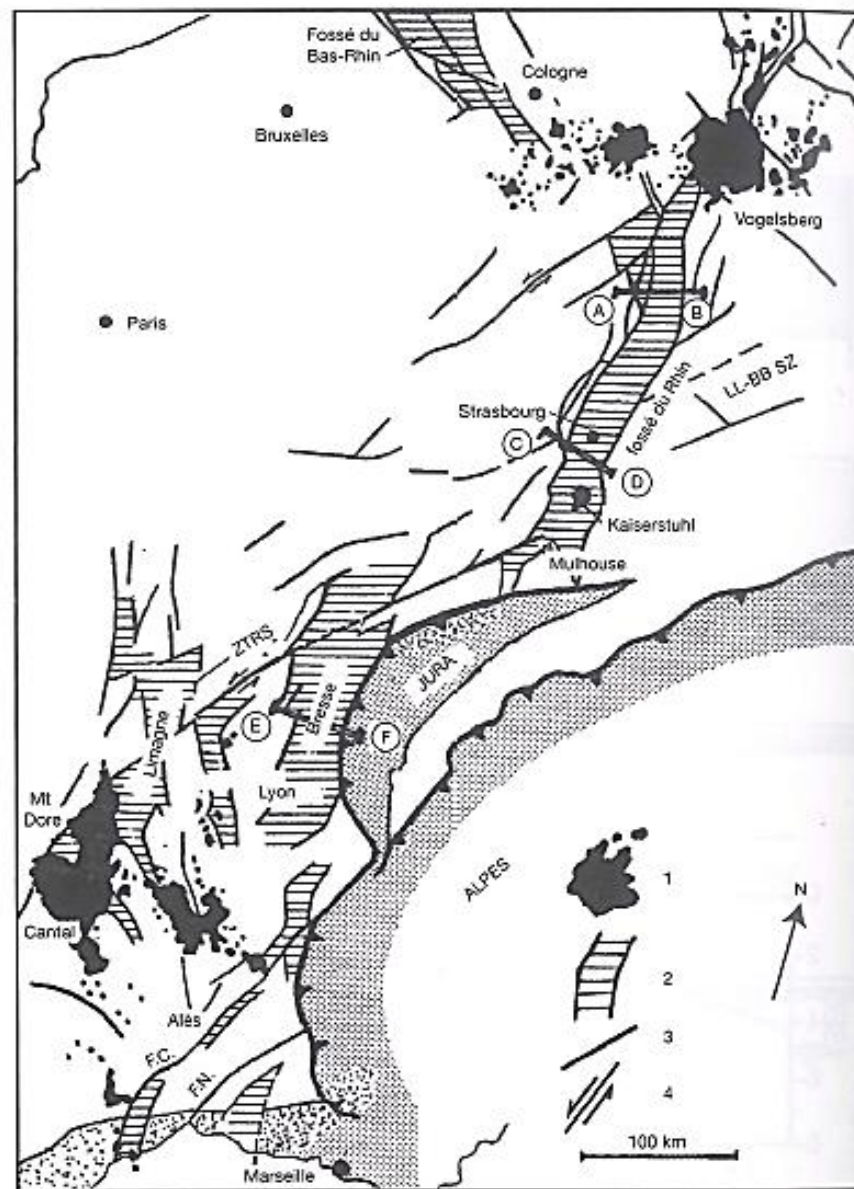


FIGURE 11.109. LE RIFT TERTIAIRE OUEST-EUROPÉEN. 1 : volcanisme cénozoïque alcalin ; 2 : principaux fossés et leurs failles bordières ; 3 : failles ; 4 : failles de transfert et leurs jeux décrochants (FC : faille des Cévennes ; FN : faille de Nîmes ; ZTRS : zone transformante Rhin-Saône ; LL-BBSZ : Lalaye-Baden Baden Shear Zone).
 (D'après Maury et Varet, 1980)

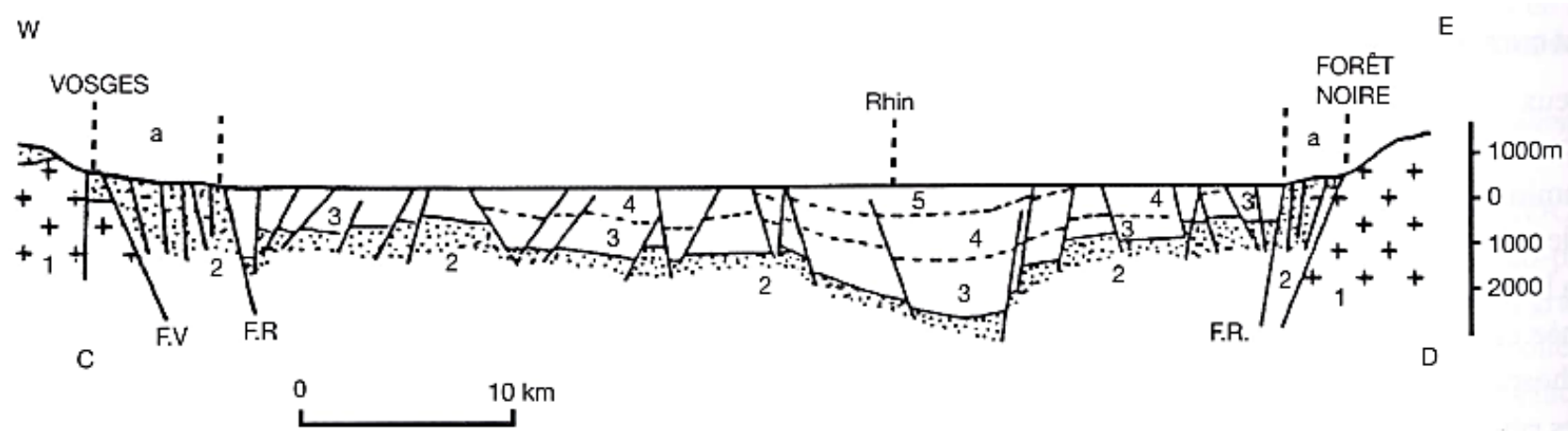
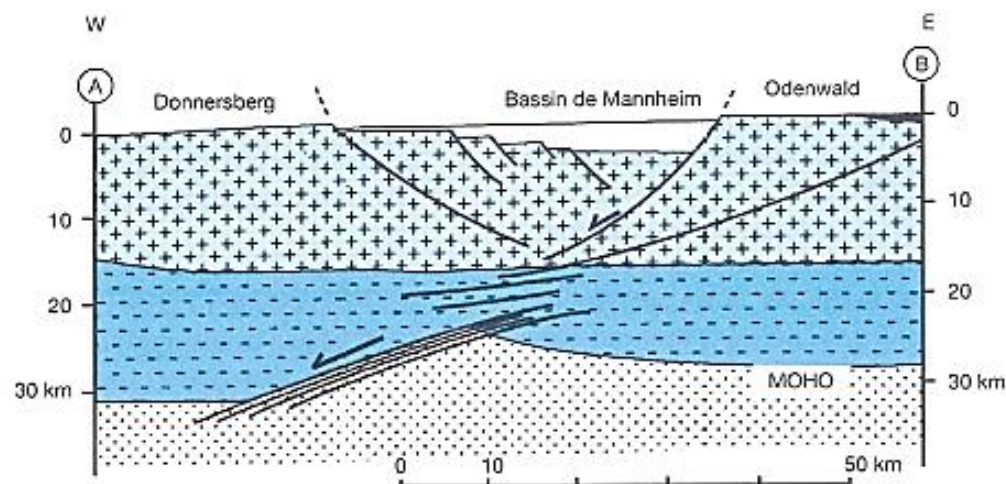
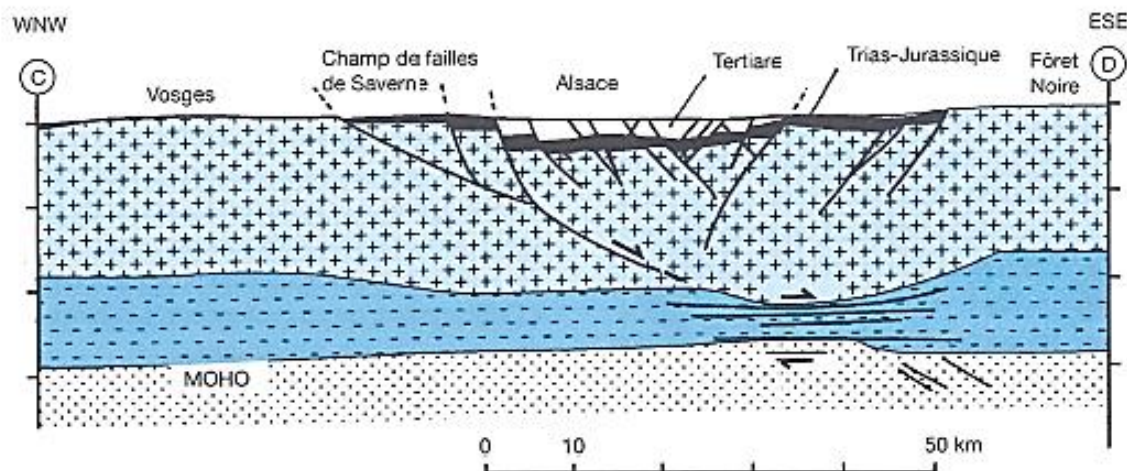


FIGURE 11.110. COUPE GÉOLOGIQUE À TRAVERS LA PARTIE SUD DU FOSSÉ DU RHIN. a : champs de fractures bordiers ; 1 : socle hercynien ; 2 : Mésozoïque ; 3 : Oligocène inférieur ; 4 : Oligocène moyen ; 5 : Oligocène supérieur ; F.V : faille vosgienne ; F.R : failles rhénanes.
(D'après Sittler, 1974)



Fossé du Rhin (Nord)



Fossé du Rhin (Sud)

FIGURE 11.112. TROIS COUPES INTERPRÉTÉES À L'ÉCHELLE CRUSTALE À TRAVERS LES FOSSÉS DU RHIN (AB ET CD) ET DE BRESSE (EF), D'APRÈS LES DONNÉES DE LA SISMIQUE RÉFLEXION ÉCOUTE LONGUE (SITUATION FIG. 11.109). En pointillés : manteau lithosphérique ; en tiretés : croûte continentale inférieure « litée » ; croix : croûte supérieure.
(D'après Villemin et Brun, 1990)

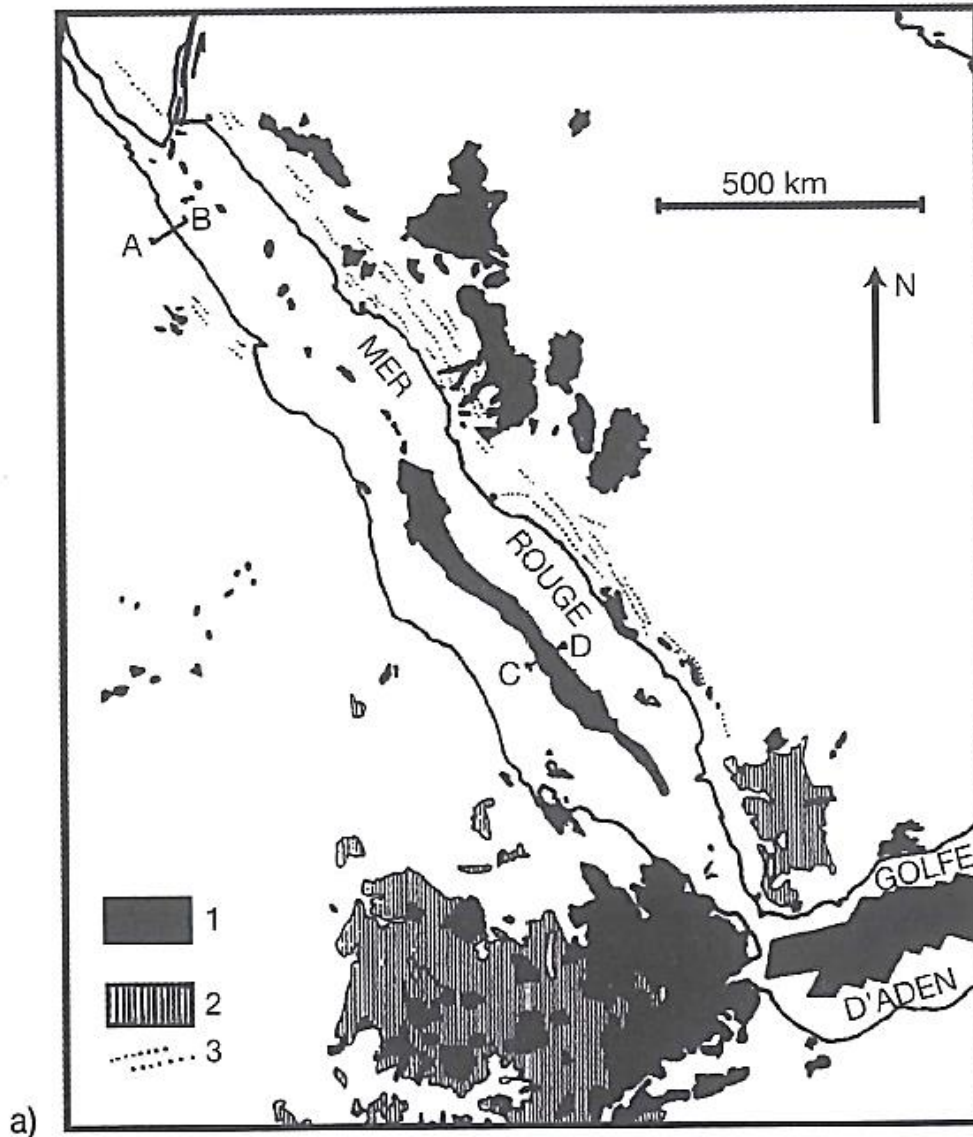
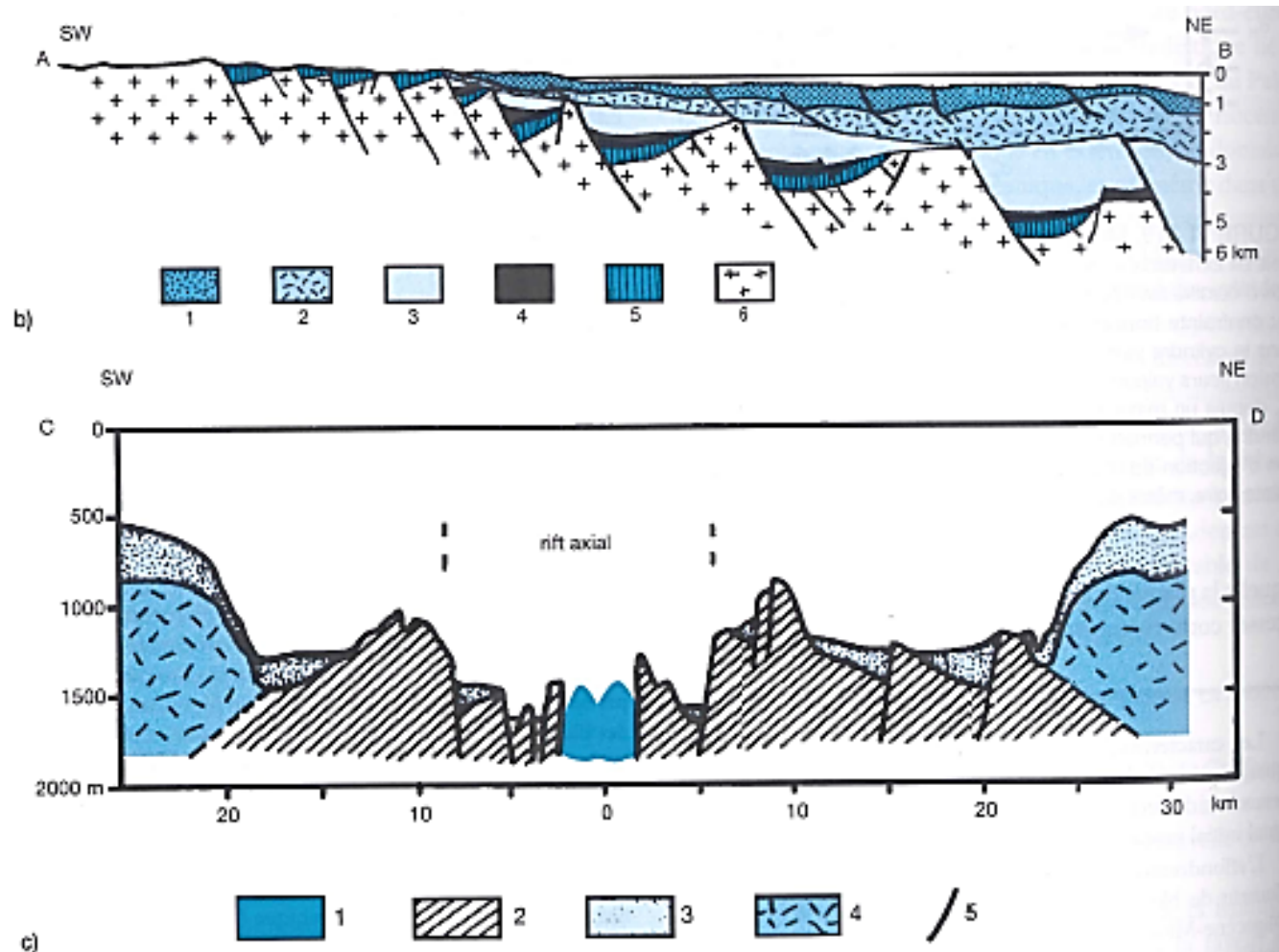


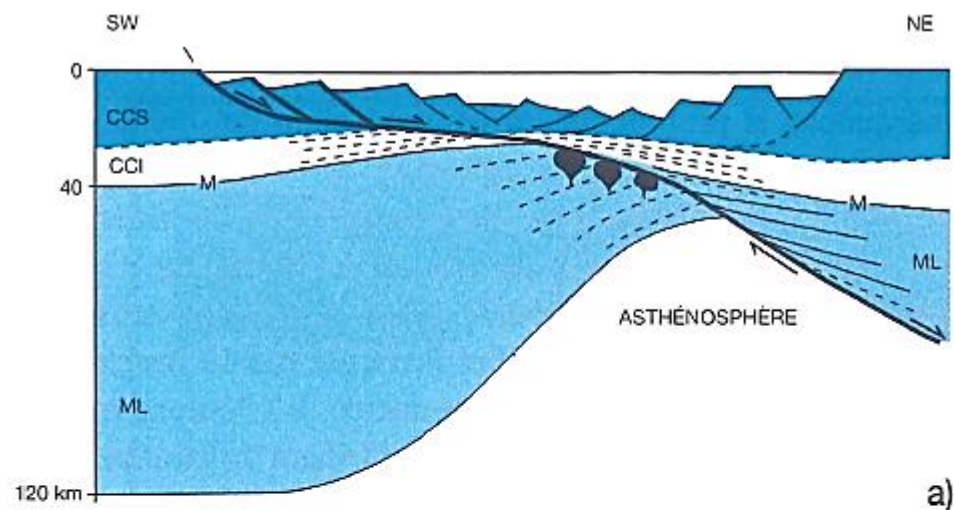
FIGURE 11.120. L'APPARITION DE LA CROÛTE OCÉANIQUE DANS LE FOSSÉ DE LA MER ROUGE.

a : Le volcanisme cénozoïque lié au point chaud de l'Afar et au rift de la mer Rouge (in Debelmas et Mascle, 1997). 1 : volcanisme alcalin tholéïtique récent (-5 Ma à actuel), contemporain du début de l'océanisation dans la partie sud de la mer Rouge. 2 et 3 : volcanisme alcalin lié à la formation du rift initial (-30 à -10 Ma) avec 2 : trapps de l'Afar et du Yémen et 3 : dykes de basaltes et de gabros en rive orientale de la mer Rouge. Noter, au nord du point chaud de l'Afar, la dissymétrie de répartition du volcanisme lié au rifting et à l'océanisation en cours de la mer Rouge.

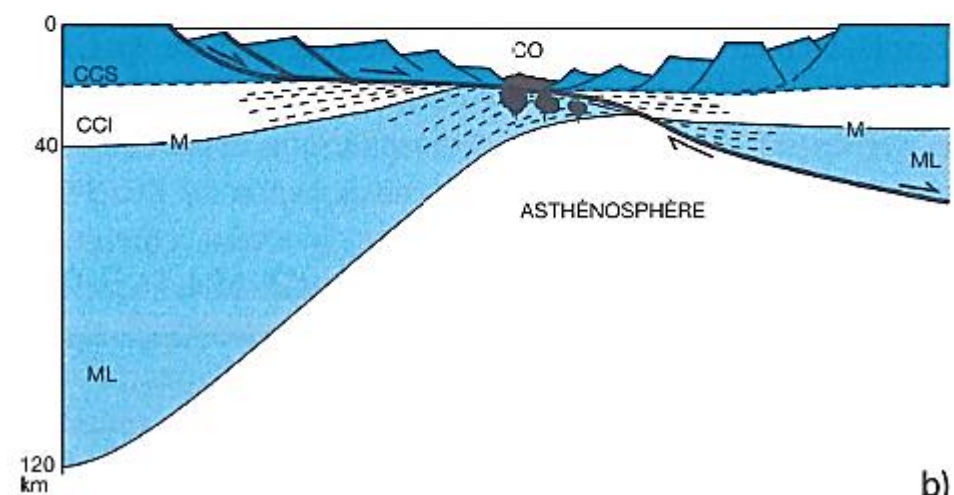


b : Coupe du haut de la marge ouest de la mer Rouge (AB : voir situation sur carte a) ; 1 : Plio-quaternaire ; 2 : évaporites de la fin du Miocène ; 3 : Miocène moyen ; 4 : Oligocène ; 5 : formation sédimentaires anté-oligocène ; 6 : socle.

c : Le rift axial de la partie sud de la mer Rouge avec 1 : basaltes océaniques très récents (moins de 0,3 Ma) ; 2 : basaltes plus anciens (0,3 à 3 Ma) ; 3 : sédiments plio-quaternaires ; 4 : évaporites du Miocène supérieur ; 5 : failles. *(D'après Juteau, 1993)*



a)



b)

FIGURE 11.121. MODÈLE DE DÉCHIRURE DE LA CROÛTE CONTINENTALE PAR CISAILLEMENT SIMPLE APPLICABLE À L'OUVERTURE DE LA MER ROUGE. Le glissement sur la « faille de détachement » qui recoupe l'ensemble de la lithosphère et plonge vers le Nord-Est, introduit un amincissement lithosphérique dissymétrique avec remontée asthénosphérique sous le bord nord-est du fossé. Ce dispositif permet d'expliquer, entre autres, la plus grande quantité d'émissions volcaniques contemporaines qu'on y rencontre. a : Stade rift (de -30 à -15 Ma pour la mer Rouge) ; b : Stade de déchirure et de début d'océanisation (de -5 Ma, au moins, à l'actuel pour le Sud de la mer Rouge). CCI : croûte continentale inférieure ; CCS : croûte continentale supérieure ; CO : croûte océanique ; M : Moho ; ML : Manteau lithosphérique. Les formations sédimentaires et volcaniques autres que celles participant à la simple création de la nouvelle croûte océanique ne sont pas représentées.

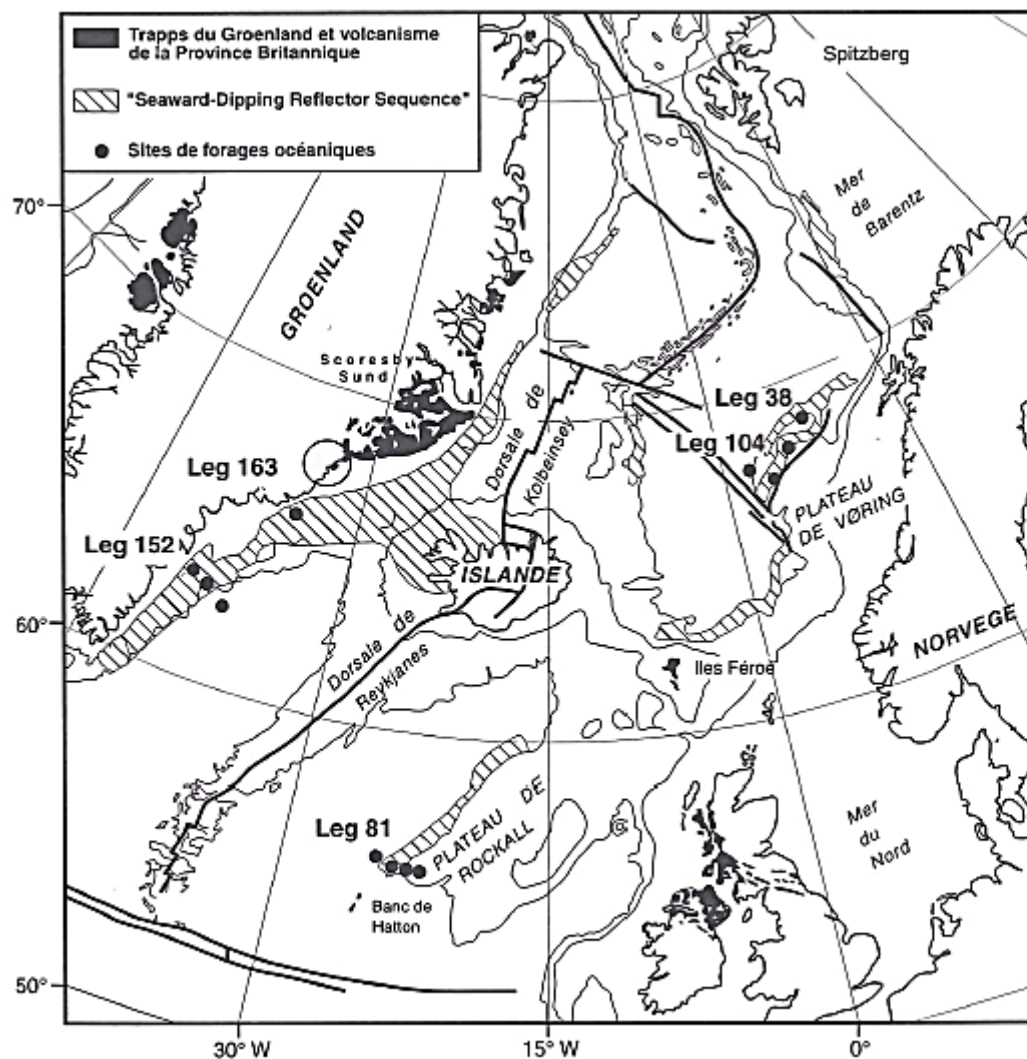


Fig. 9.7 La province volcanique Nord-Atlantique. Le cercle gris situé au niveau de la côte orientale du Groenland est la position supposée du centre du panache à l'aplomb du Groenland avant la dérive continentale. Les points noirs désignent les sites de forage océanique (d'après Saunders et al., 1998).

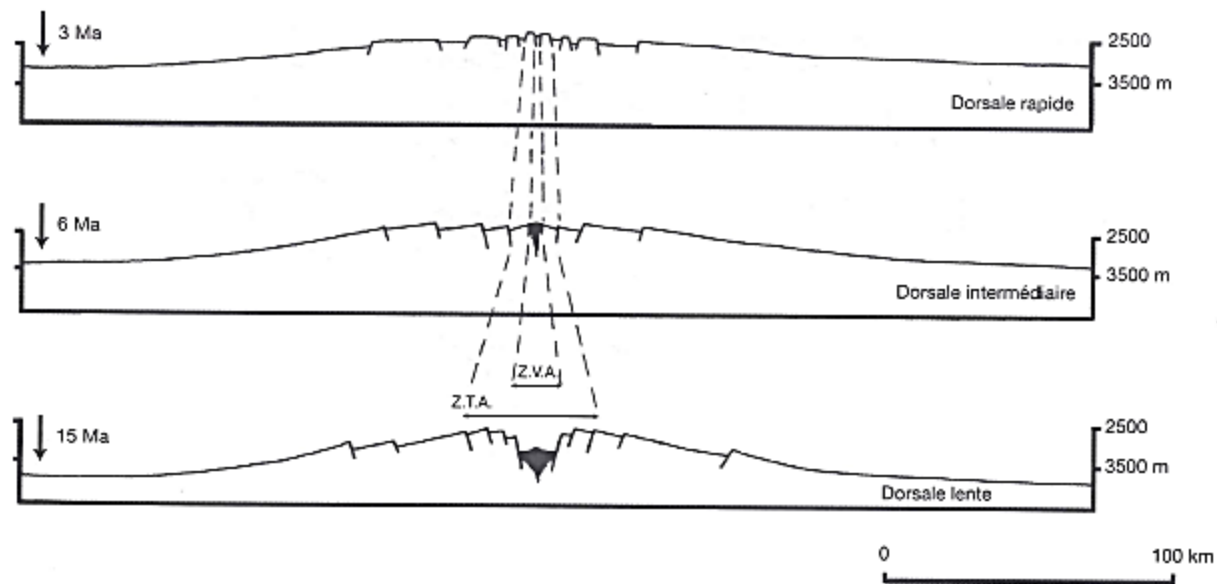


FIGURE 11.126. PROFILS (AVEC FORTE EXAGÉRATION DE L'ÉCHELLE VERTICALE) À TRAVERS TROIS DORSALES : rapide (dorsale de l'Est-Pacifique à 3° S), intermédiaire (dorsale de l'Est-Pacifique à 21° N) et lente (dorsale médio-atlantique à 37° N) soulignant l'influence du taux d'accrétion, de la vitesse d'écartement et de l'effet thermique liés. Noter l'augmentation de largeur de la zone volcanique active (ZVA) et de la zone tectonique active (ZTA) à l'axe d'une dorsale lente.
 (D'après Choukroune et al., 1984, modifié)

Les discontinuités axiales signalées se placeraient aux extrémités des zones d'alimentation magmatiques élémentaires.

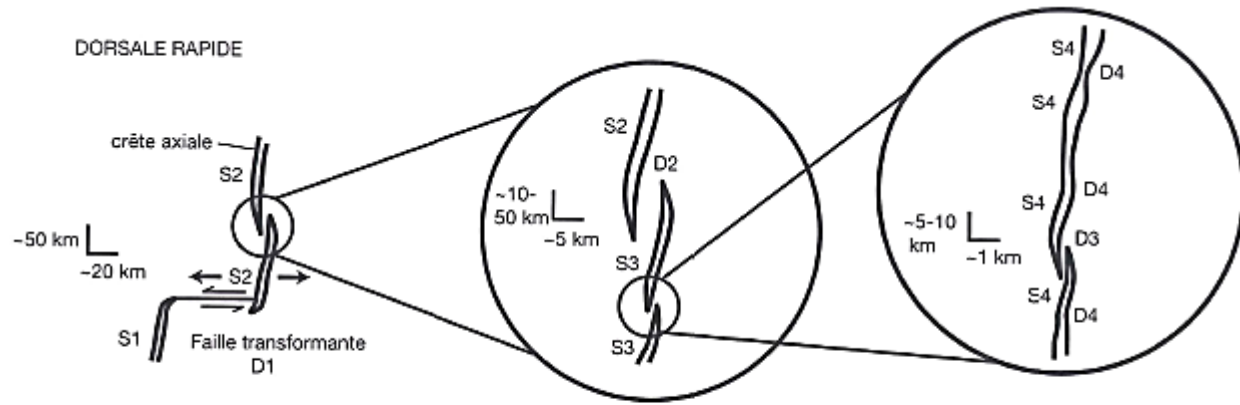


FIGURE 11.128. HIÉRARCHIE DES DISCONTINUITÉS LONGITUDINALES LE LONG DE L'AXE D'UNE DORSALE RAPIDE. D₁ à D₄ : discontinuités d'ordre 1 à 4. S₁ à S₄ : segments d'ordre 1 à 4.
 (D'après Macdonald et al., 1993, modifié)

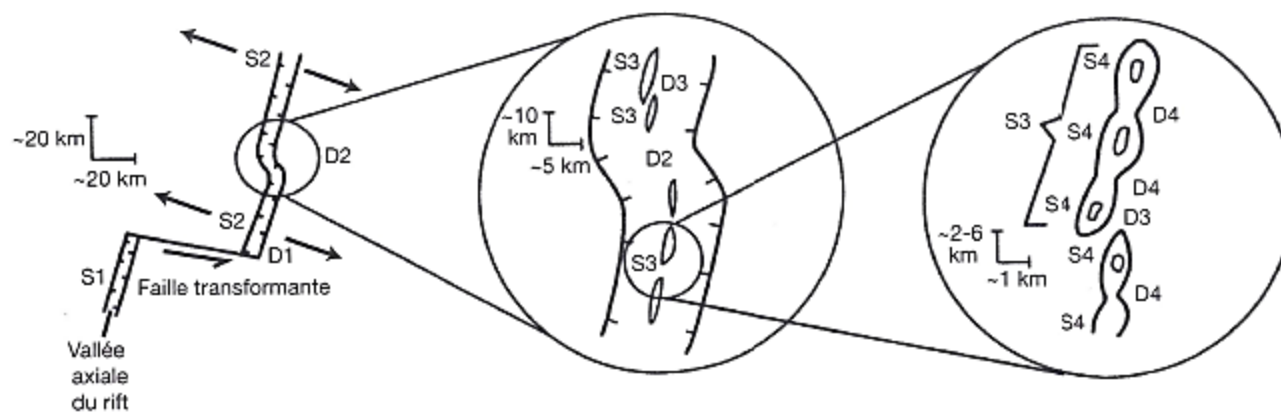


FIGURE 11.131. HIÉRARCHIE DES DISCONTINUITÉS LONGITUDINALES LE LONG DE L'AXE D'UNE DORSALE LENTE. D₁ à D₄ : discontinuités d'ordre 1 à 4. S₁ à S₄ : segments d'ordre 1 à 4. *(D'après Macdonald et al., 1993, modifié)*

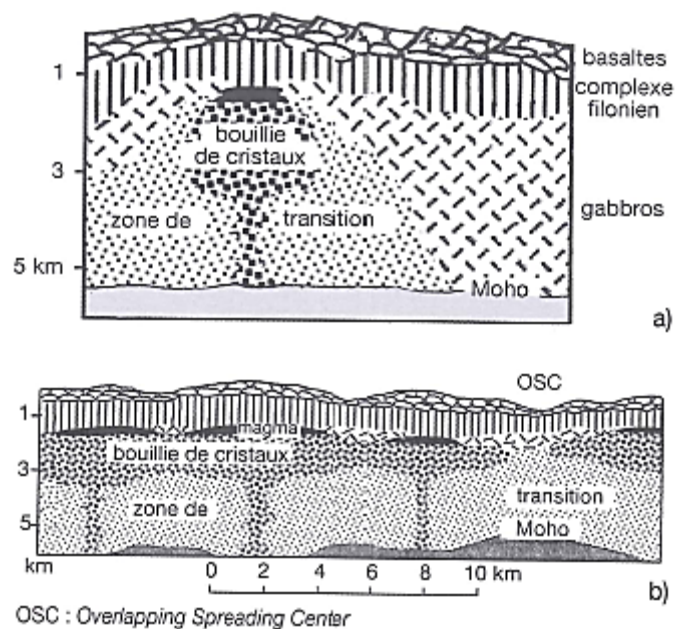


FIGURE 11.134. COUPES GÉOLOGIQUES INTERPRÉTATIVES. (a : transversale ; b : longitudinale selon l'axe) d'une dorsale rapide intégrant les données de la géophysique. Selon ce modèle, le corps purement magmatique est réduit à un sill situé à faible profondeur sous l'axe de la dorsale. Le liquide de ce sill alimente, par l'intermédiaire des dykes qui en partent (et qui sont à l'origine du complexe filonien) les épanchements basaltiques en surface. Sur le profil b, on remarque que chacun des sills est interrompu à la verticale des discontinuités axiales marquées dans la morphologie.

(D'après Sinton et Detrick, 1992, modifié)

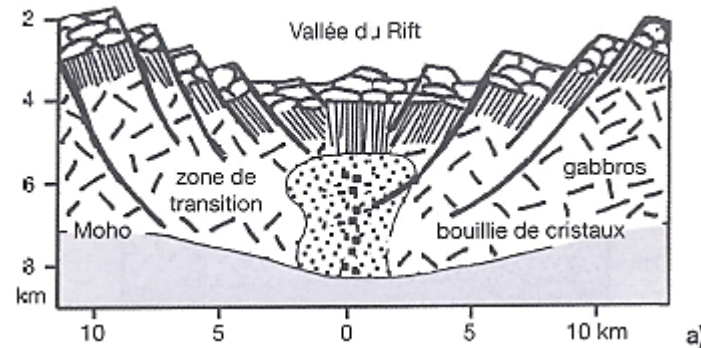


FIGURE 11.135. COUPES GÉOLOGIQUES INTERPRÉTATIVES DE LA STRUCTURE À L'AXE D'UNE DORSALE LENTE, INTÉGRANT LES DONNÉES DE LA GÉOPHYSIQUE. a : coupe transversale sous la vallée axiale du rift, sur laquelle ne figure pas de chambre de magma purement liquide et où est représenté un corps de bouillie de cristaux, de dimension limitée, à l'origine des corps intrusifs qui, en cristallisant, engendrent une croûte océanique hétérogène. Les émissions volcaniques espacées dans le temps, sont probablement associées à des venues intermittentes de magmas issus du manteau.

(D'après Sinton et Detrick, 1992).

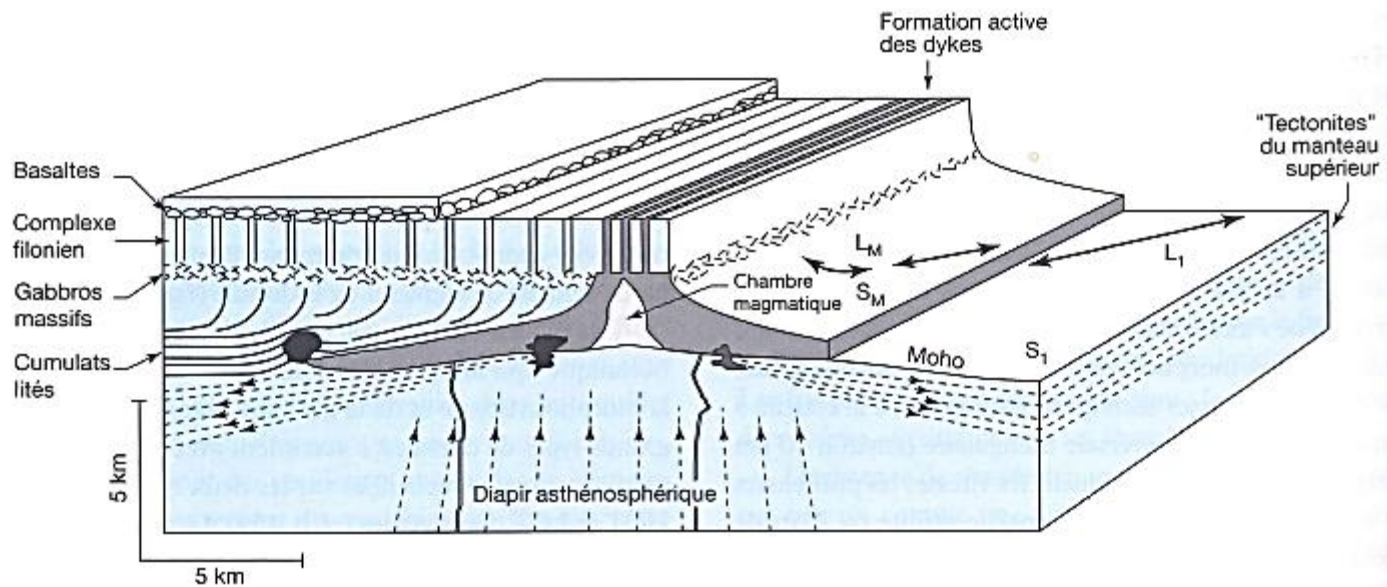


FIGURE 11.136. MODÈLE DE FONCTIONNEMENT D'UNE CHAMBRE MAGMATIQUE D'ACCRÉTION EN FORME DE TENTE QUI TIEN COMPTE DES DONNÉES STRUCTURALES TIRÉES DE L'OPHIOLITE D'OMAN. Commentaire dans le texte. Le litage magmatique S_M et la linéation L_M dans les gabbros sont parallèles à la foliation S_1 et à la linéation minérale L_1 des tectonites du manteau lithosphérique. (D'après Nicolas et al., 1988, modifié)

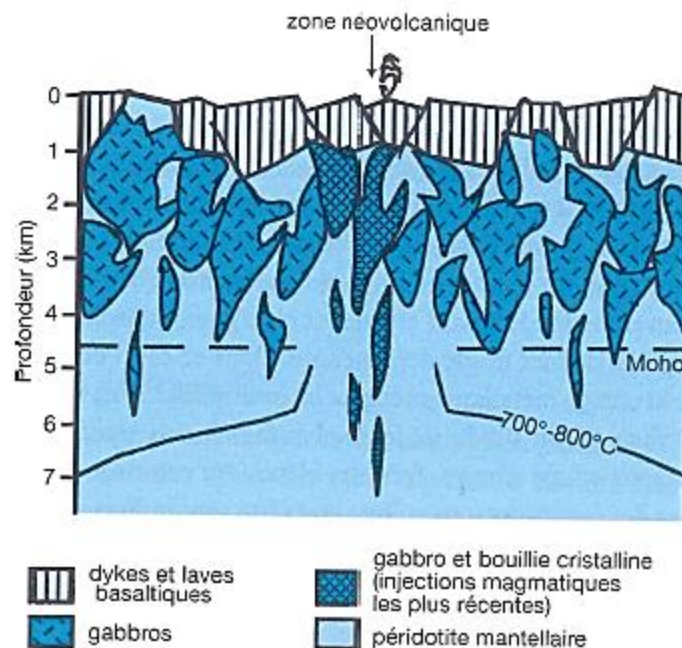


FIGURE 11.137. MODÈLE DE FONCTIONNEMENT DE LA ZONE AXIALE D'ACCÉTION D'UNE DORSALE LENTE QUI INTÈGRE LES DONNÉES GÉOLOGIQUES DE TERRAIN ET LES DONNÉES GÉOPHYSIQUES DE CAMPAGNES OCÉANOLOGIQUES. La couche 2 volcanique est discontinue et laisse affleurer le manteau supérieur. La couche 3 est constituée de petits corps gabbroïques intrusifs dans le manteau supérieur. La profondeur du Moho et celle de la transition fragile-ductile (qui dépend de la température) sont déduites des données sismiques.

(D'après Cannat, 1993)

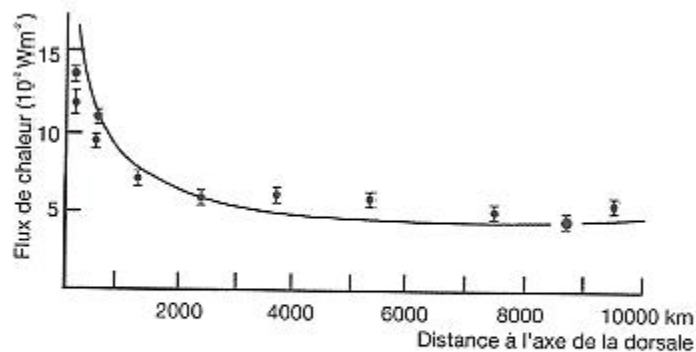


FIGURE 11.138. VARIATION DU FLUX DE CHALEUR OCÉANIQUE EN FONCTION DE LA DISTANCE À L'AXE DE LA DORSALE. Les mesures sont reportées avec leurs barres d'erreur.

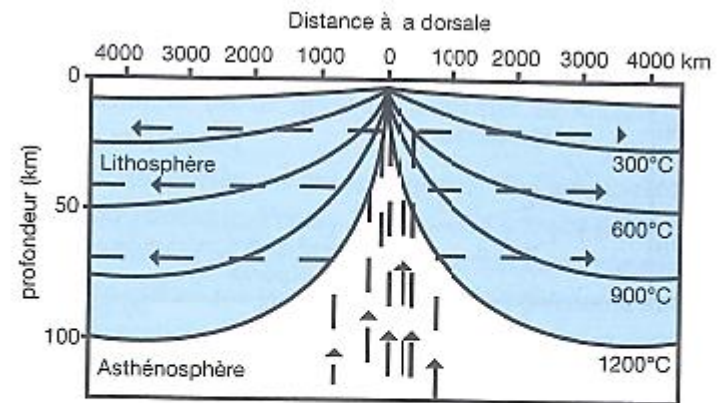
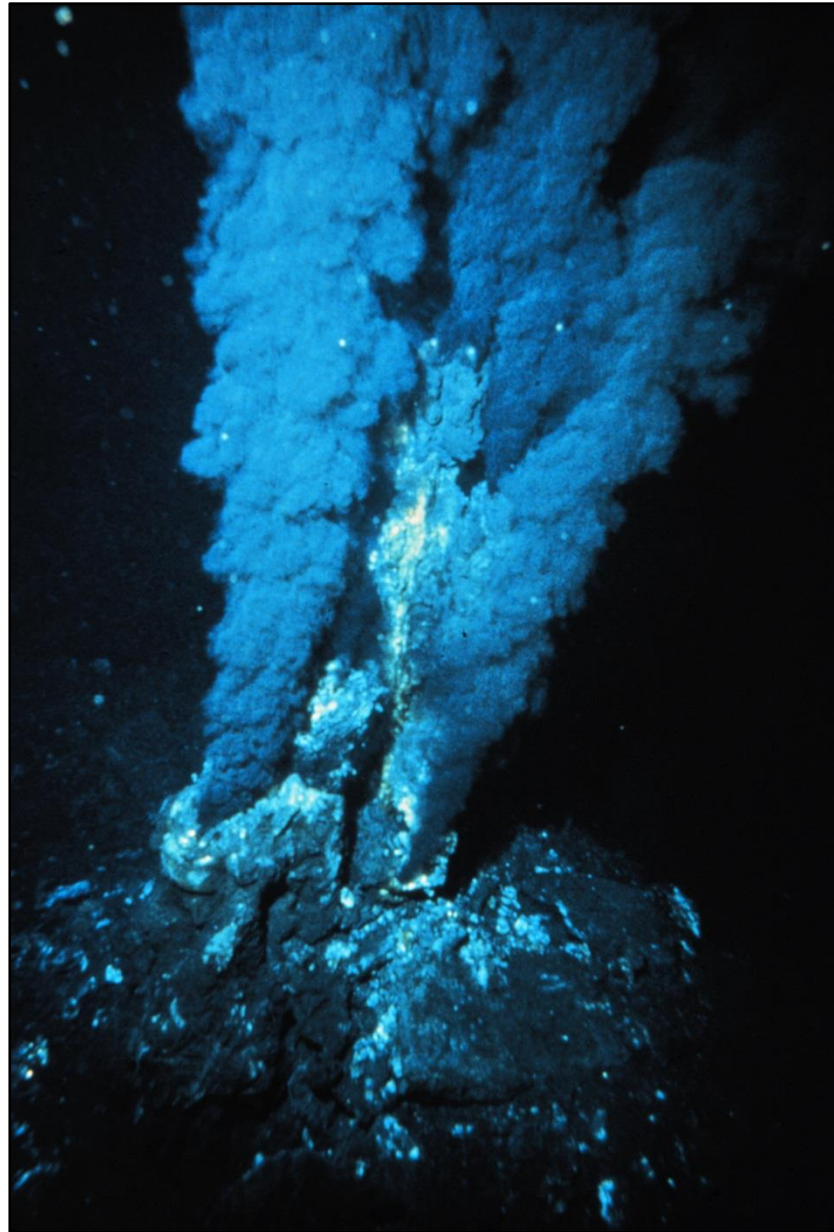


FIGURE 11.139. MODÈLE DE DISTRIBUTION DES ISOTHERMES (en traits fins) DANS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES OCÉANIQUES DE 100 KM D'ÉPAISSEUR QUI S'ÉCARTENT À LA VITESSE DE 10 CM/AN. Les mouvements des matériaux sont figurés en tiretés. La lithosphère est assimilée à une couche limite thermique, située au toit d'un système convectif.



Fumeur noir Océan Atlantique

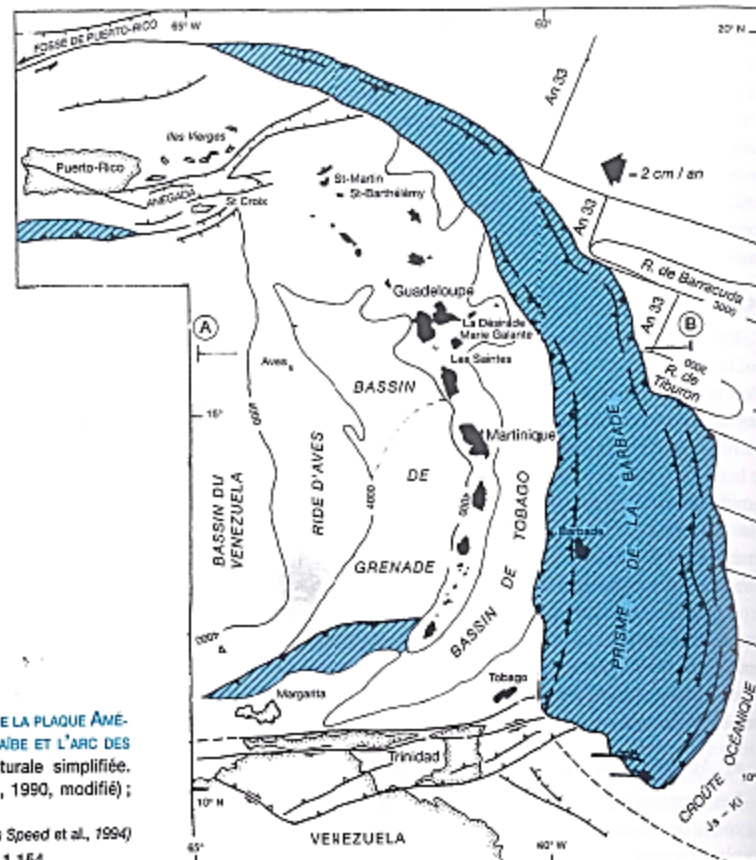
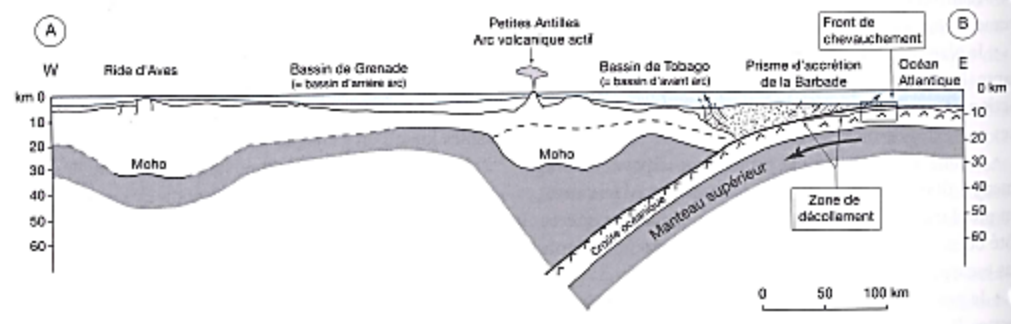


FIGURE 11.142. LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE AMÉRICAINNE DU SUD SOUS LA PLAQUE CARAÏBE ET L'ARC DES PETITES ANTILLES. a : carte structurale simplifiée. (D'après Bouysse et Westerkamp, 1990, modifié) ; b : coupe à l'échelle crustale.

(D'après Speed et al., 1994)

Encadré : emplacement de la fig. 11.154.



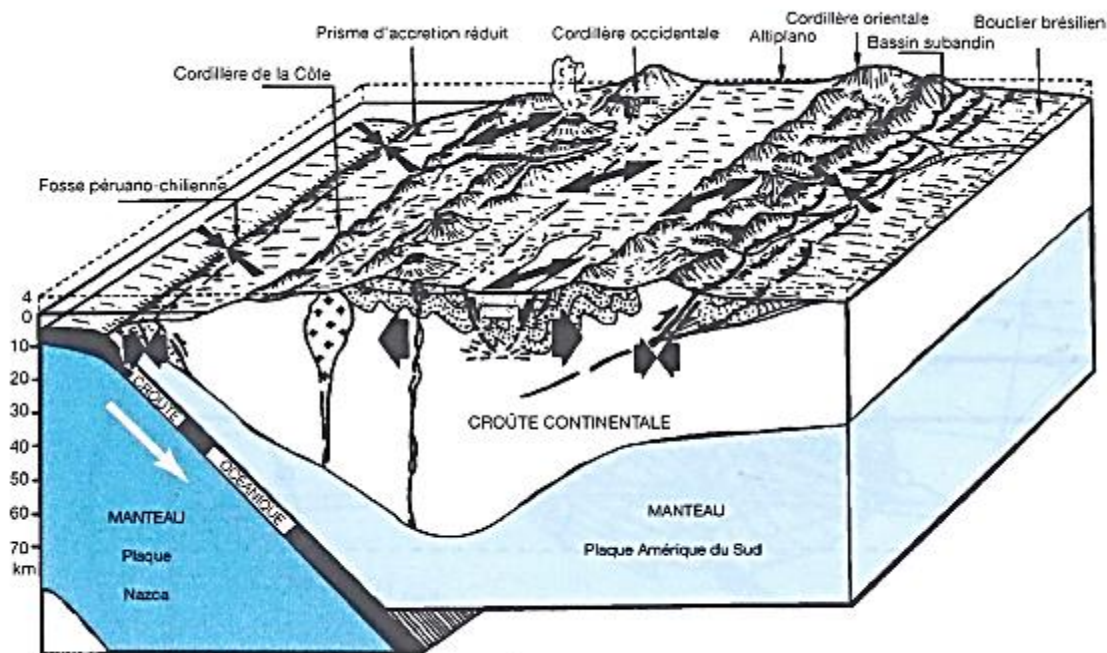
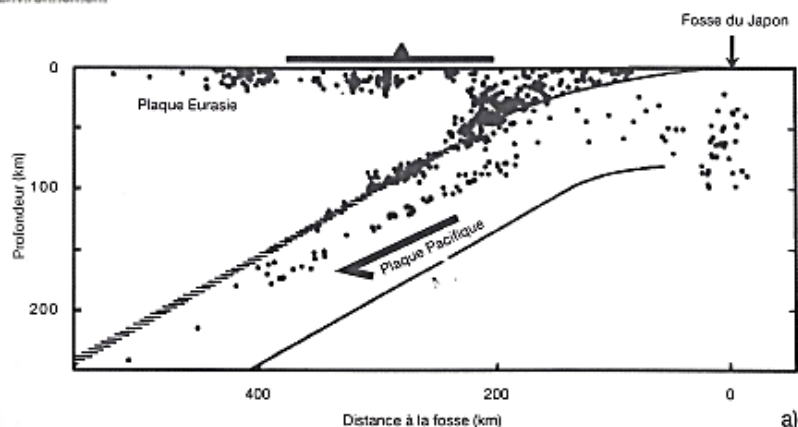
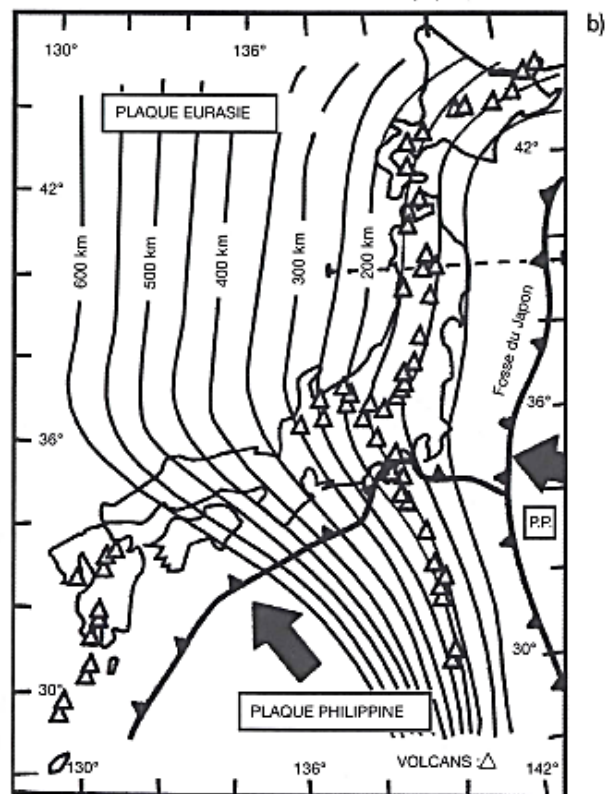


FIGURE 11.143. LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE NAZCA SOUS LE CONTINENT SUD-AMÉRICAIN.

L'angle de prolongement est en réalité de 30° (son exagération ici provient de l'exagération de l'échelle des hauteurs $\times 12,5$). Volcanisme et plutonisme de nature calco-alcaline se manifestent dans la Cordillère occidentale parallèlement à la fosse. En surface, la croûte continentale épaissie qui constitue les Andes est dans sa majeure partie soumise à une extension (flèches divergentes ; seules, les bordures (prisme d'accrétion et bassin subandin) sont comprimés. *D'après J. Mercier (1990) modifié.*



a)



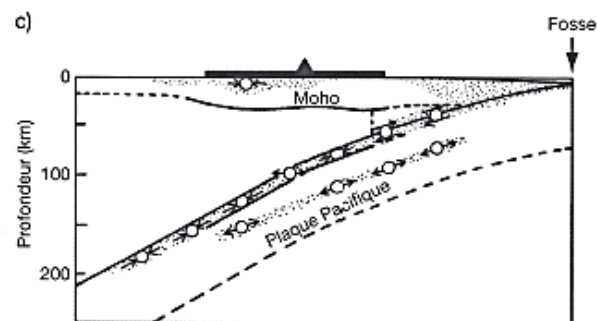
b)

FIGURE 11.144. DISTRIBUTION EN PROFONDEUR DES FOCES SISMIQUES LIÉS À LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE PACIFIQUE SOUS L'ARC INSULAIRE DU JAPON.

a : report sur une coupe transverse des foyers de microséismes qui se sont manifestés entre 39° et 40° N (situation sur b) et qui ont été enregistrés par un réseau d'observations sismologiques d'avril à décembre 1975. Le trait horizontal situe l'île de Honshu et le triangle plein, le front de l'activité volcanique liée. Les vitesses de propagation des ondes P et S dans la plaque pacifique subduite (ici épaisse d'environ 80 km) sont de 6% supérieures à celles traversant le manteau environnant.

b : représentation en courbes isobathes des foyers des séismes se manifestant dans la plaque pacifique subduite et qui matérialise en carte la surface dite de Wadati-Benioff.

c : schéma structural tiré de l'analyse de la sismicité. Les parties sismiquement actives sont signalées par des pointillés. Les mécanismes aux foyers significatifs sont indiqués.



c)

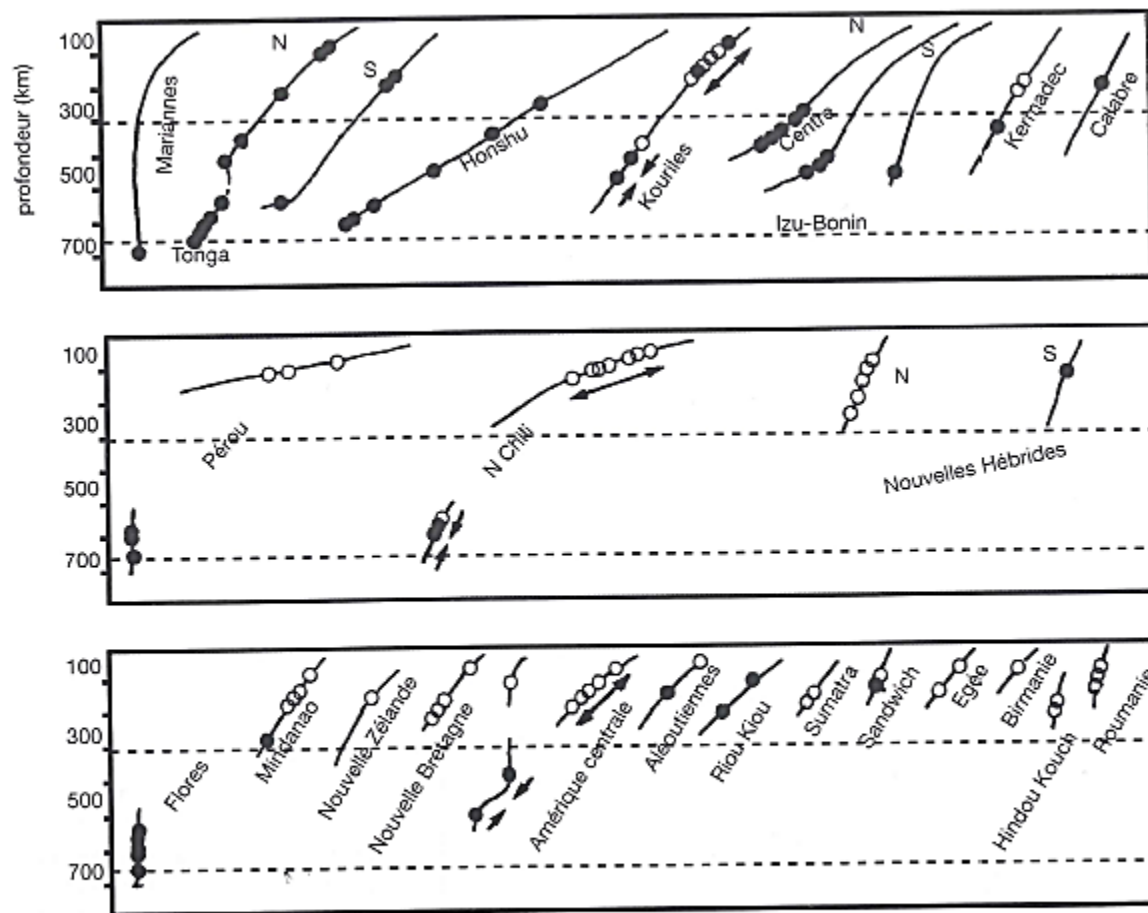


FIGURE 11.145. REPRÉSENTATION EN COUPES DES TRACES DES PRINCIPALES SURFACES DE WADATI-BENIOFF. Sur les traces, sont projetés les hypocentres des séismes différenciés par leurs mécanismes au foyer. Cercle vide : rupture en traction parallèle à la plus grande pente de la subduction. Cercle plein : rupture en compression. (D'après Isaks et Molnar, 1971)

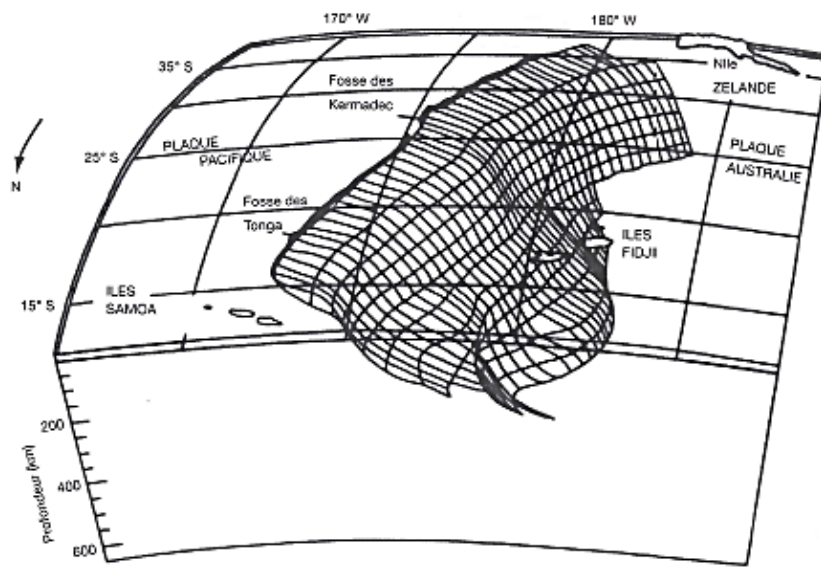


FIGURE 11.146. REPRÉSENTATION EN TROIS DIMENSIONS DE LA SURFACE DE WADATI-BENIOFF DANS LA ZONE DE SUBDUCTION DES TONGA-KERMADEC SOULIGNANT LES VARIATIONS DE PENDAGE DE CELLE-CI. Vue plongeante du nord vers le sud.
 (D'après Billington, 1980)

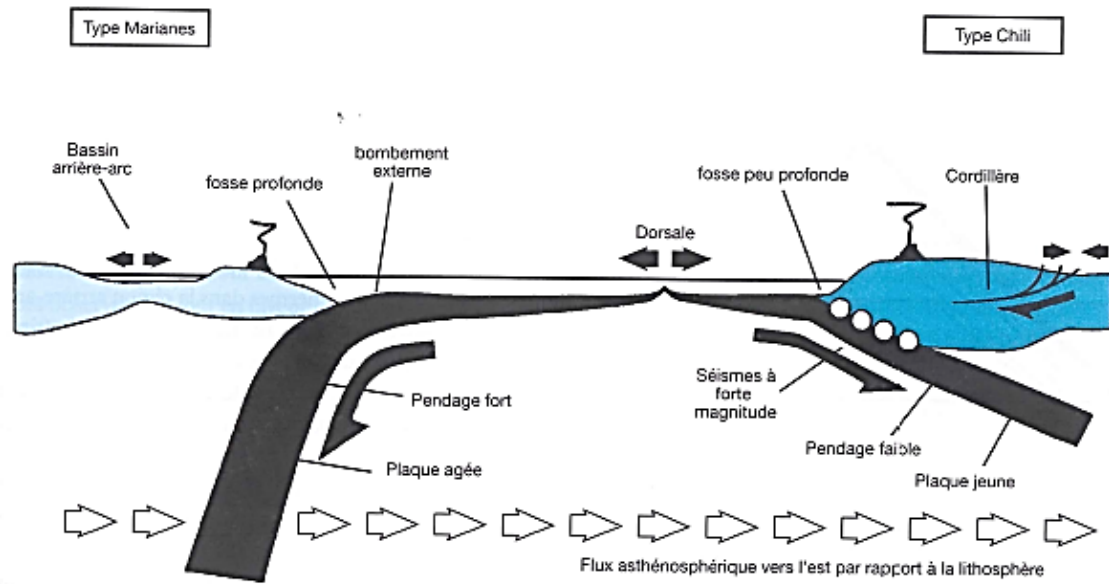


FIGURE 11.147. SCHEMA SYNTHÉTISANT LES CARACTÈRES DES DEUX TYPES EXTRÊMES DE SUBDUCTION DE PART ET D'AUTRE DE L'OcéAN PACIFIQUE. La forte différence des pendages moyens des plaques subduites Pacifique et Nazca qui dépendent des âges des lithosphères impliquées (cf. texte) est exagérée par la rotation d'ensemble relative vers l'Est de l'asthénosphère dans laquelle elles s'enfoncent (voir paragraphe 1.3.3.c).

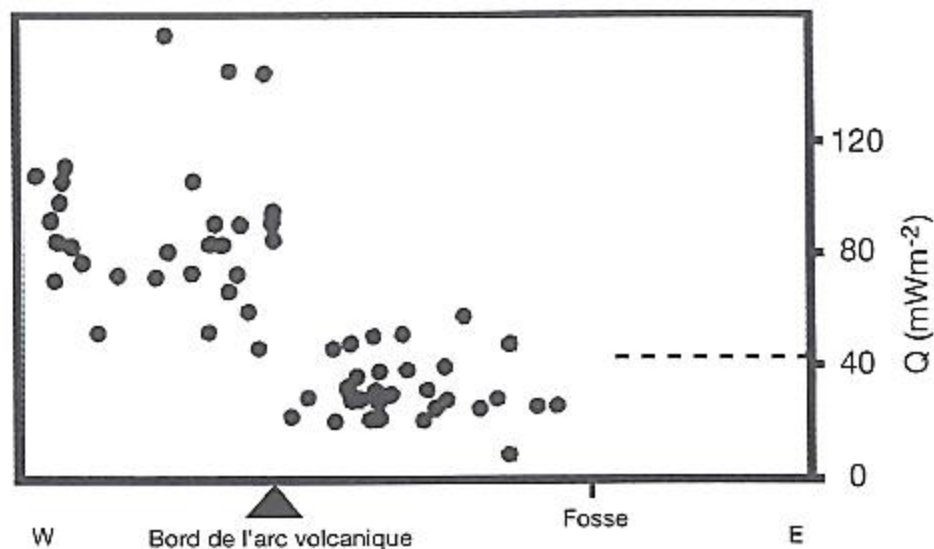


FIGURE 11.148. VALEURS MESURÉES DU FLUX THERMIQUE (Q) À TRAVERS LA FOSSE ET L'ARC VOLCANIQUE JAPONAIS. Par rapport à la valeur du flux moyen retenue pour la partie de la plaque Pacifique âgée de 120 Ma entrant en subduction (horizontale en tiretés) une double anomalie thermique apparaît, négative au-dessus de la fosse, positive au-dessus de l'arc.

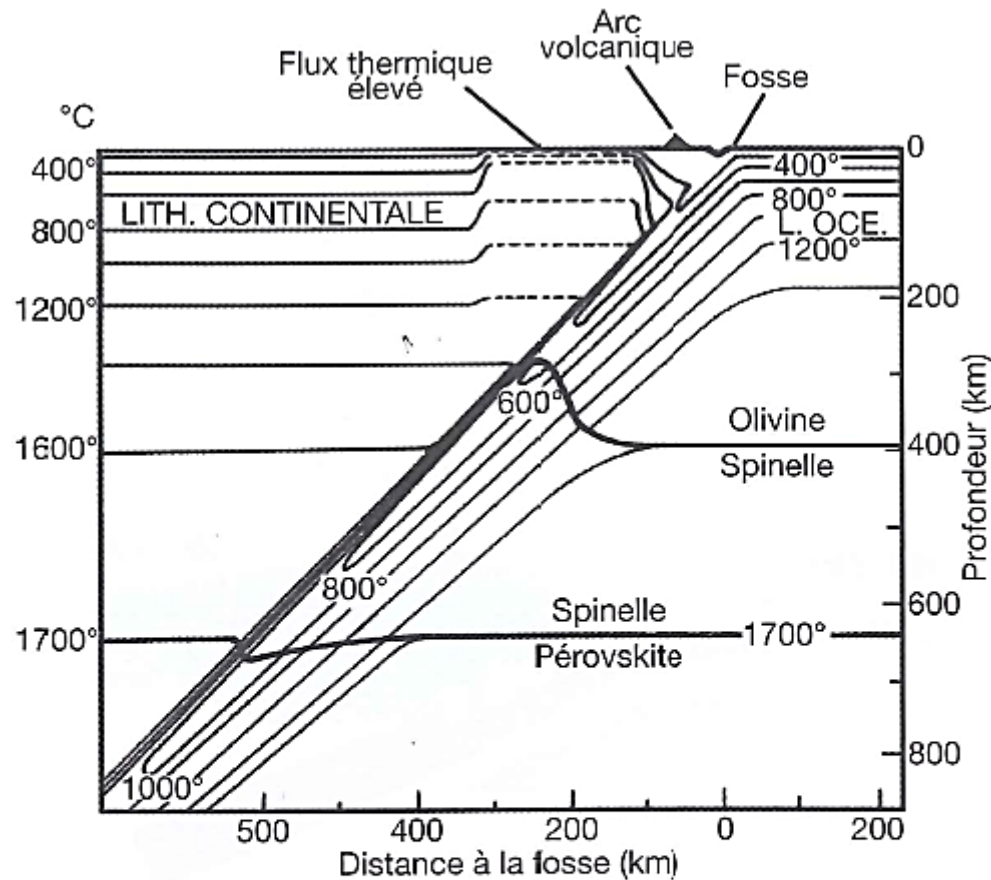


FIGURE 11.149. MODÉLISATION DU COMPORTEMENT DES ISOTHERMES DANS UNE PLAQUE OCÉANIQUE EN SUBDUCTION SOUS UNE PLAQUE À CROÛTE CONTINENTALE. Noter les déflexions opposées des profondeurs des transitions de phase olivine/spinelle et spinelle/pérovskite, induites au passage de la plaque plus froide. Commentaire dans le texte. *(D'après Schubert et al., 1975, modifié)*

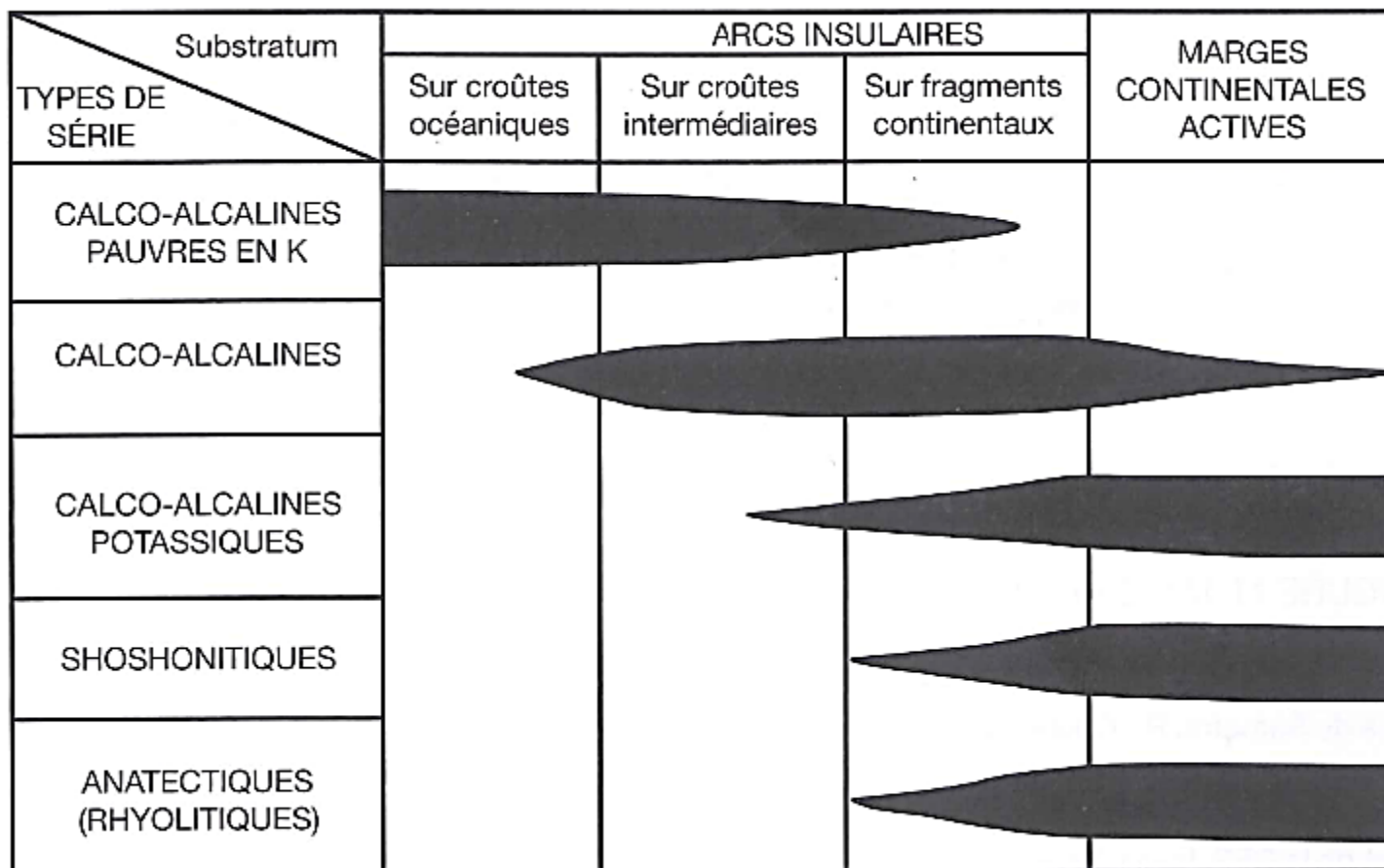


FIGURE 11.150. DISTRIBUTION DES SÉRIES VOLCANIQUES OROGÉNIQUES DANS DIVERS TYPES DE ZONES DE SUBDUCTION.

(D'après Maury, 1984, modifié)

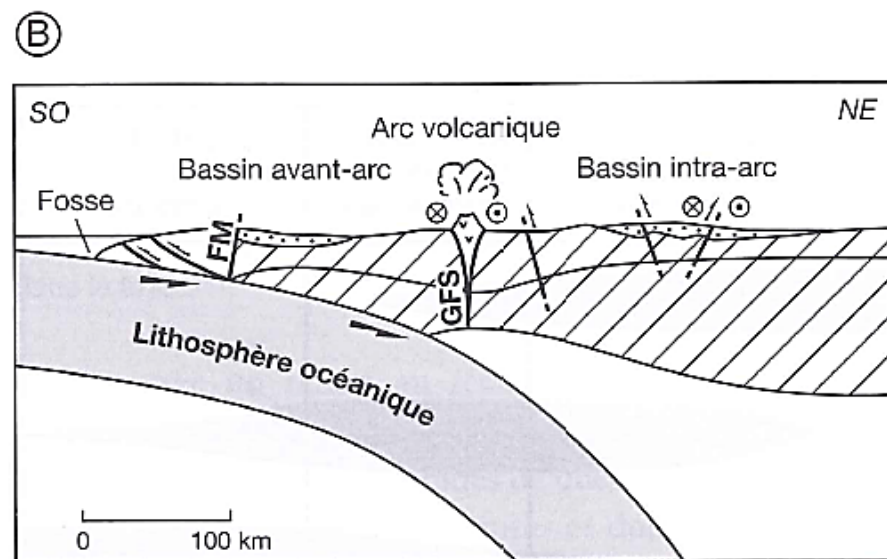
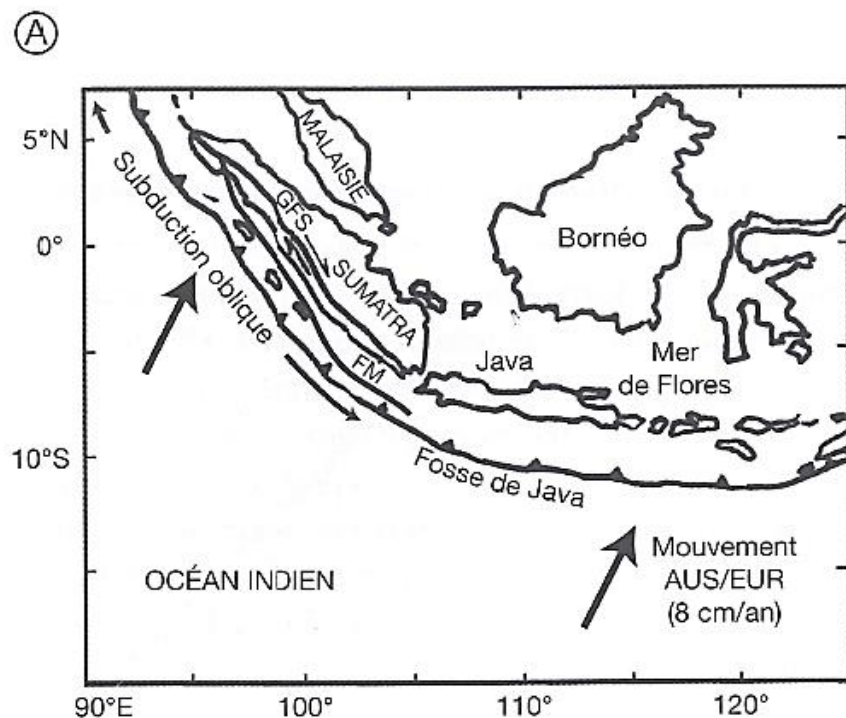


FIGURE 11.151. SUBDUCTION OBLIQUE ET PARTITION DE LA DÉFORMATION DANS L'ARC DE LA SONDE. A : Présentation en carte de la subduction oblique dans la fosse de Java, notamment en face de l'île de Sumatra. B : Coupe lithosphérique schématisée traversant le centre de Sumatra qui situe la Grande Faille de Sumatra (GFS) et, à l'arrière du prisme d'accrétion, la faille de Mentawai. À l'Est-Nord Est de la GFS, les failles actives sont des décro-chevauchements.

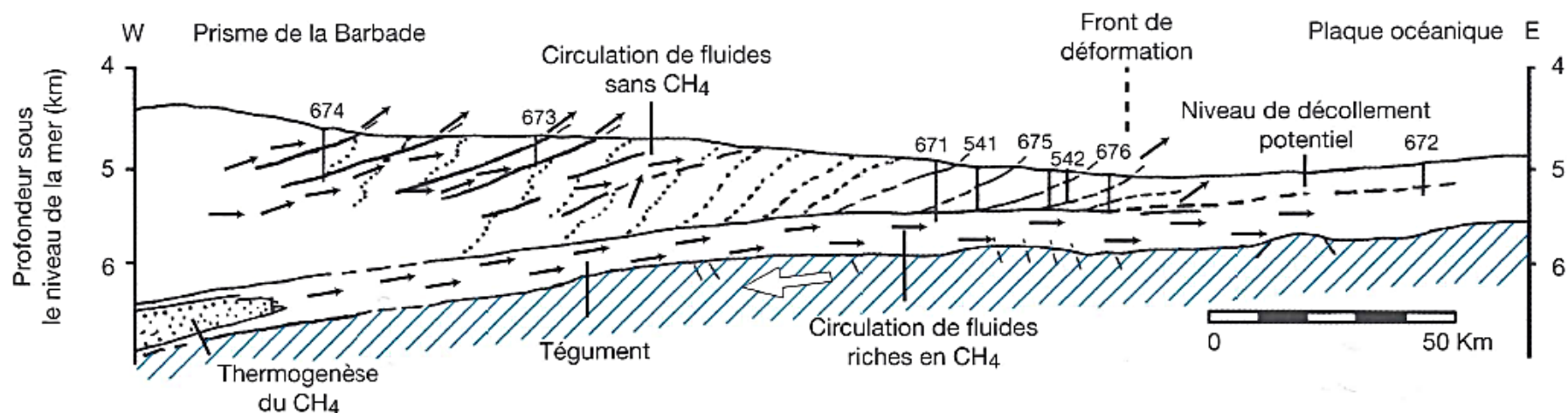


FIGURE 11.152. COUPE DU PRISME SÉDIMENTAIRE D'ACCRÉTION DE LA BARBADE. Failles inverses en traits continus : chevauchements actifs ; en pointillés : anciens chevauchements. Les forages avec leurs numéros du programme ODP sont projetés. En bleu : basaltes océaniques.

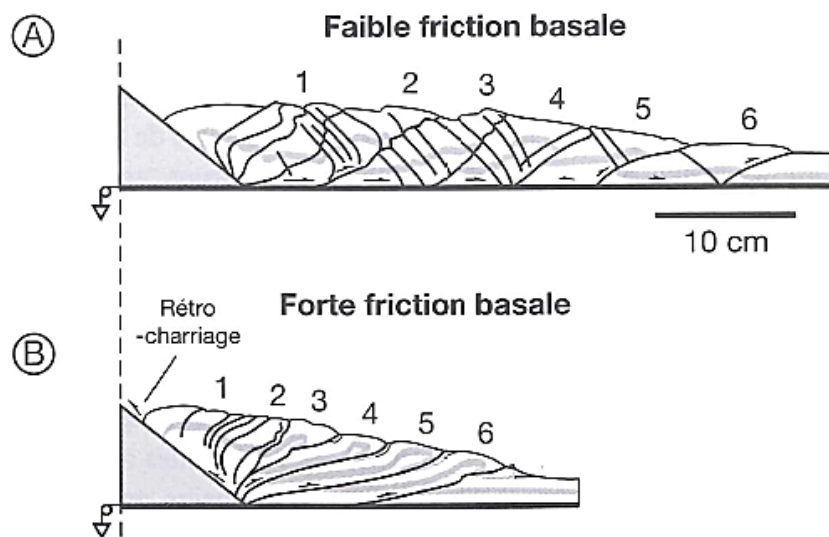


FIGURE 11.153. RÉSULTATS D'UNE EXPÉRIENCE ANALOGIQUE DE FORMATION D'UN PRISME D'ACCRÉTION TECTONIQUE (D'APRÈS MALAVIELLE *et al.*, 1992), À PARTIR D'UNE COUCHE DE SABLE. A : Prisme obtenu quand le film plastique tiré sous la butée offre une friction faible à l'interface avec le sable. B : Prisme obtenu quand la friction est forte. Les deux expériences ont été arrêtées après l'obtention de 6 unités tectoniques imbriquées. Pente du prisme et style tectonique dépendent de la friction basale (commentaire dans le texte).

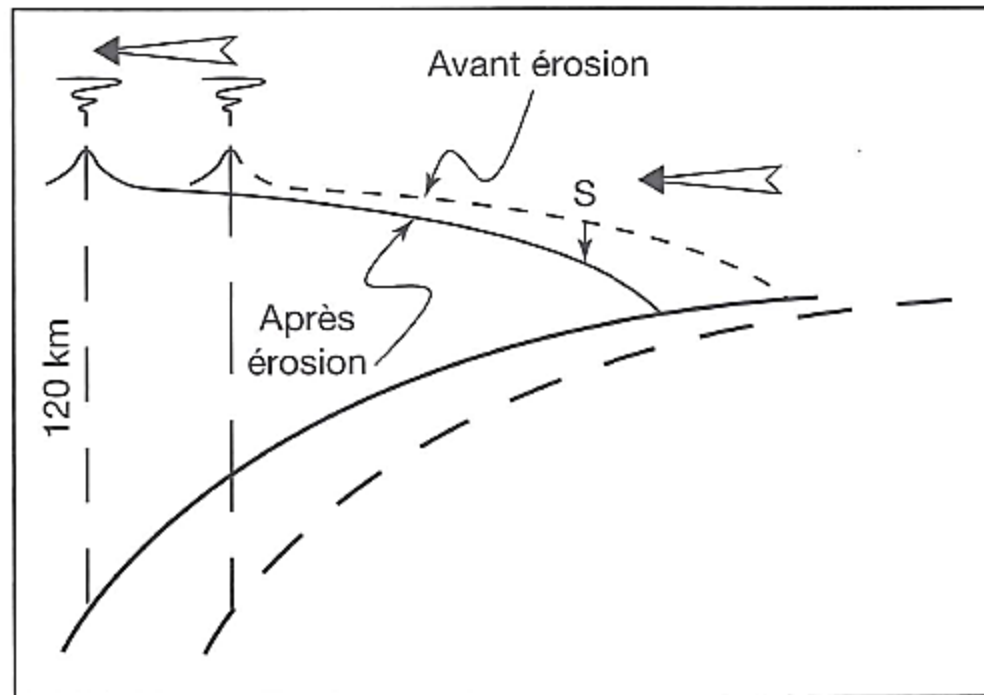


FIGURE 11.154. SCHÉMA MODIFIÉ D'APRÈS LALLEMAND, 1998, REPRÉSENTANT QUELQUES REPÈRES GÉOMÉTRIQUES DE LA PARTIE AVANT-ARC D'UNE MARGE ACTIVE, AVANT ET APRÈS ÉROSION TECTONIQUE. Les flèches indiquent le retrait concomitant de la fosse et de l'arc volcanique (dans l'hypothèse où la plaque plongeante conserve sa courbure). S : subsidence de la marge liée.

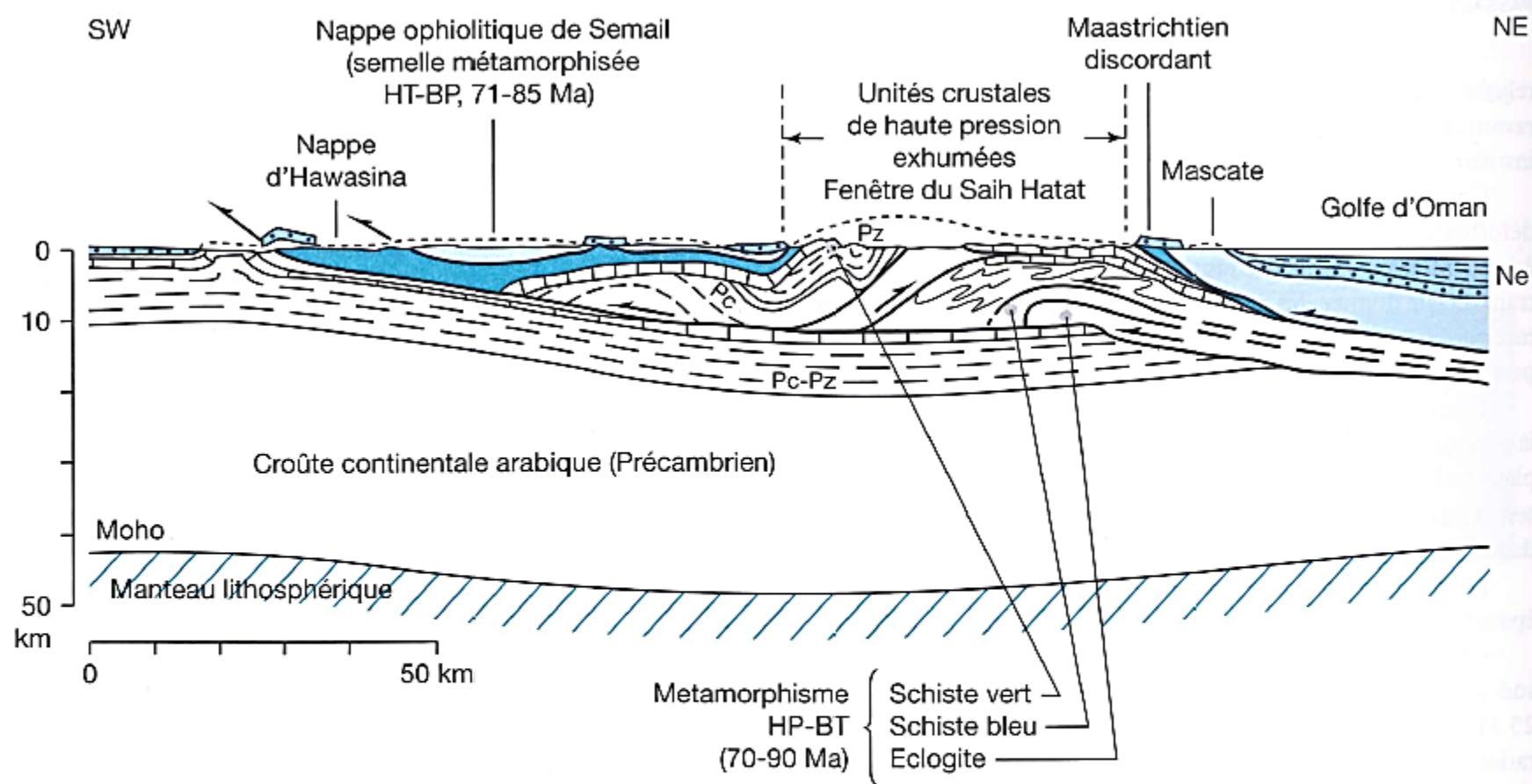
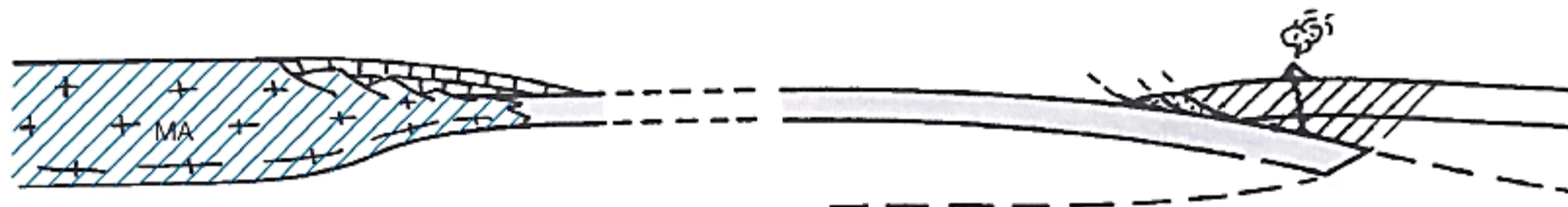
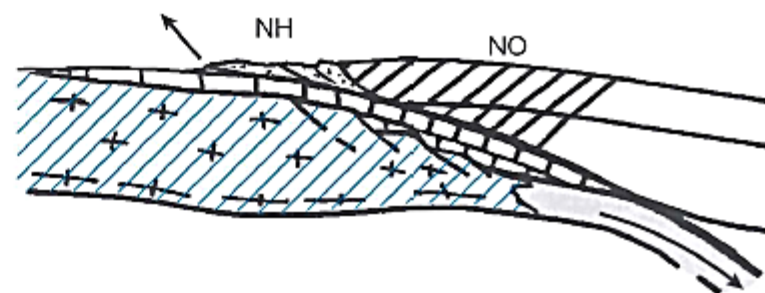


FIGURE 11.157. COUPE SCHÉMATIQUE À L'ÉCHELLE CRUSTALE DE LA CHAÎNE D'OBDUCTION D'OMAN PASSANT PAR L'ANTICLINAL DE NAPPES TARDIF DU SAIH HATAT (D'APRÈS SADDIQI *et al.*, 2006, MODIFIÉ). Au cœur de la fenêtre anticlinale, apparaissent les unités de la marge continentale arabe, métamorphosées dans les conditions HP-BT. Noter la discordance de la couverture sédimentaire du Crétacé terminal – Paléogène qui scelle l'obduction et l'exhumation. La ligne en tirets souligne la déformation tardive oligo-miocène. Ne : Néogène ; Pc : Précambrien ; Pz : Paléozoïque.



a -95Ma



b -80 Ma

FIGURE 11.158. SCÉNARIO DE L'OBDUCTION OMANAISE.

a : progression de l'ophiolite à la faveur d'une subduction intra-océanique. b : obduction de l'ophiolite sur le continent arabe, par entraînement de la marge passive dans la subduction. MA : marge arabe ; NH : nappes d'Hawasina ; NO : nappe ophiolitique (en hachuré).

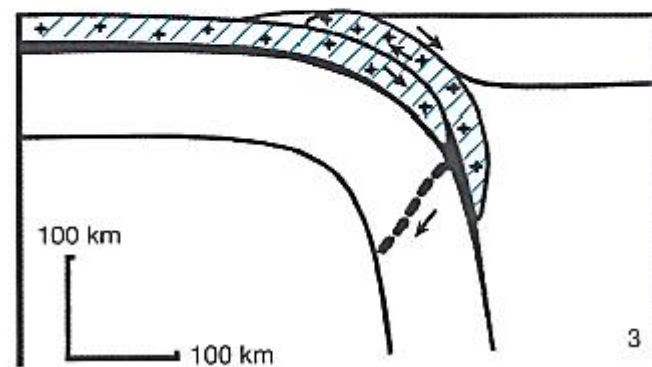
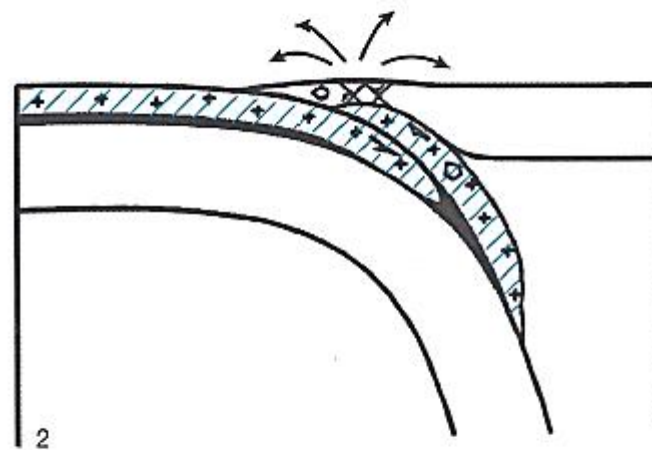
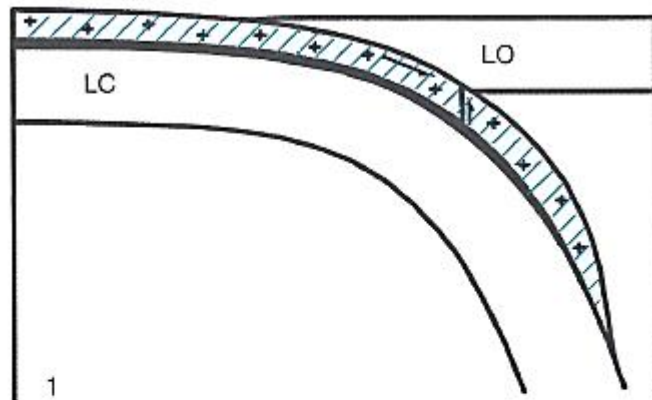


FIGURE 11.159. MODALITÉS DE L'OBDUCTION ET DE LA SUBDUCTION CONTINENTALES PRÉSENTÉES EN TROIS STADES. LC : lithosphère continentale ; LO : lithosphère océanique.

(D'après Chemenda (1994), modifié)

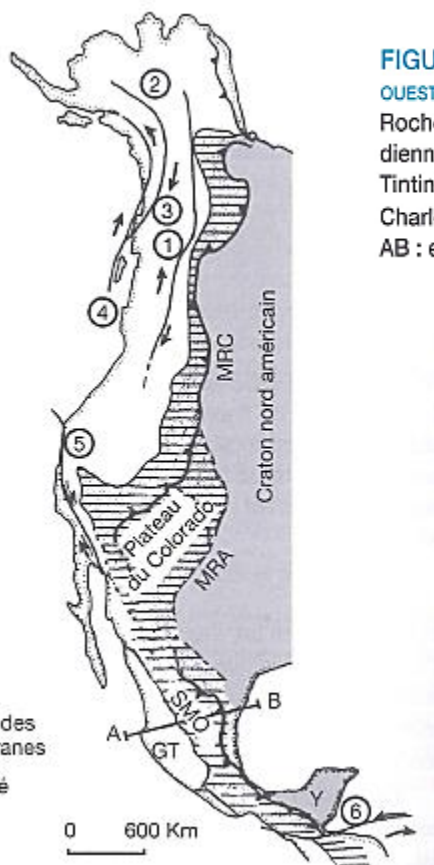





FIGURE 11.160. LES « SUSPECT TERRANES » DANS LA CORDILLÈRE OUEST-AMÉRICAINNE. GT : « Guerrero terrane » ; MRA : Montagnes Rocheuses américaines ; MRC : Montagnes Rocheuses canadiennes ; SMO : Sierra Madre Orientale ; Y : Yucatán. 1 : faille Tintinia ; 2 : faille Denali ; 3 : faille Fairweather ; 4 : faille de la Reine Charlotte ; 5 : faille de San Andreas ; 6 : failles Polochic-Motagua. AB : emplacement de la coupe de la fig. 11.157.

-  Assemblage des "suspect terranes"
-  Bord déformé du craton
-  Craton

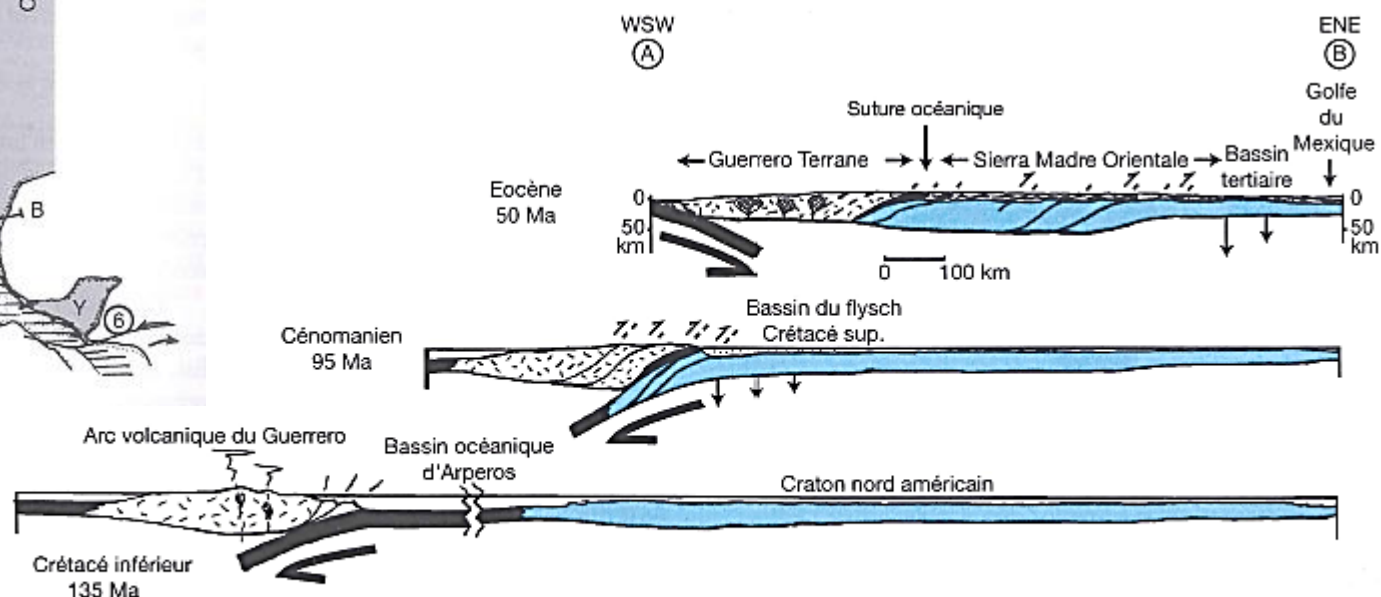


FIGURE 11.161. MODÉLISATION EN COUPE ET À L'ÉCHELLE CRUSTALE, DE L'ACCRETION DU « GUERRERO TERRANE » AU CONTINENT NORD-AMÉRICAIN PAR COLLISION ARC-CONTINENT, IL Y A 100 Ma (PHASE ORÉGONNIENNE). Les flèches verticales et dirigées vers le bas indiquent les flexures crustales.

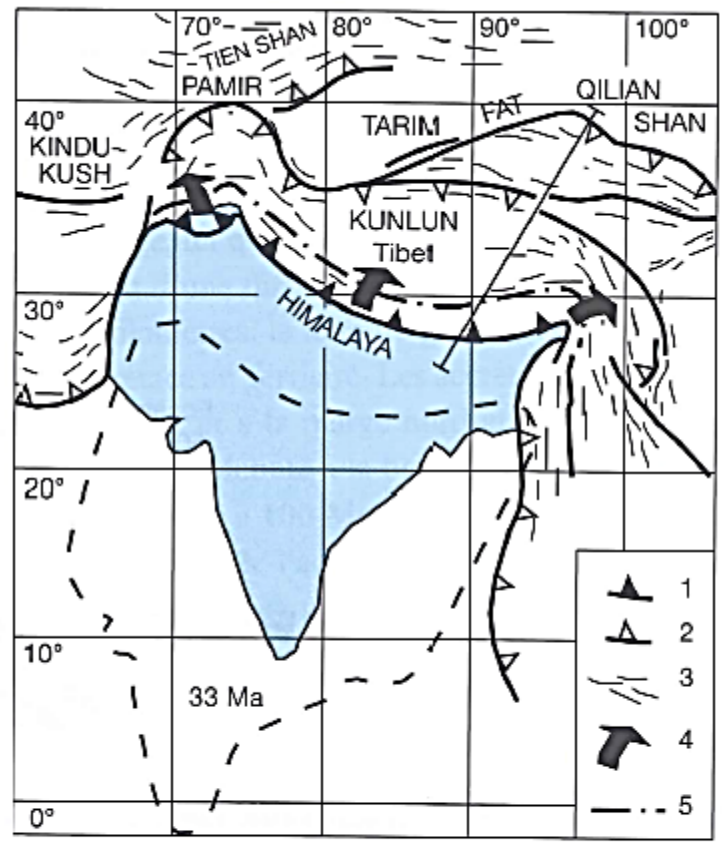
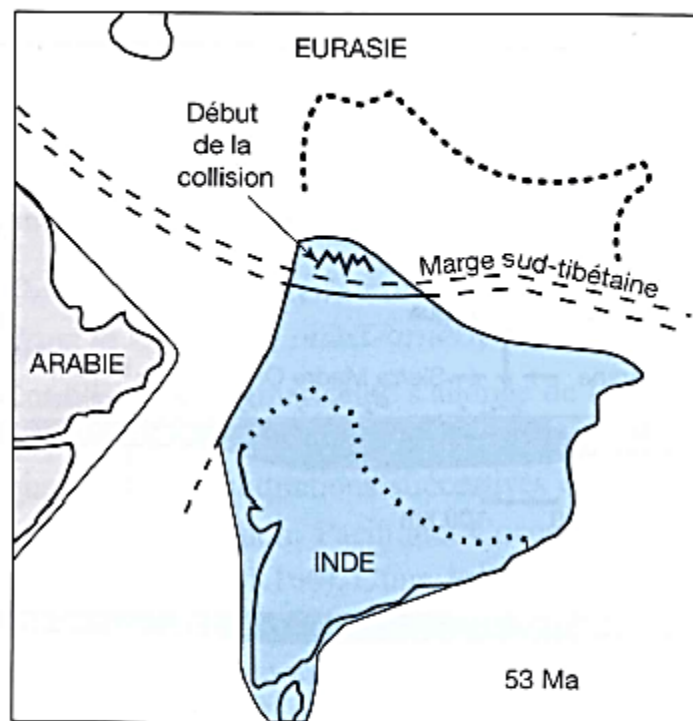


FIGURE 11.162. POSITIONS RELATIVES DE L'INDE PAR RAPPORT À L'EURASIE À DIVERS STADES DE LA COLLISION : Éocène inférieur (–53 Ma, début de la collision), Oligocène (–33 Ma) et actuel. Concernant le stade actuel, 1 : MBT, 2 : autres chevauchements majeurs, 3 : plis, 4 : subduction profonde de la lithosphère indienne, 5 : suture de l'Indus-Tsangpo. FAT : Faille de l'Altyn-Tagh. Sur le stade actuel est positionné le trait de coupe de la figure 11.170.
(D'après Matte et al., 1998)

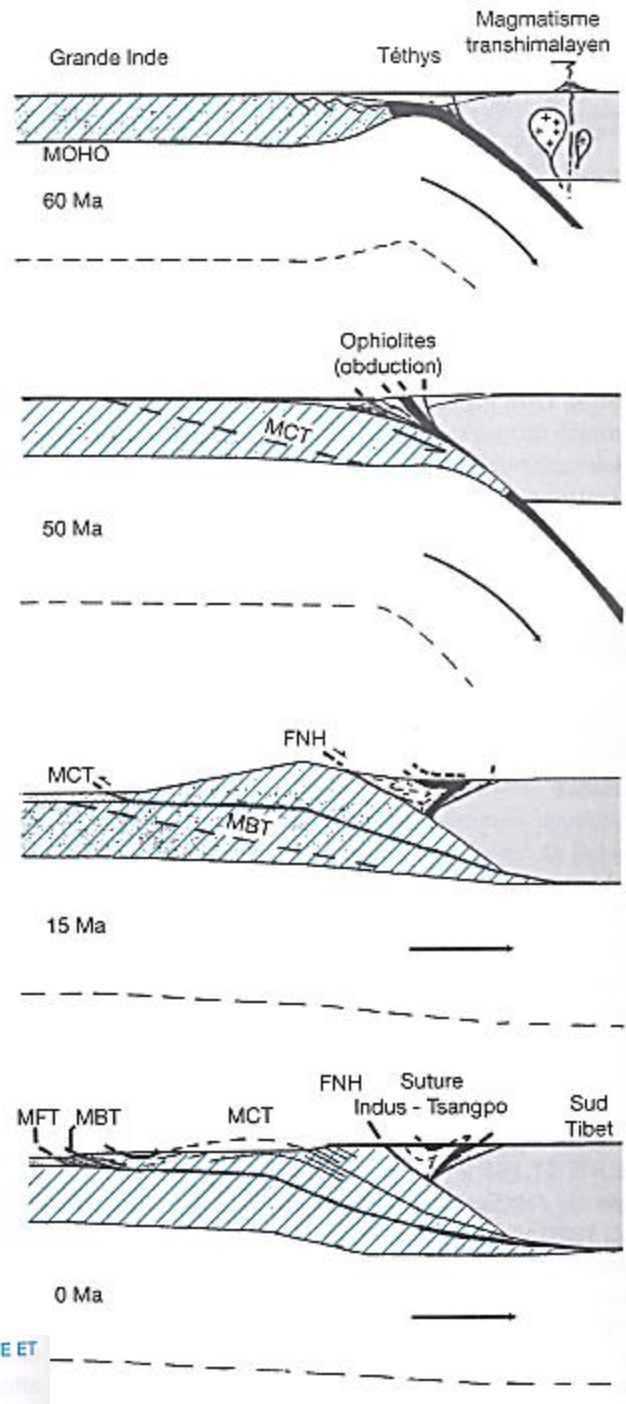


FIGURE 11.165. SCHÉMATISATION DE LA FERMETURE TÉTHYSIENNE ET DE LA COLLISION HIMALAYENNE. Commentaire dans le texte.

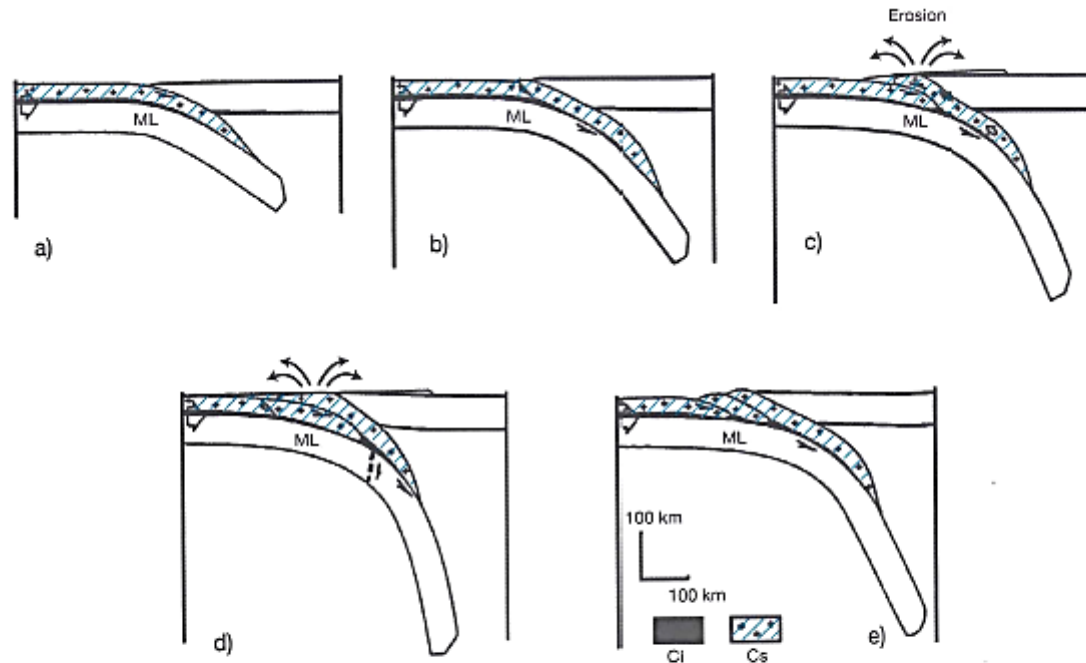


FIGURE 11.167. MODALITÉS DE LA SUBDUCTION CONTINENTALE HIMALAYENNE. La croûte continentale indienne s'enfonce jusqu'à près de 200 km de profondeur (a). À ce stade, la croûte supérieure (Cs) se casse au front de la zone de collision (b), puis, décollée au niveau de la croûte inférieure ductile (Ci), remonte sous l'effet conjugué des forces de volumes et de l'érosion. La lame est limitée par une faille inverse à sa base (le MCT) et par une faille normale à son dos (la FNH). Ce processus est suivi de la formation d'un second chevauchement crustal à l'avant (le MBT) qui absorbe la convergence dans la croûte. ML : manteau lithosphérique de la plaque subduite.

(D'après Chemenda, 1995, modifié)

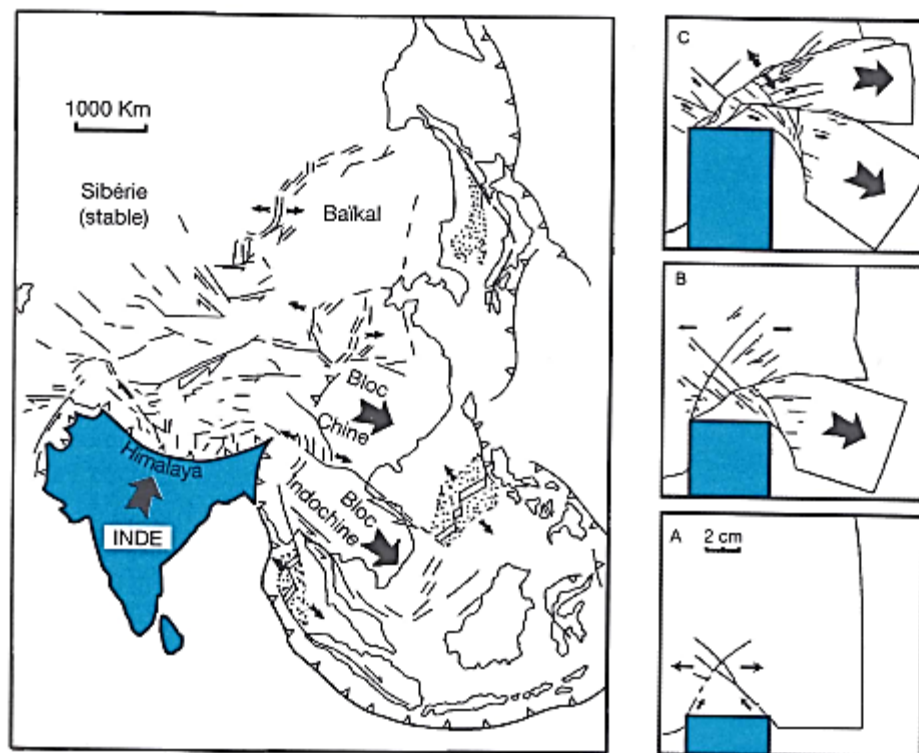


FIGURE 11.169. LES EFFETS DE LA COLLISION INDE – EURASIE SUR LE CONTINENT ASIATIQUE. a : Schéma structural de la déformation cénozoïque du Sud-Est asiatique avec les blocs indochinois et chinois en cours d'extrusion vers le SE entre de grands décrochements et les bassins en extension. Certains (en pointillés) sont à fond océanisé. A à C : 3 stades successifs d'un modèle analogique dans lequel un bloc de plastiline (l'Asie), libre sur son bord droit, est soumis à l'avancée d'un poinçon (l'Inde). L'extrusion successive de deux blocs vers la droite, la fracturation et le rifting à l'avant du poinçon sont semblables (à une échelle très différente) à la déformation figurée sur la carte.
(D'après Tapponier et al., 1982, modifié)

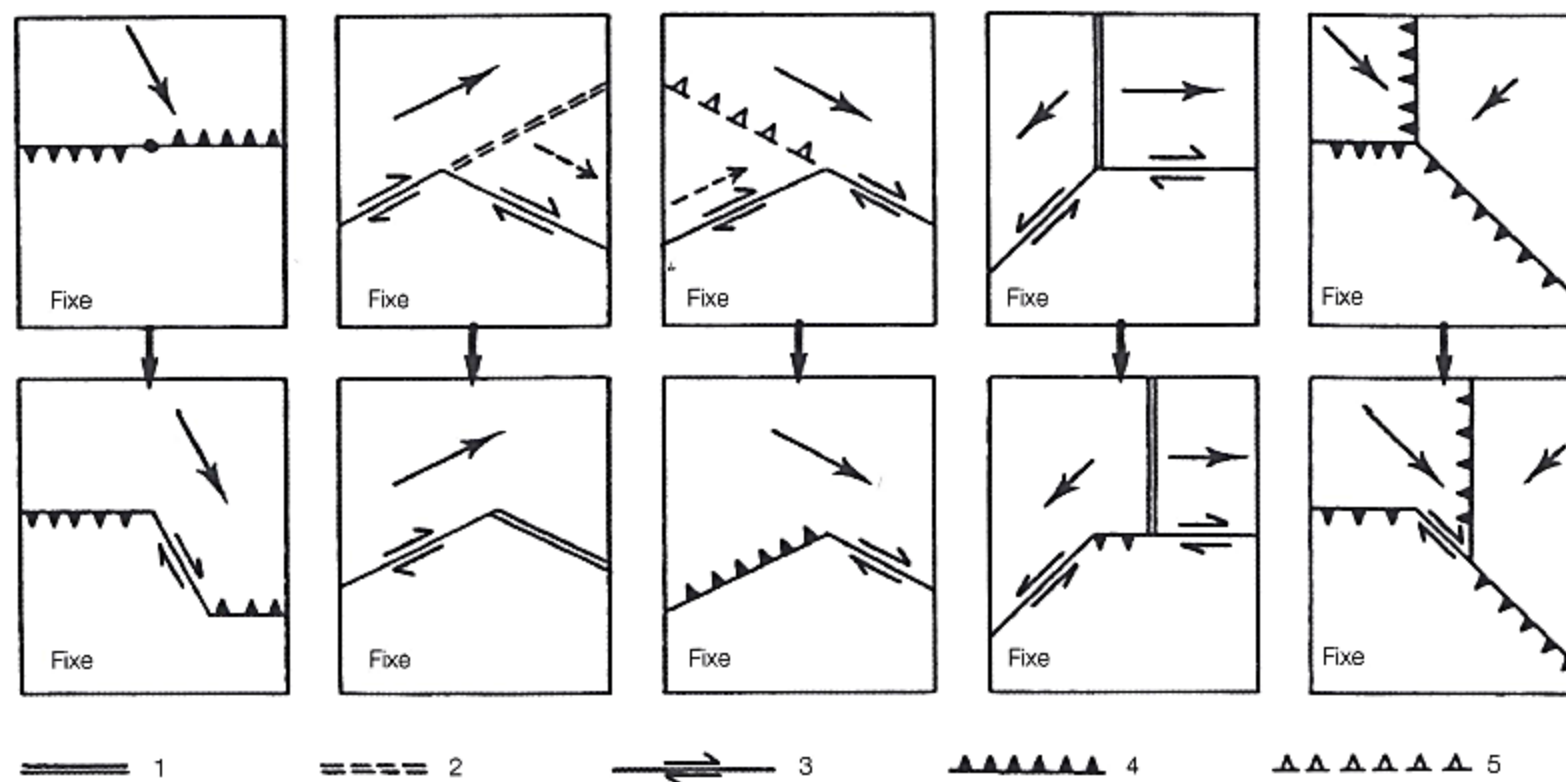


FIGURE 11.42. REPRÉSENTATION SCHEMATIQUE DE DIVERSES CONFIGURATIONS DE PLAQUES INSTABLES À UN POINT DOUBLE OU TRIPLE (HAUT) ET DE LEUR ÉVOLUTION (BAS). Une des plaques est considérée fixe. 1 : dorsale ; 2 : dorsale inactivée ; 3 : faille transformante ; 4 : zone de subduction ; 5 : zone de subduction inactivée.
(D'après Lliboutry, 1982)

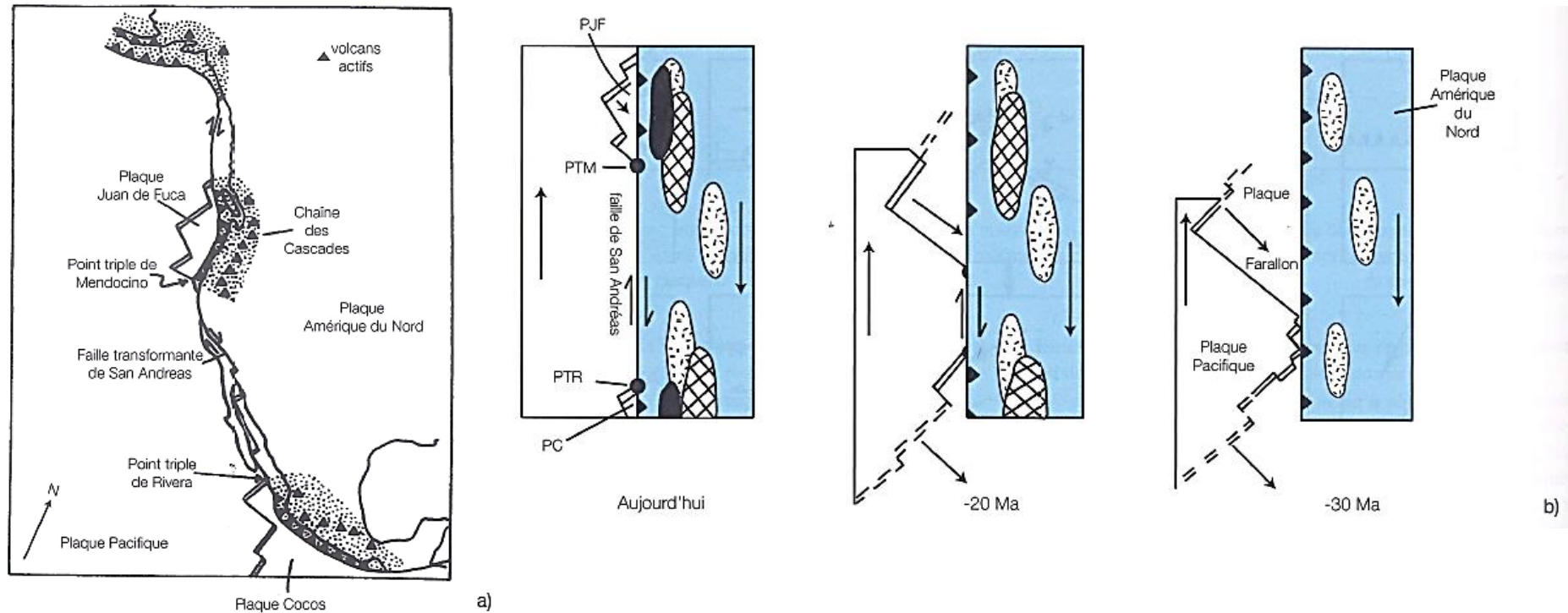
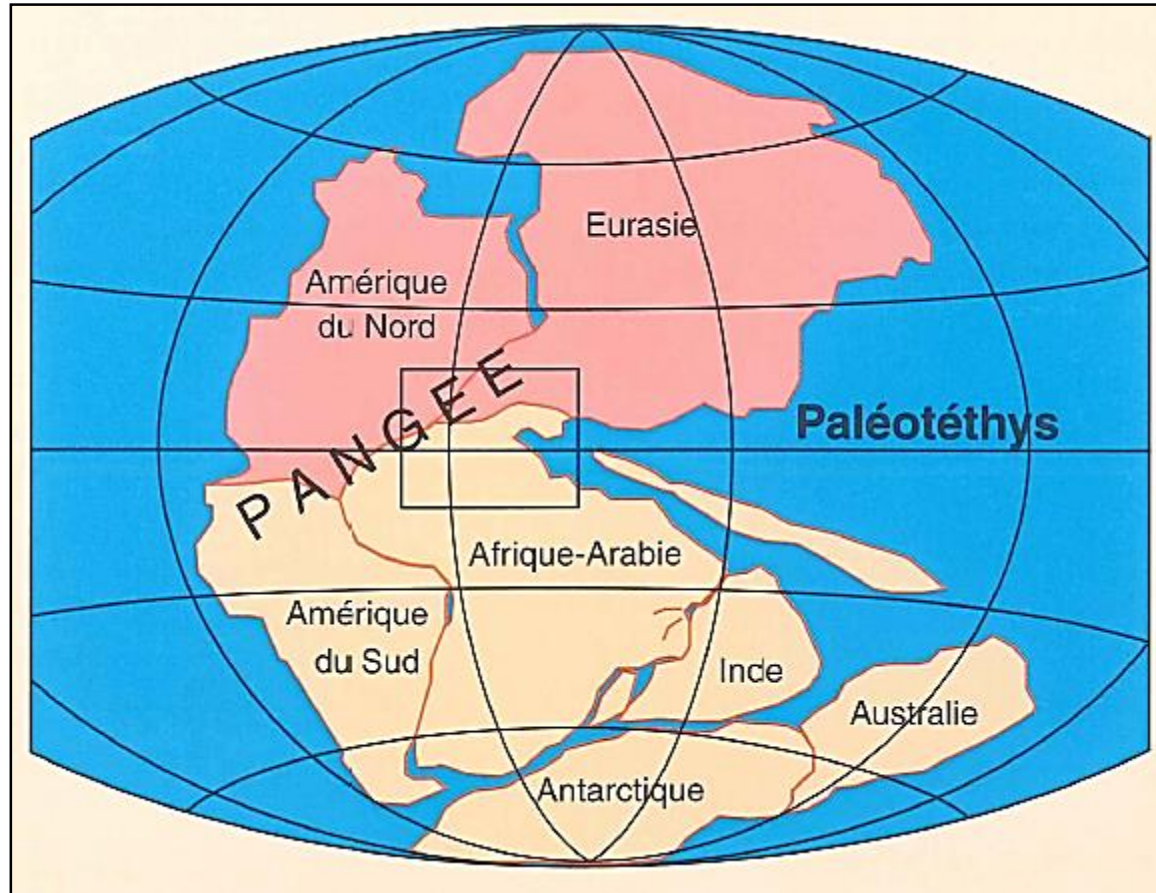


FIGURE 11.43. ÉVOLUTION DE L'ANCIENNE PLAQUE FARALLON SUR LA MARGE OUEST DU CONTINENT NORD-AMÉRICAIN.

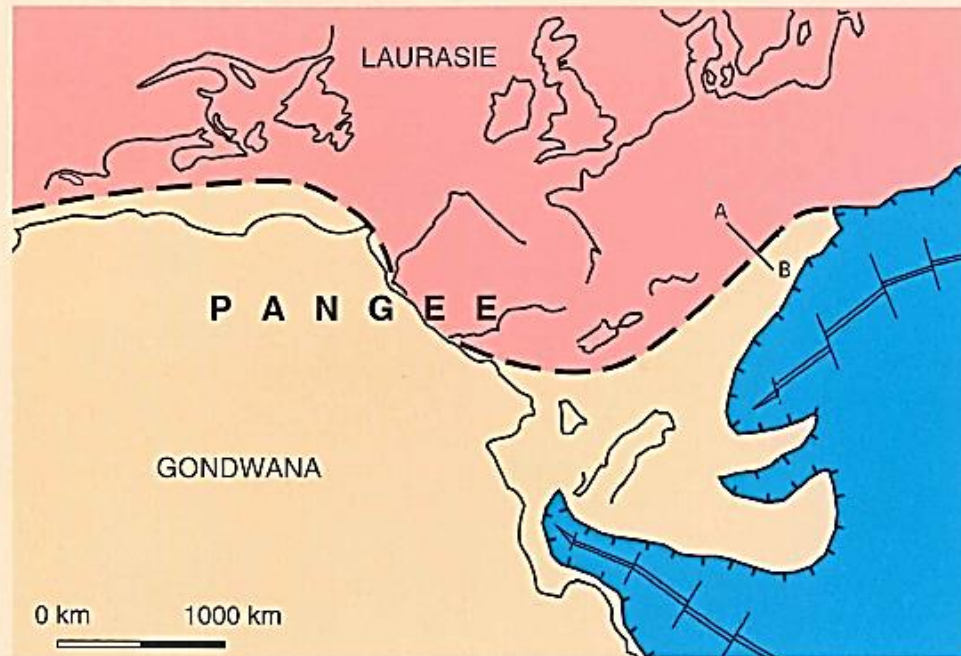
a : disposition actuelle des plaques et répartition du volcanisme lié aux subductions en cours.

b : configuration schématique des plaques à 3 époques différentes. Les figurés en pointillés et quadrillés situent les manifestations magmatiques calco-alcalines oligocènes et miocènes. En noir est situé le volcanisme quaternaire lié aux subductions en cours des plaques Juan de Fuca (PJF) et Cocos (PC). PTM : Point Triple de Mendocino ; PTR : Point Triple de Rivera. (D'après Caron et al., 1992, modifié)



La pangée, 250Ma

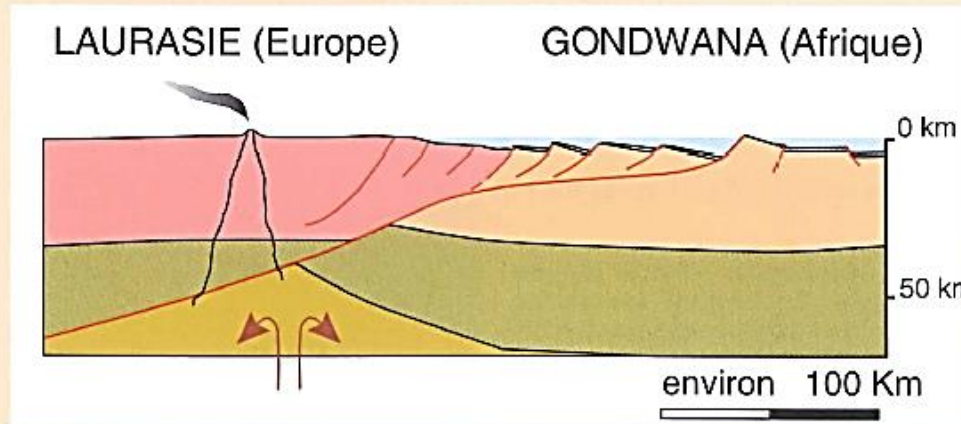
En rouge: la future Laurasie, en saumon: le futur Gondwana



Carte paléogéographique d'une partie de la Pangée, au Permo-Trias (245 m.a.).

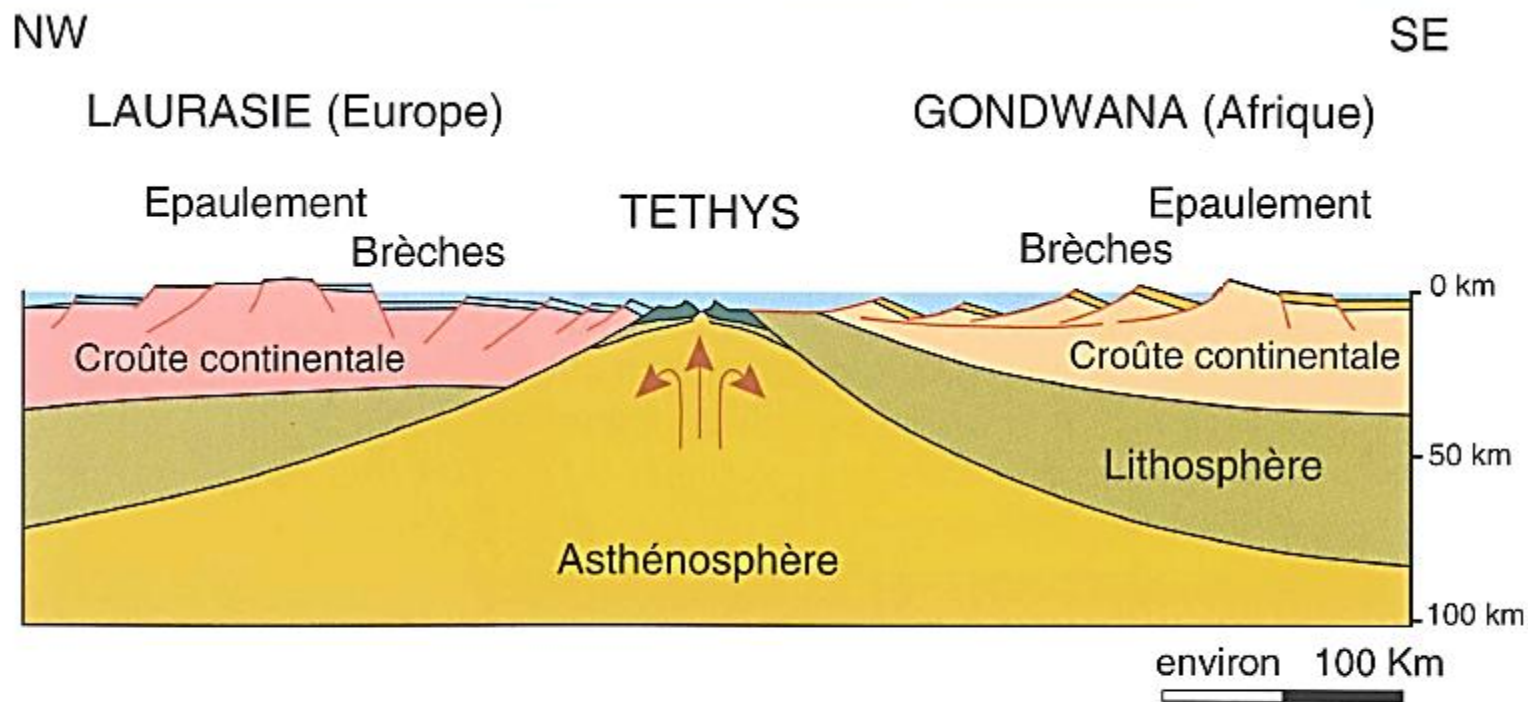
Quelques lignes repères de la géographie d'aujourd'hui ont été esquissées : le Golfe du Saint-Laurent et Terre-Neuve, la côte nord et ouest de l'Afrique (dont l'orientation et la position sont tout autre que celles d'aujourd'hui), les contours de l'Espagne et de l'ouest de l'Europe, la Corse, la Sardaigne, la Sicile et l'Adriatique.

Vers l'est, s'étendait un seul et unique océan indo-pacifique. La Pangée n'est pas encore disloquée, mais va se séparer en deux très grands continents : la Laurasia au nord (en rouge) et le Gondwana au sud (en saumon). D'après G. Stampfli et al. ²¹.



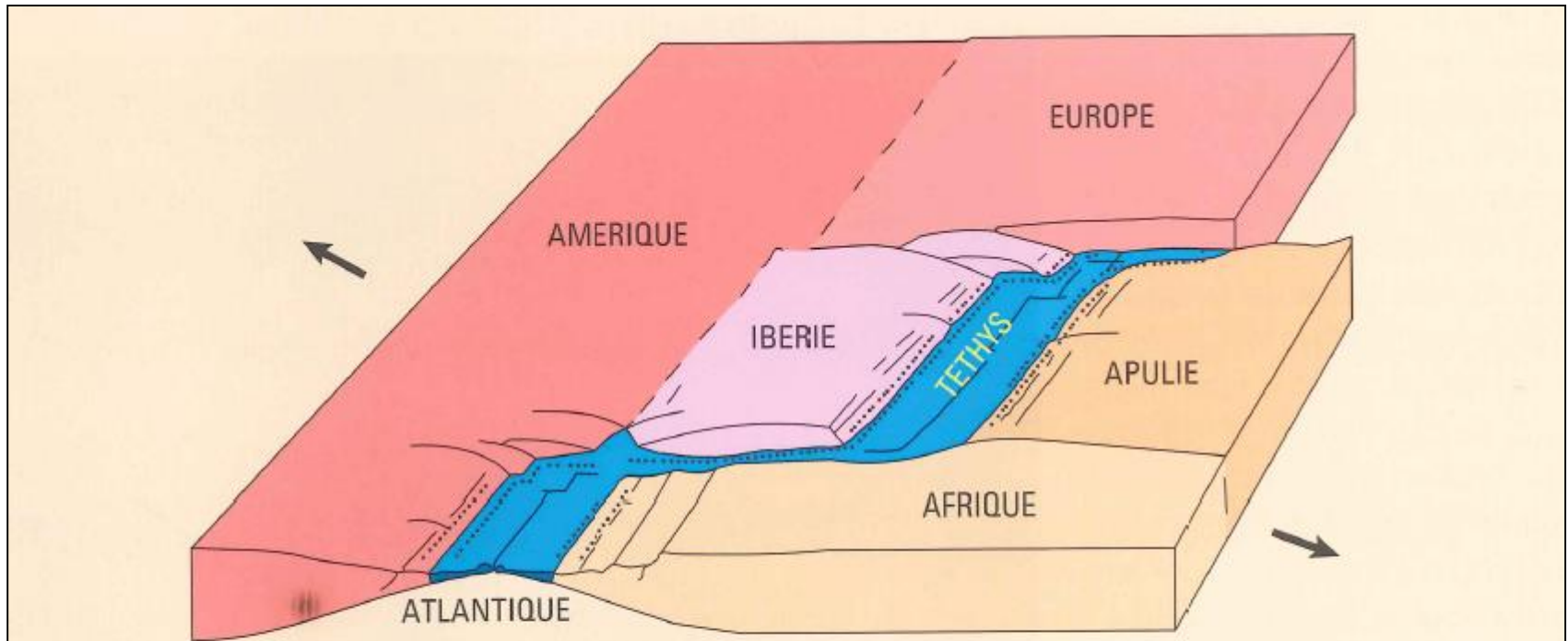
Coupe montrant le rifting de la Pangée à la fin du Trias (220 millions d'années).

Une très grande faille oblique découpe toute la lithosphère, formée par la croûte continentale (en rouge et saumon) et le manteau supérieur (en vert olive). Au-dessus, des blocs s'effondrent et basculent entre les épaulements du rift qui s'élèvent. Remarquez l'asymétrie du rift, avec les blocs basculés du côté africain. En Europe, des volcans s'éveillent ; le magma provient de la base de la lithosphère (en vert olive), qui est fondue par la remontée de l'asthénosphère (en orange). D'après G. Stampfli et al. ²¹.



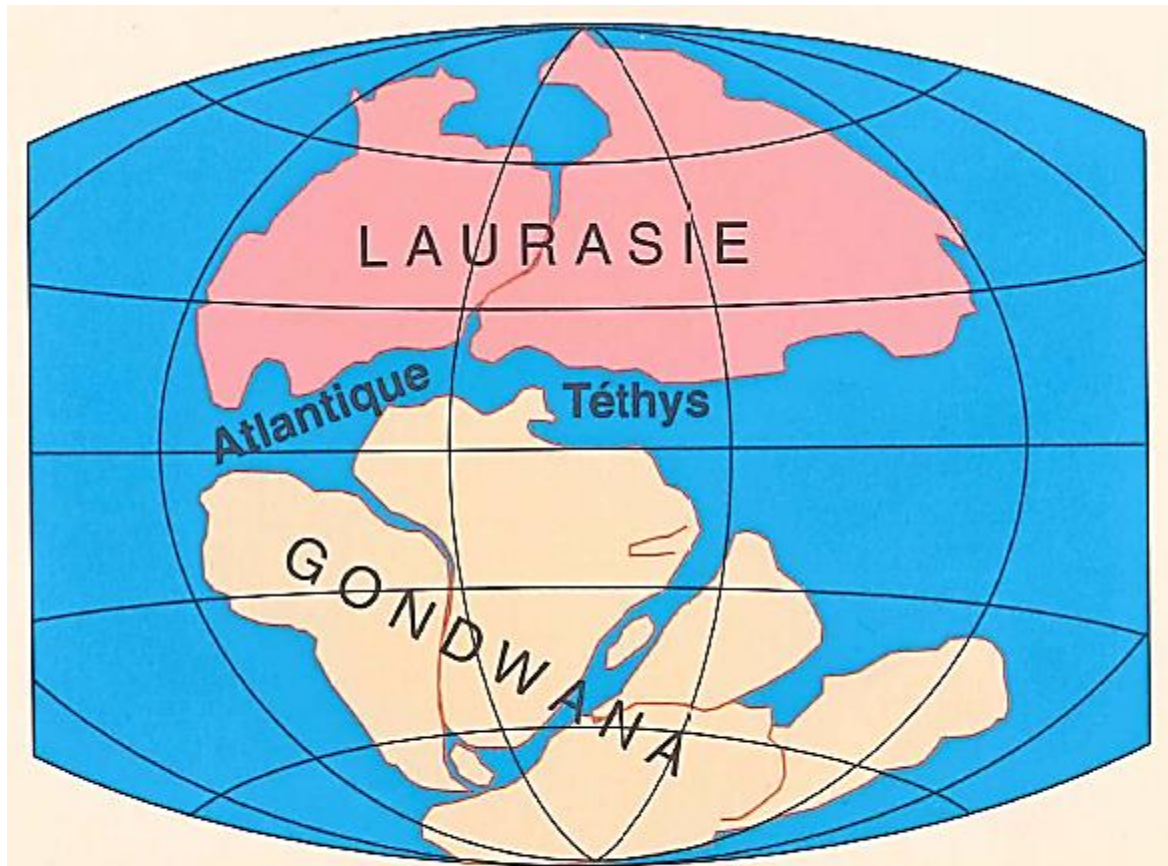
Coupe illustrant la naissance de l'océan téthysien au début du Jurassique (180 m.a.).

L'asthénosphère, proche de la surface, alimente la nouvelle ride médio-océanique en magma basaltique. Celui-ci est brusquement refroidi au contact de l'eau de mer et forme un empilement de laves en coussins, construisant ainsi la nouvelle croûte océanique (en bleu-vert sombre). Sur les deux marges continentales du nouvel océan, les épaulements du rift forment de grandes falaises qui s'effondrent dans la mer et y déposent des brèches. Du côté africain, des failles listriques, c'est-à-dire courbes, font basculer de grands blocs de croûte continentale. C'est là que sommeille le futur Cervin. Pour transposer cette coupe dans le présent, il suffit d'écrire mer Rouge à la place de « Téthys », et Arabie à la place d'Europe. D'après G. Stampfli et al. 21.

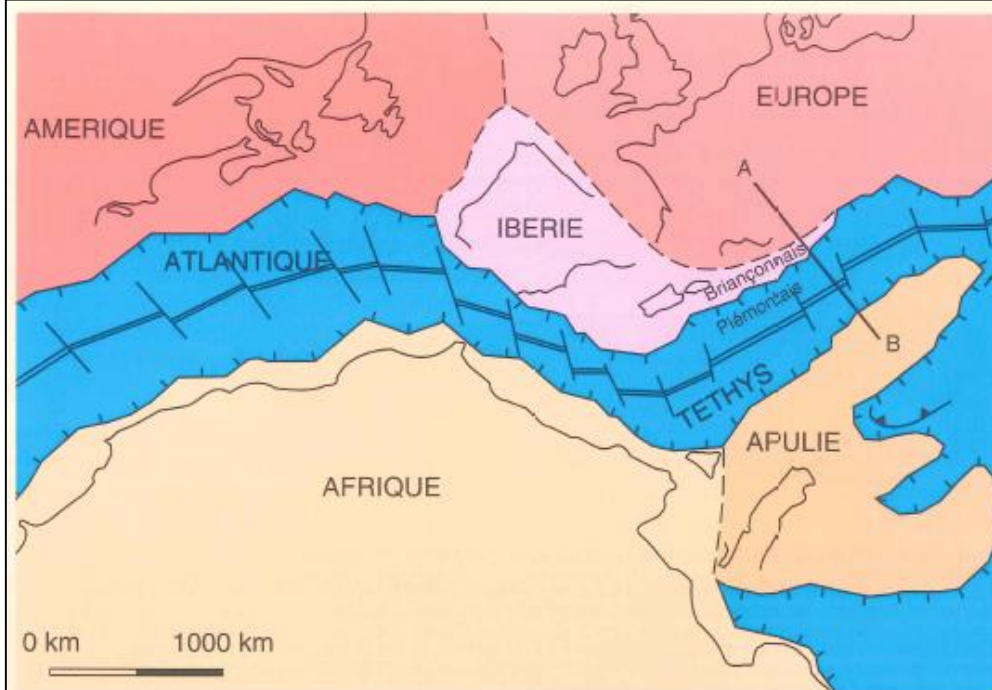


Bloc diagramme schématique montrant la disposition des continents lors de l'ouverture simultanée de l'Atlantique central et de la Téthys alpine pendant le Lias, il y a environ 180 millions d'années.

L'eau de la mer n'a pas été représentée sur ce schéma, car son niveau débordait sur les marges continentales (où sont figurés les petits points indiquant des brèches). La couleur bleue représente seulement le fond basaltique de l'océan, soit la croûte océanique. Les différentes croûtes continentales sont indiquées par des couleurs qui seront toujours les mêmes tout au long de cet ouvrage. D'après M. Lemoine ²⁷



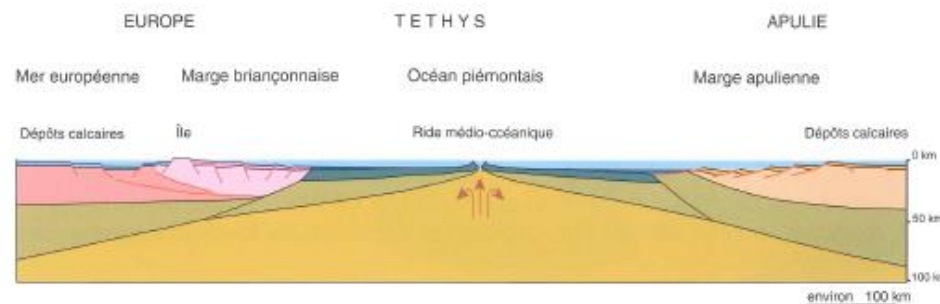
Disposition des continents et des océans vers le milieu du Jurassique, il y a 160 millions d'années (ou 160 mille millénaires)



Il y a 160 à 150 millions d'années, l'Atlantique central et la Téthys s'élargissent ensemble.

Durant la deuxième moitié du Jurassique, l'Atlantique nord n'est pas encore ouvert, laissant accolées l'Europe du nord, l'Ibérie et l'Amérique. La presqu'île apulienne fait toujours partie de l'Afrique, mais va bientôt s'en détacher. Relevons que la limite continent-océan ne correspond pas à celle du rivage. La Téthys débordait largement sur les plates-formes (ou marges) continentales, comme le montre la coupe ci-dessous. Ainsi, toute l'Europe, l'Apulie et le nord de l'Afrique étaient sous la mer.

D'après G. Stampfli 54
 A-B : Situation de la coupe ci-dessous.



Coupe à travers l'océan piémontais montrant la mer qui recouvre les deux marges continentales, au Jurassique moyen.

L'océan piémontais est le nom de la partie profonde de la Téthys sur la future transversale alpine. La mer inonde largement les deux marges continentales où elle dépose de grandes quantités de calcaires et de marnes. Du côté européen, une île émerge de la marge briançonnaise. Cette dernière va se détacher de l'Europe et se mettre à dériver avec l'Ibérie. Le rivage nord de la Téthys, témoigné par des récifs de coraux, oscillait entre les positions des Alpes externes, du Jura et de la Bourgogne d'aujourd'hui.

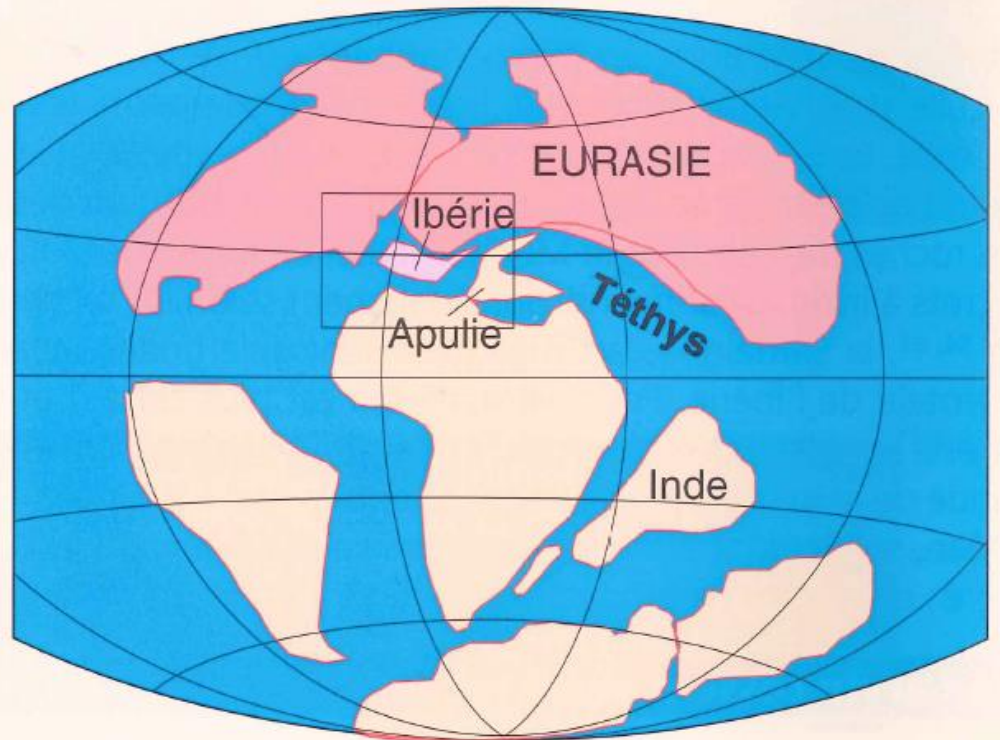
D'après G. Stampfli 54



De nombreux changements affectent la disposition des continents et des océans au cours du Crétacé, il y a une centaine de millions d'années.

Pendant que l'Atlantique central poursuit son élargissement, l'Atlantique sud s'ouvre largement, alors que le rifting de l'Atlantique nord progresse beaucoup plus lentement en direction du nord. L'Ibérie devient un microcontinent, alors que la France et l'Angleterre, bien qu'inondées sous une mer peu profonde, sont encore soudées à l'Amérique du nord. L'Inde se détache de l'Afrique pour entamer une longue migration en direction de l'Asie. Un autre petit morceau d'Afrique se rapproche de l'Europe : c'est l'Apulie.

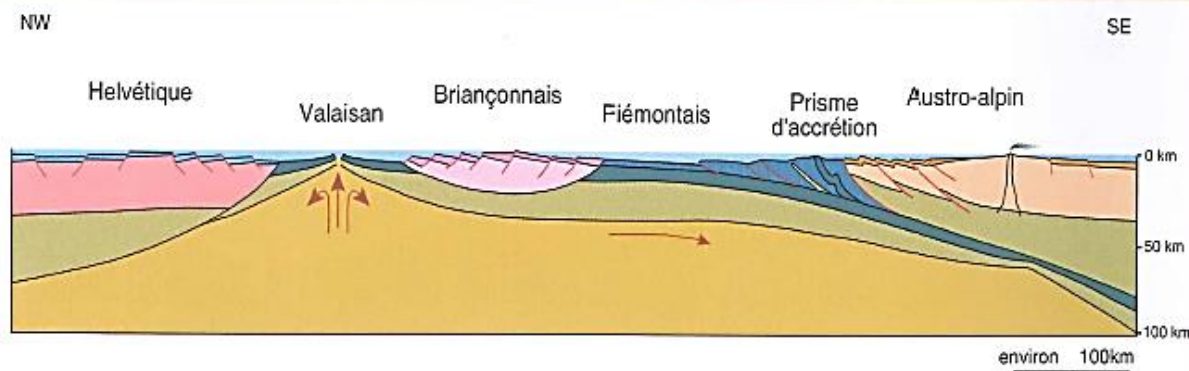
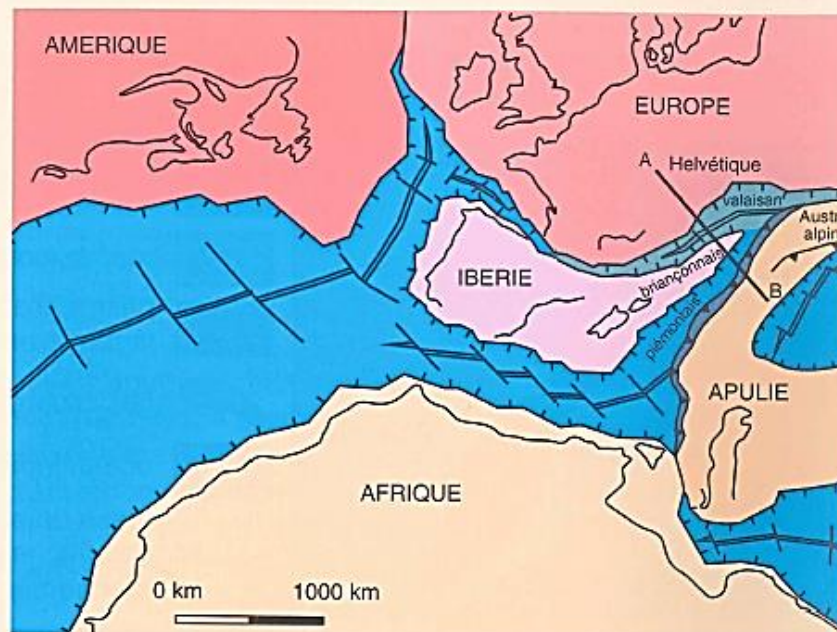
Le rectangle indique le cadre de la carte à la page 41.



Le puzzle des continents et océans (les pièces des futures Alpes) vers le milieu du Crétacé (100 m.a.).

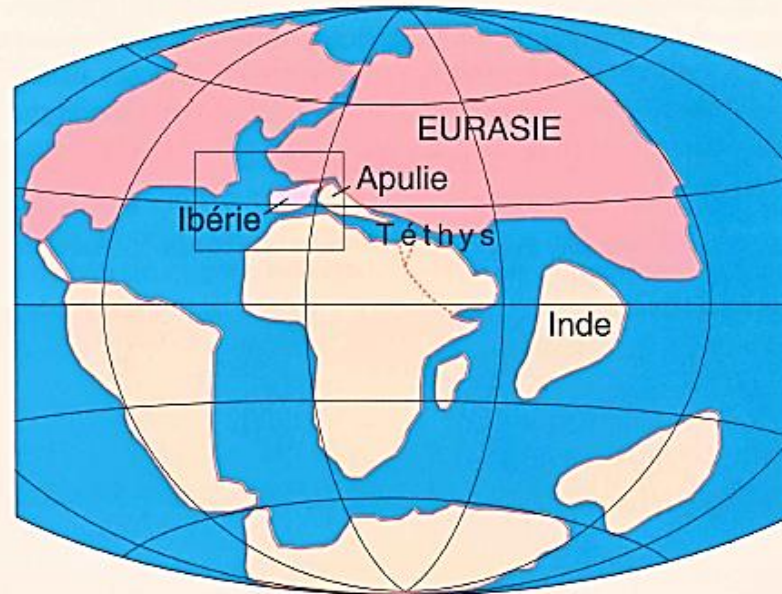
Cette carte paléogéographique montre que l'ouverture de l'Atlantique nord fait dériver l'Ibérie vers le sud-est. Détachée de l'Europe, elle devient un microcontinent dont la pointe nord-est est la péninsule briançonnaise (Stampfli 54, 61). Au nord de cette dernière s'ouvre en décrochement un nouveau bras océanique appelé bassin (ou océan) valaisan, prolongeant vers l'est l'ouverture du golfe de Gascogne. Vers la même période, l'Apulie se met à dériver vers le nord, plus rapidement que sa grande sœur africaine. Pris en étau entre l'Ibérie et l'Apulie, l'océan piémontais est condamné à se refermer : sa partie sud commence à disparaître par subduction sous la marge active apulienne. L'Afrique continue sa rotation anti-horaire, liée à l'ouverture de l'Atlantique sud.

A-B: situation de la coupe.



Le Briançonnais est une presqu'île continentale qui dérive entre deux bras océaniques.

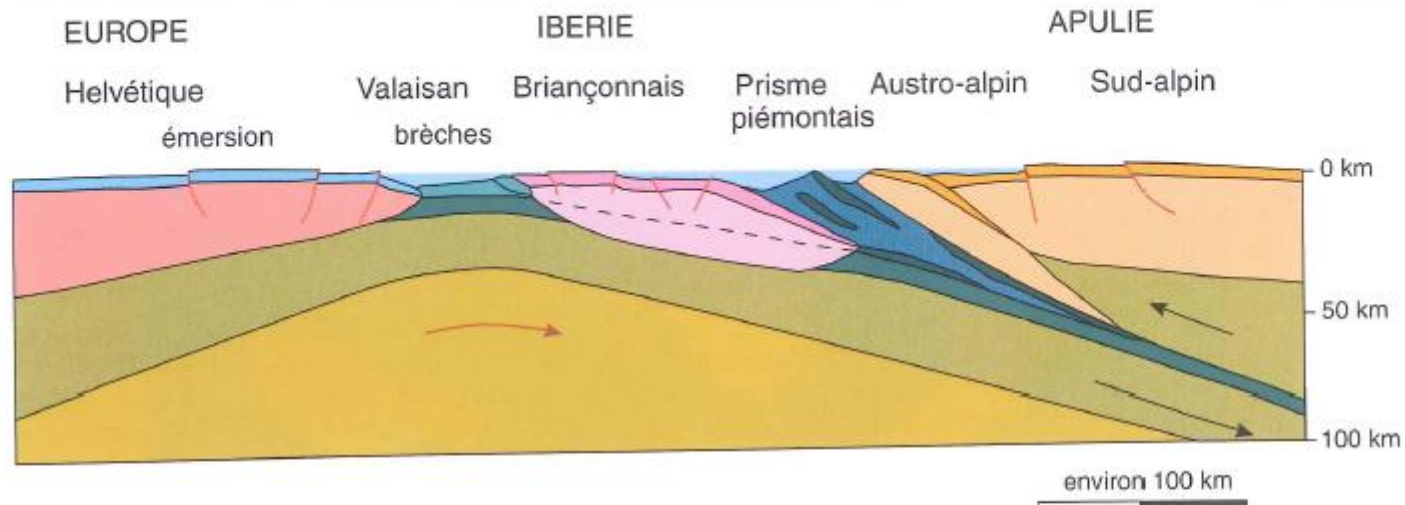
Cette coupe entre l'Europe et l'Apulie, sur la future transversale alpine, montre les principales pièces du puzzle qui vont constituer les Alpes, vers le milieu du Crétacé (90 à 100 m.a.). La dérive vers le sud-est de la presqu'île briançonnaise ouvre le nouveau bras océanique valaisan au nord; alors qu'au sud, la plaque océanique piémontaise (attachée au Briançonnais) est entraînée dans une subduction sous la plaque apulienne. Le raclage du plancher océanique provoque la construction d'un prisme d'accrétion (comparer avec la figure qui suit de l'Indonésie), fait de sédiments et d'échardes de croûte océanique qui échappent à la subduction. C'est juste au-dessus du contact entre le prisme d'accrétion et la croûte continentale que sera entaillé le futur Cervin. D'après G. Stampfli 54, 61.



Disposition des continents au début de l'ère tertiaire, il y a environ 55 millions d'années.

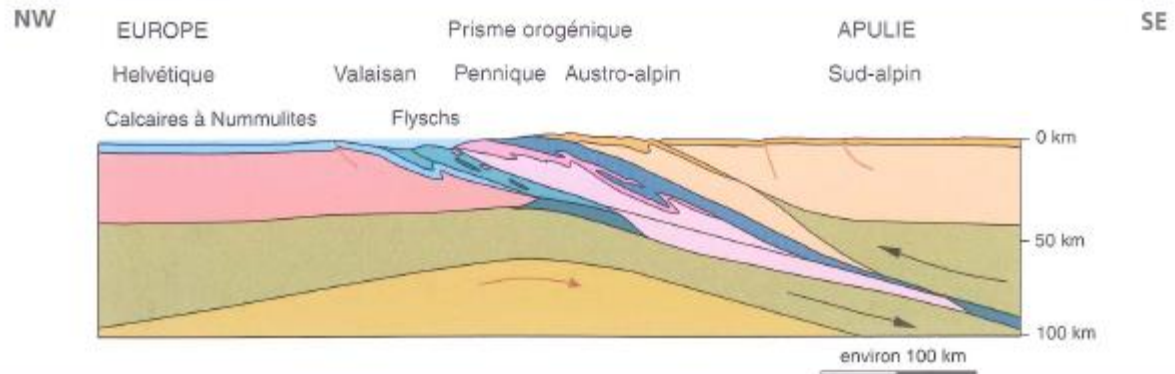
Le rifting et l'élargissement de l'Atlantique progressent lentement vers le nord alors que la Téthys alpine est devenue très étroite, au nord de l'Ibérie et de l'Apulie. Carte plus détaillée (cadre indiqué) à la page 55.

La grande Inde va bientôt s'enfoncer sous la plaque eurasiatique, à la suite de la subduction de la Téthys himalayenne. La mer Rouge n'est pas encore ouverte, laissant accolées l'Afrique et l'Arabie. Cette dernière va se mettre à dériver vers le nord-est au cours de la deuxième moitié de l'ère tertiaire (à partir de - 25 m.a.).



Au tout début du Tertiaire, il y a environ 60 millions d'années, la subduction qui a duré plus de 50 millions d'années a fait disparaître l'océan piémontais; seul le prisme d'accrétion en garde la mémoire.

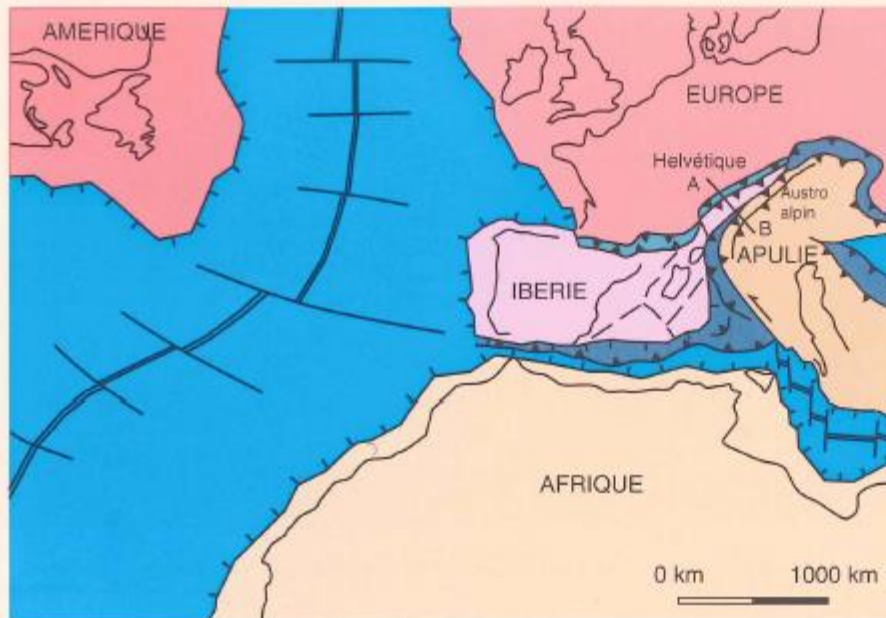
Le sandwich continent-océan-continent prend forme : le bord sud du continent briançonnais (en rose) amorce à son tour un début de subduction sous le prisme d'accrétion. Ce dernier contient maintenant des copeaux ou lentilles de croûte océanique (en bleu vert sombre). Sur le prisme, une écharde de croûte continentale austro-alpine (en jaune saumoné), la future zone de Sésia, s'est enfoncée comme un clou dans la subduction. Cette descente de la plaque océanique a provoqué le dédoublement de la lithosphère (en vert olive) sous l'Apulie. En surface, le relief est très accentué. Le bassin valaisan est profondément encaissé entre des marges qui se soulèvent, mais son élargissement a cessé. D'épaisses séries de flysch, accompagnées d'écroulement de brèches s'y déposent. Toute la marge européenne (helvétique ou dauphinoise) est soulevée, où une longue période d'émergence et d'érosion s'installe.



Au cours de l'Eocène (50 à 40 millions d'années), c'est le début de la collision plastique entre l'Europe et l'Apulie. Le prisme d'accrétion du bassin océanique valaisan s'édifie; il agrandit par la base la pile des grandes unités alpines, ou prisme orogénique.

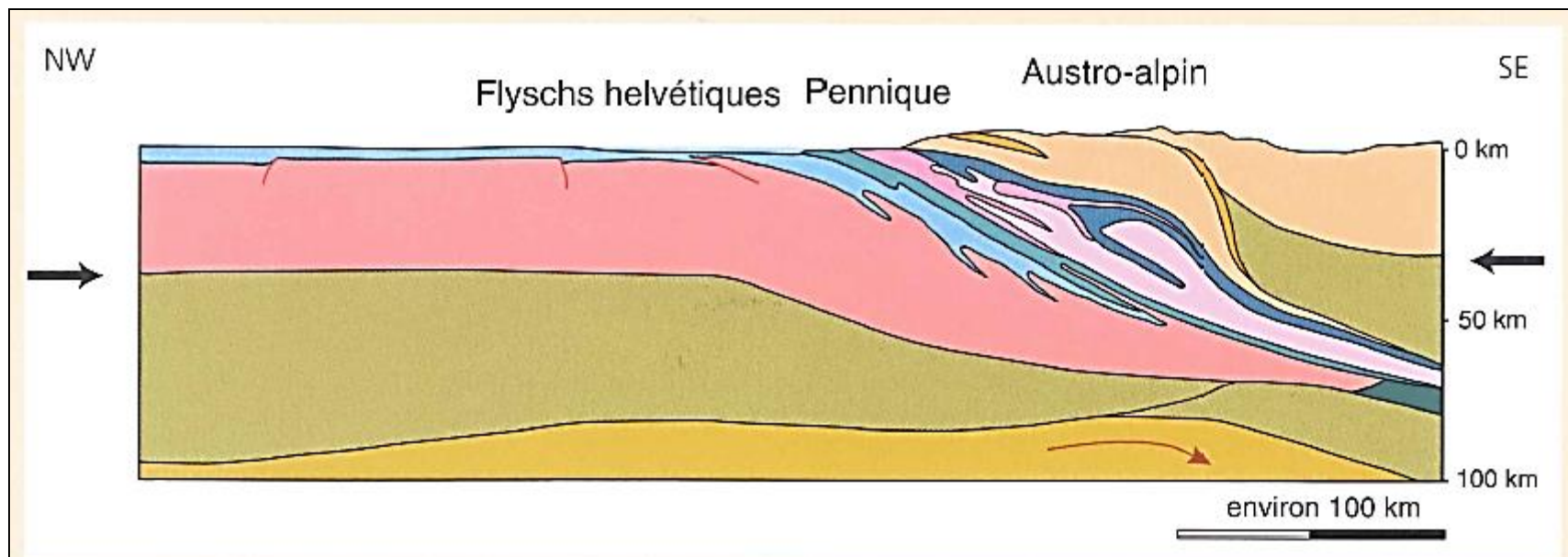
Tous les acteurs sont en scène pour construire les Alpes. Le bord de l'Europe (en rouge) amorce à son tour sa descente sous le prisme. Il suit la croûte océanique valaisanne (en vert foncé) subductée à la suite des racines du Briançonnais (en rose). En effet le substratum du microcontinent Briançonnais s'est cassé en deux parties : l'une, légère, se déforme mais résiste à la subduction. L'autre, plus lourde, s'enfonce, tirée par la lithosphère piémontaise (en vert olive, en bas à droite). La dérive de l'Apulie vers le nord fait chevaucher un coin de lithosphère sud-alpine (en vert olive) sur l'austro-alpin inférieur; c'est le « poinçonnement apulien ».

En surface subsiste un profond bassin valaisan où de grandes quantités de flyschs se déposent. Plus au nord, la sédimentation a repris sur la marge européenne (helvétique et dauphinoise), où des calcaires à Nummulites se déposent : la Téthys n'a pas dit son dernier mot.



Il y a 40 millions d'années, pendant l'Eocène, l'Atlantique a gagné la partie contre la Téthys. C'est la collision entre l'Europe et l'Apulie.

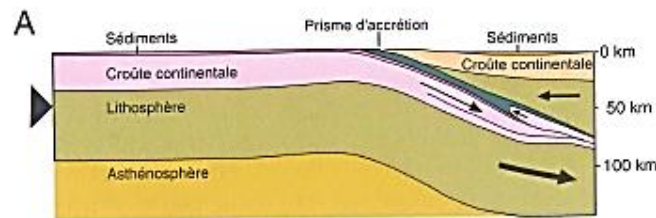
Cette carte paléogéographique montre que l'effargissement de l'Atlantique chasse l'Europe vers l'est et continue de faire tourner l'Afrique en rotation anti-horaire. Une nouvelle zone de subduction s'enclenche vers le nord, en Méditerranée, sous la plaque ibérique. L'Apulie remonte aussi vers le nord et coulisse probablement le long d'une grande faille décrochante, dont une héritière est encore active aujourd'hui dans le détroit de Messine. La presqu'île Briançonnaise, prise en étau dans la collision, va se décrocher de l'Ibérie. La Corse et la Sardaigne vont également bientôt s'en séparer, provoquant l'ouverture de la Méditerranée occidentale.



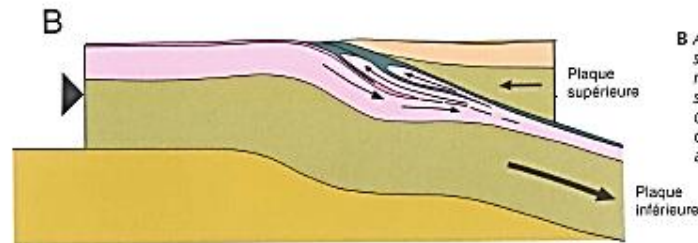
Coupe à travers la future chaîne alpine qui se forge en profondeur à la fin de l'Eocène (35 m.a.).

La subduction de la plaque européenne est bien avancée. Cette fois, nous sommes en pleine **orogénèse** : l'enfouissement des unités épaissit la croûte continentale et la rend ductile, par augmentation de pression et de la température. De grands ensembles de roches se déplacent, se superposent et se déforment : c'est la naissance des nappes, telle la nappe du Mont Rose qui forme un très grand pli chevauchant vers le nord-ouest. Ces déformations sont probablement le résultat d'un flux plastique (ou ductile) obliquement ascendant, faisant remonter vers la surface des roches de grandes profondeurs. Par dessus, la nappe de la Dent Blanche (l'Austro-alpin en jaune saumoné) joue le rôle de traîneau écraseur, où l'on voit s'esquisser à la surface le soulèvement alpin ; cependant plus au nord, sur la partie non encore enfoncée de la plaque européenne (en rouge), subsistent des bassins étroits où se déposent les derniers flyschs. Dessin de A. Escher.

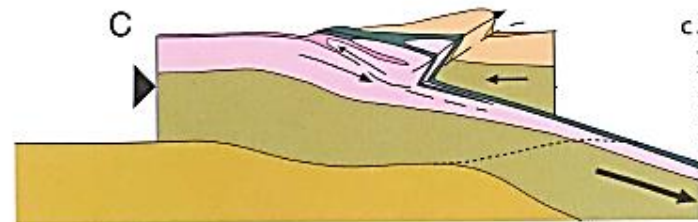
Modèle schématique de collision plastique (d'après A. Escher et C. Beaumont⁹³) montrant la formation de plusieurs générations de grands plis, lorsque la partie supérieure de la croûte continentale (en rose) résiste à la subduction. La plaque inférieure glisse sur l'asthénosphère; la plaque supérieure a été fixée arbitrairement, mais elle oppose une force de résistance à la subduction.



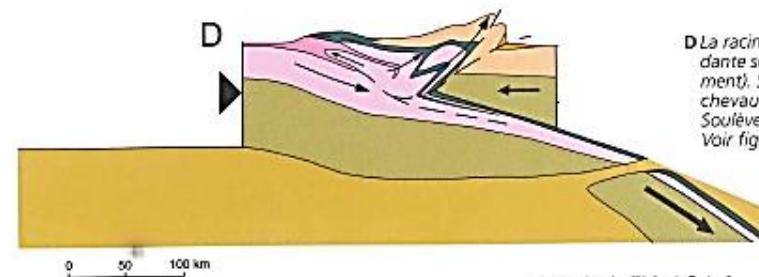
A Formation d'une première nappe-pli en profondeur, en réaction à la subduction (déjà active avant l'étape A). Un goulet d'étranglement freine la descente de la matière devenue plastique et la force en partie à remonter, dans le couloir ductile du prisme d'accrétion.



B Après enfouissement de 50 km supplémentaire de plaque inférieure, la croûte continentale s'épaissit encore plus : formation d'une deuxième nappe dans le couloir ductile ascendant. Plis « en avant ». Voir fig. p. 57



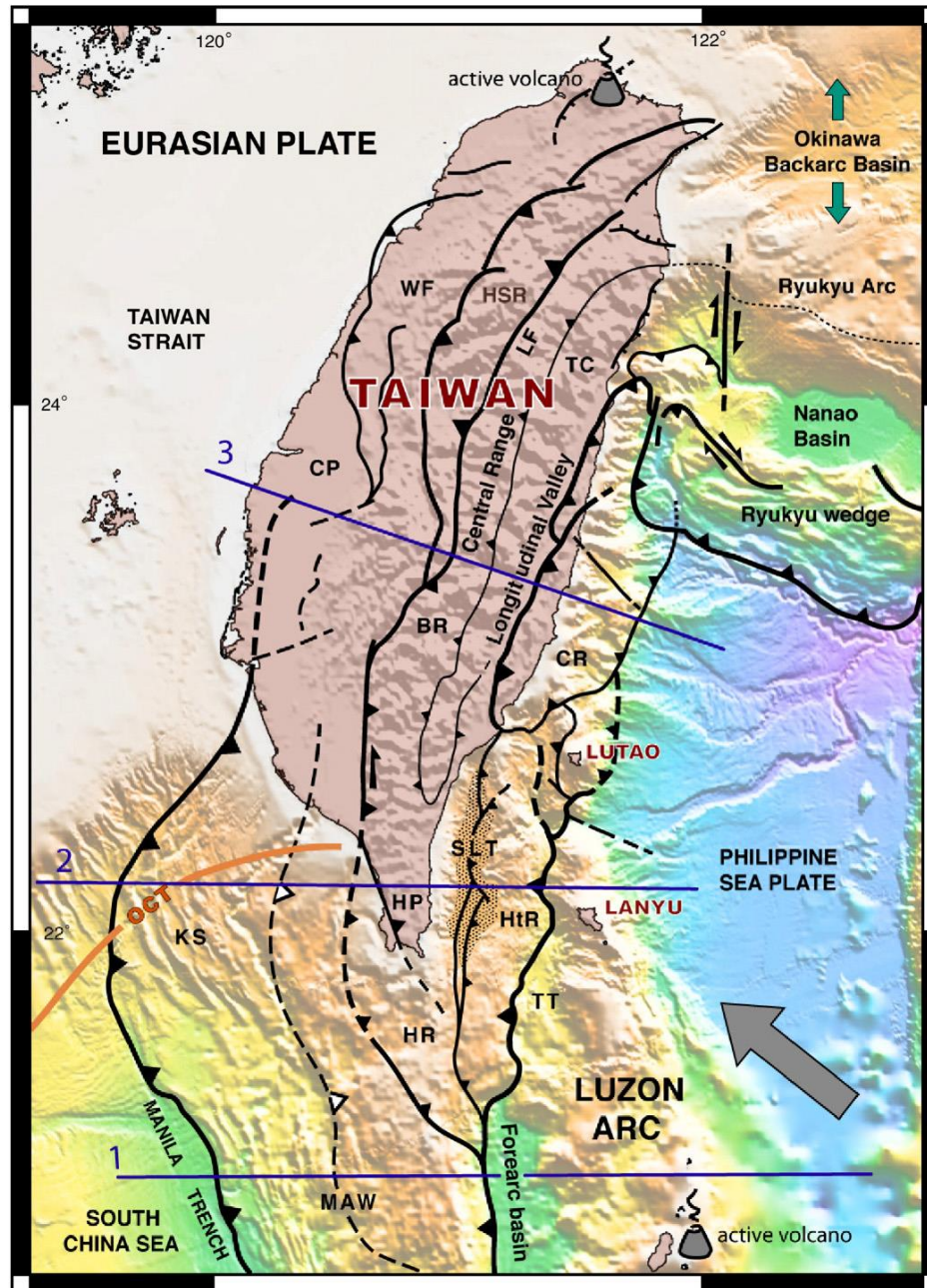
C Les premiers plis « en retour » marquent le début du soulèvement et du poinçonnement de la plaque supérieure. En profondeur, la plaque descendante est fortement étirée.

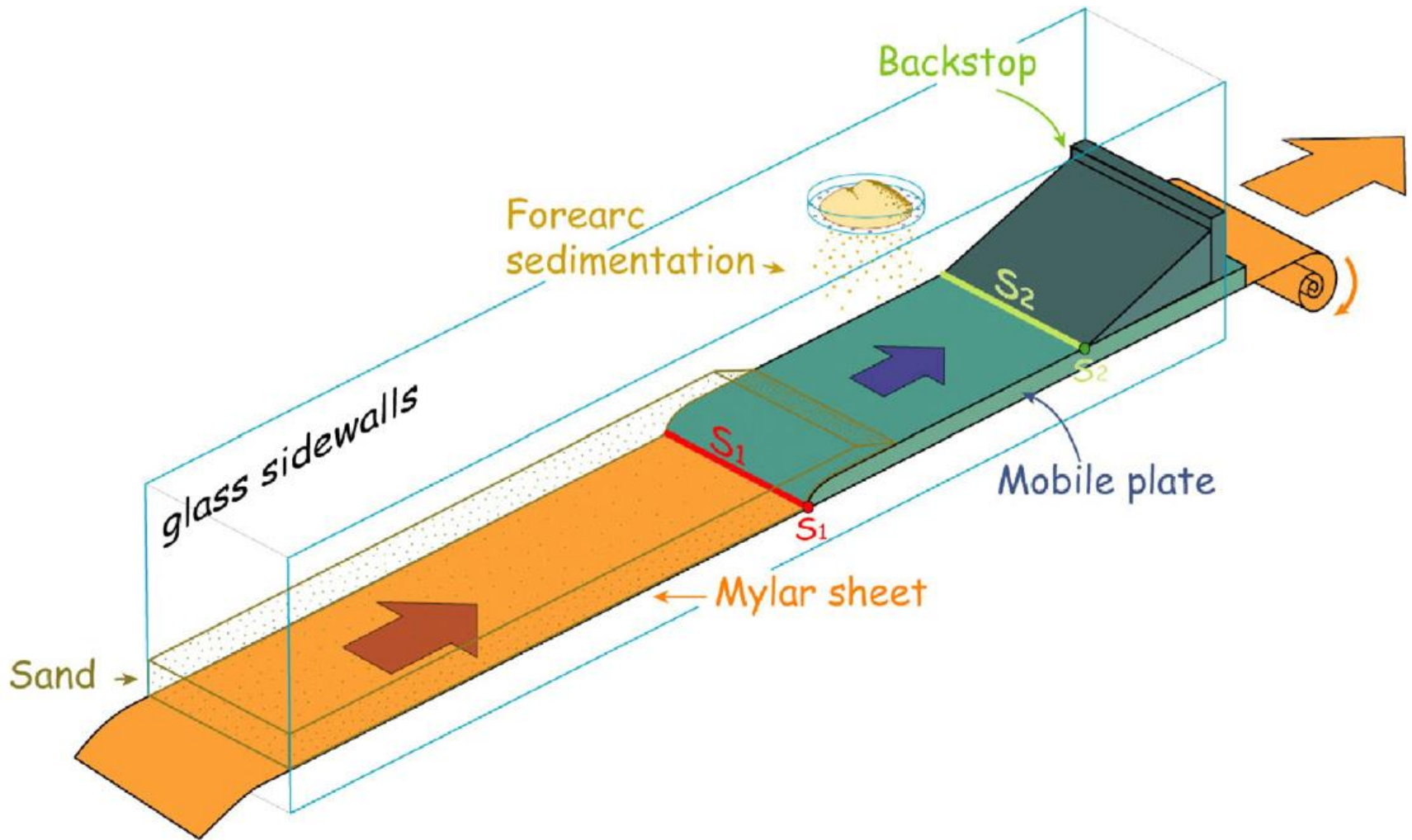


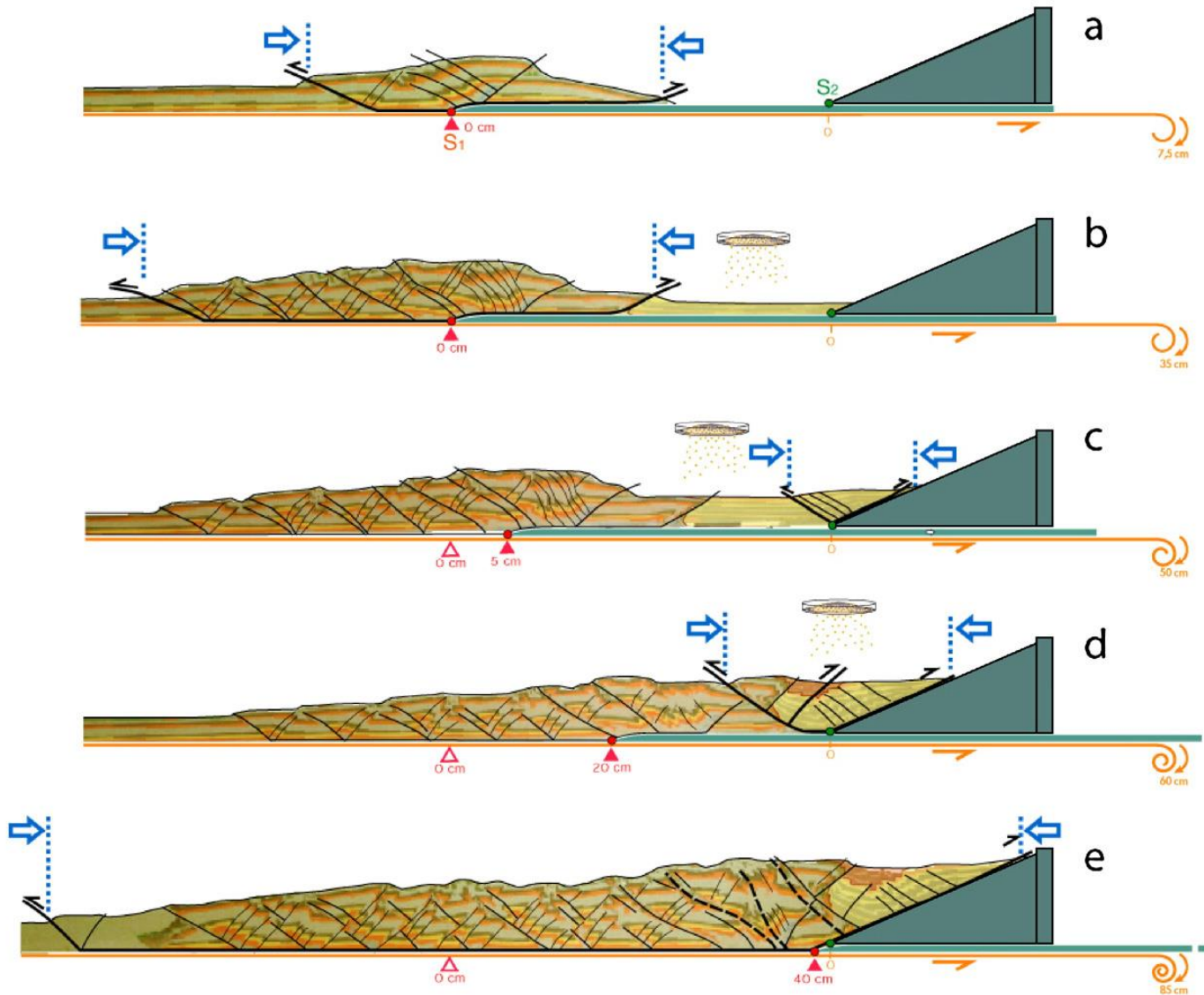
D La racine de la plaque descendante se détache (slab detachment). Suite des plissements et chevauchements en retour. Soulèvement général. Voir fig. p. 63

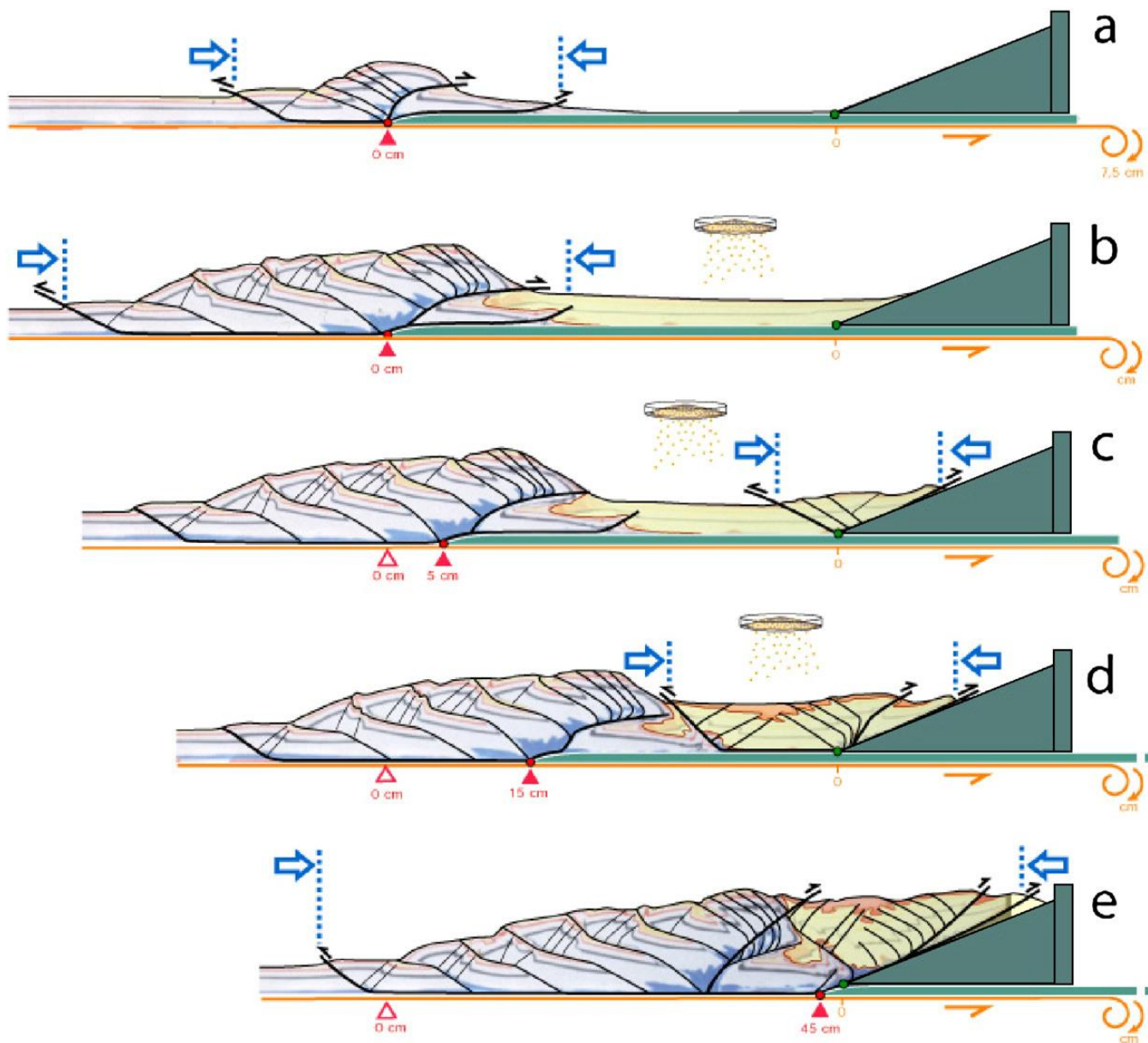
(Reconstitué et simplifié d'après Escher & Beaumont 1997)

Avec une vitesse de convergence lente de 1 à 2 cm/an, il faut 15 millions d'années pour enfouir 200 km de plaque inférieure descendante (étapes A à D). Ainsi, environ 5 millions d'années séparent chaque étape. Appliqué aux Alpes, ce scénario a pu donc se dérouler entre - 40 et - 25 m.a.



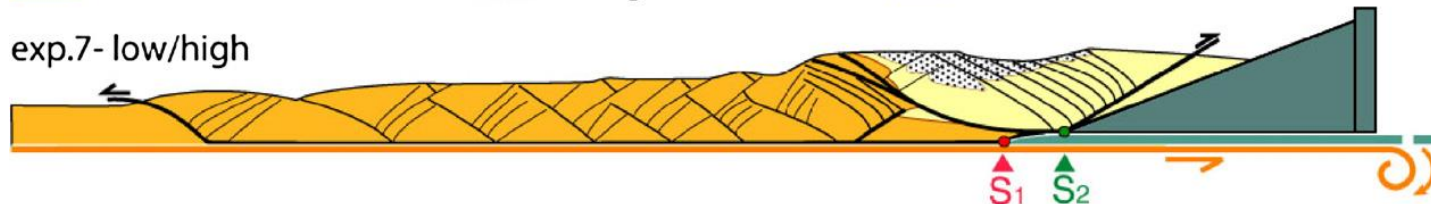




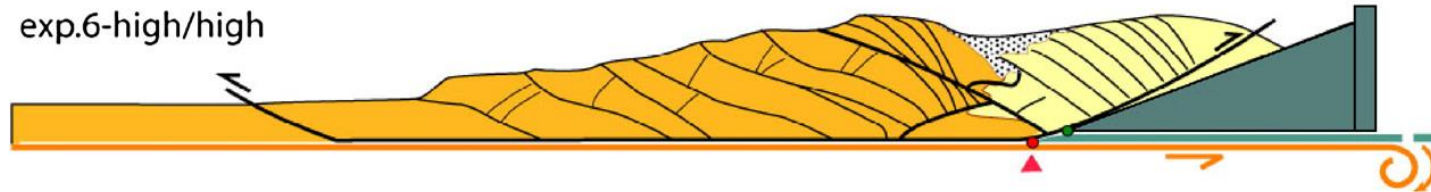


■ "accretionary wedge" ■ "orogenic basin" ■ "forearc basin"

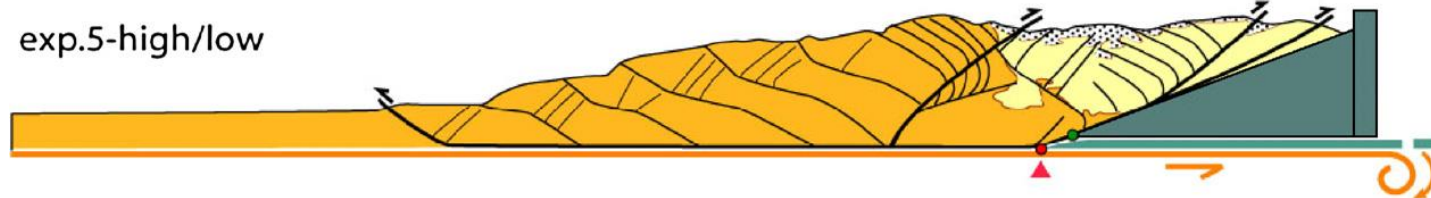
exp.7- low/high



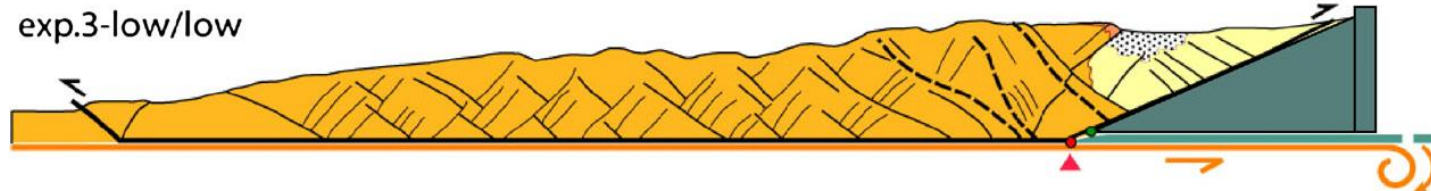
exp.6-high/high



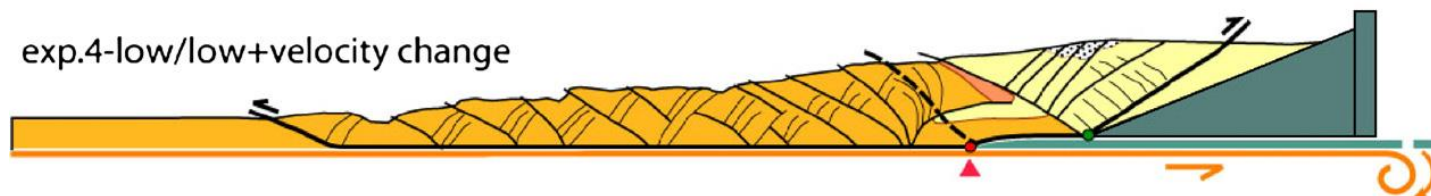
exp.5-high/low

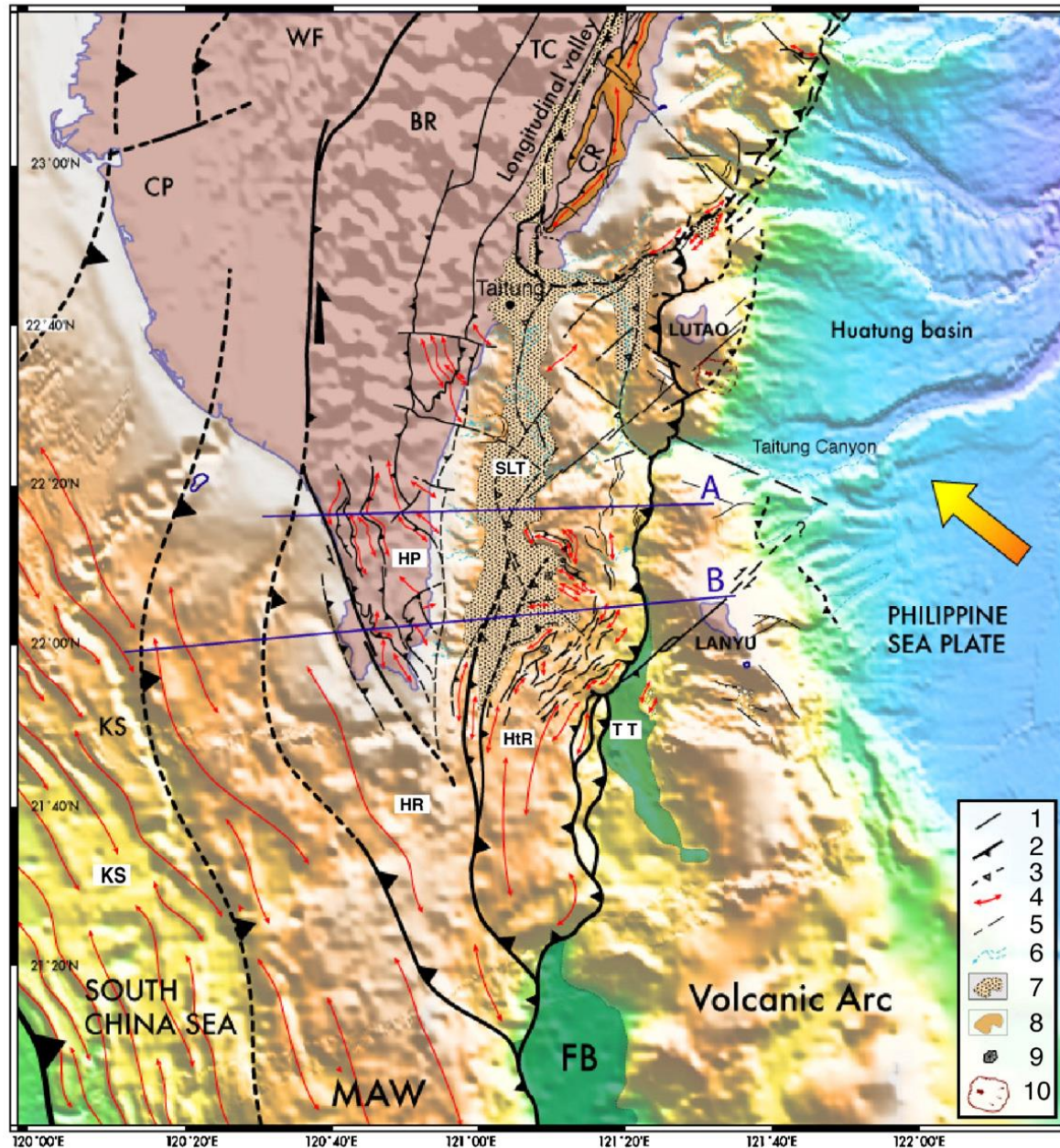


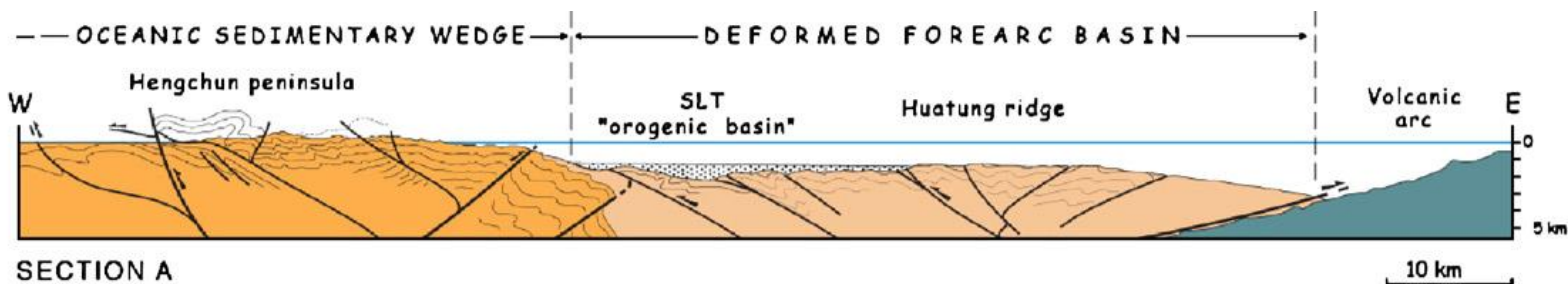
exp.3-low/low



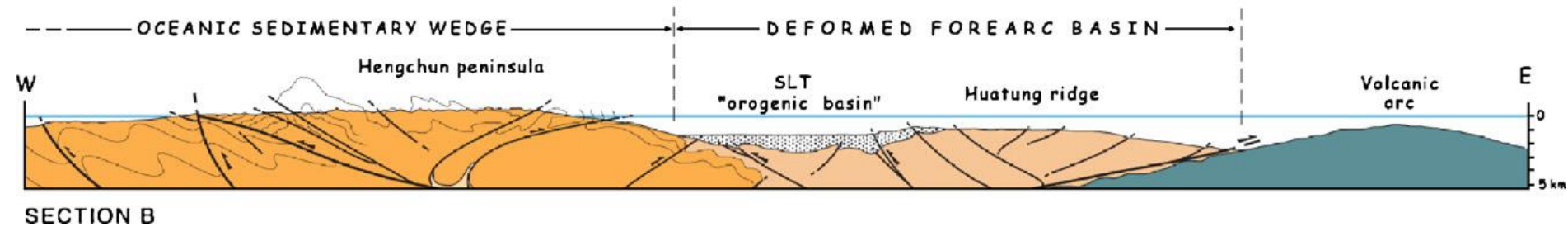
exp.4-low/low+velocity change

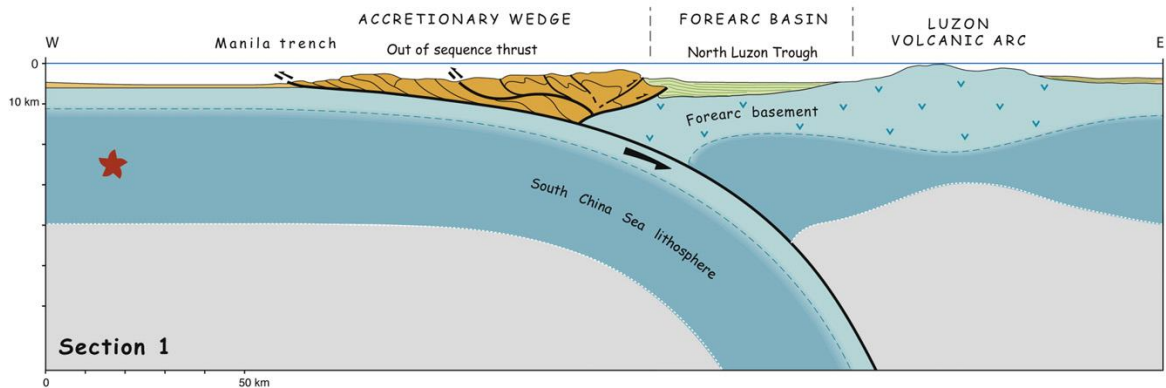
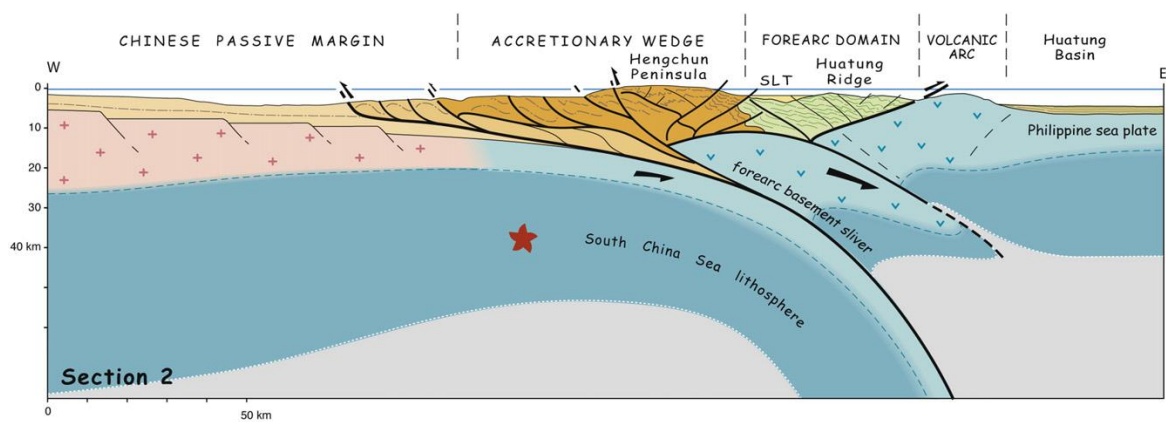
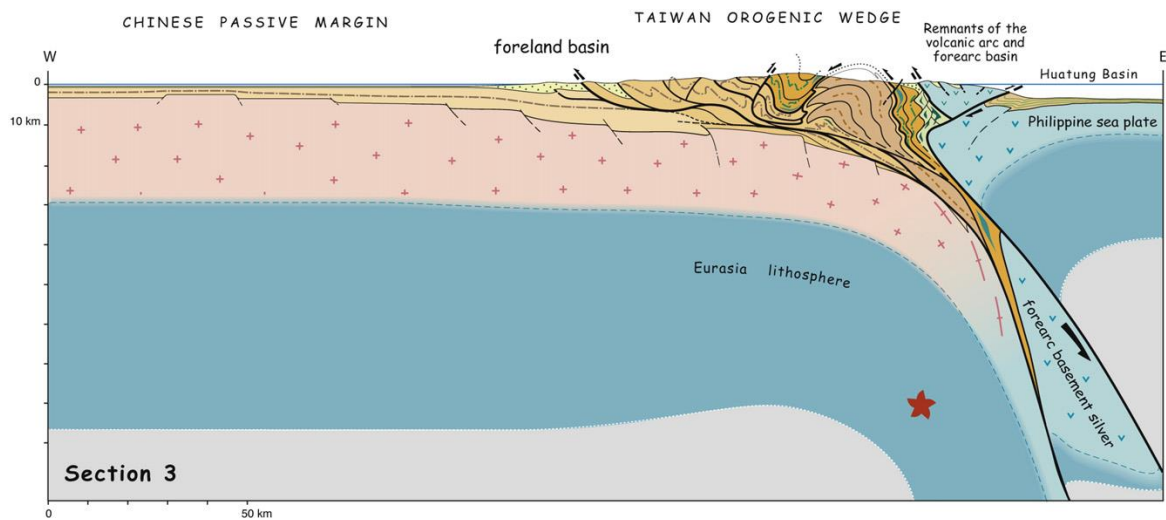




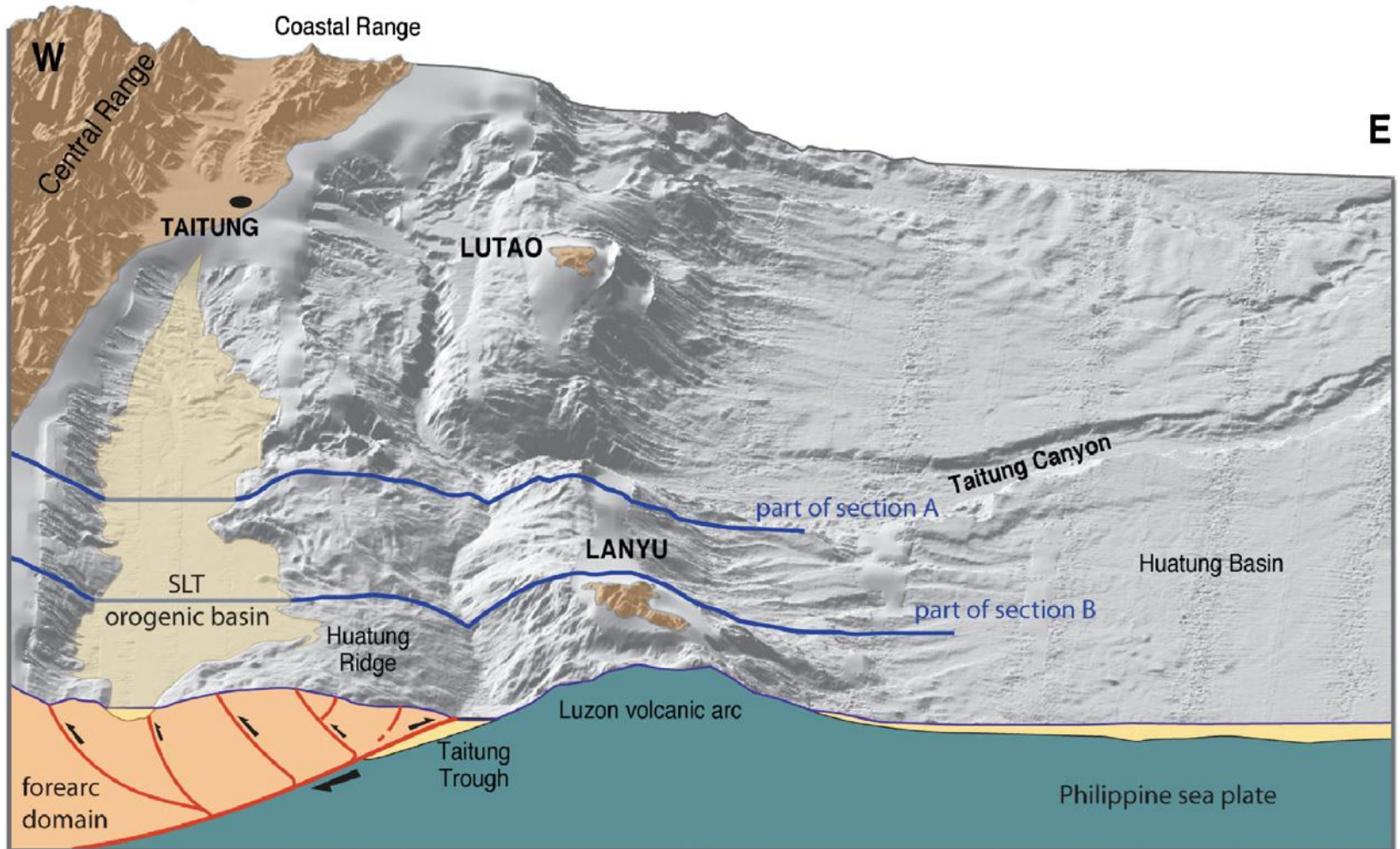


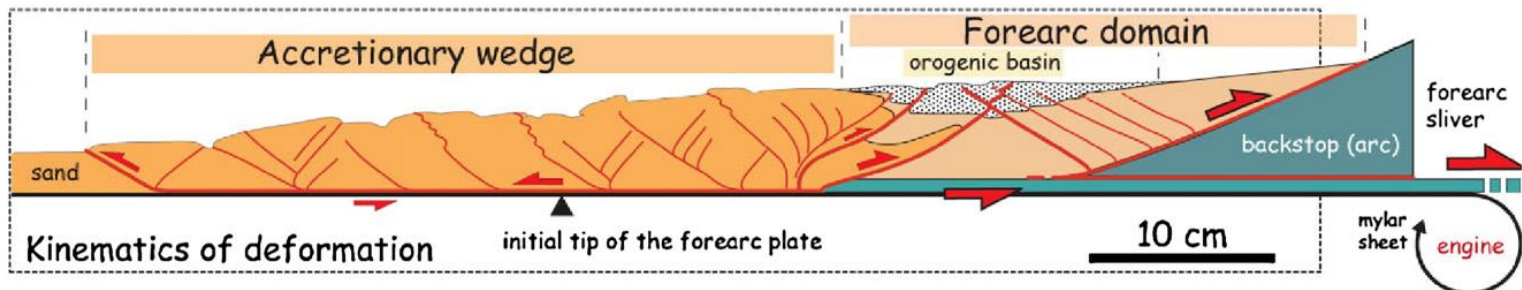
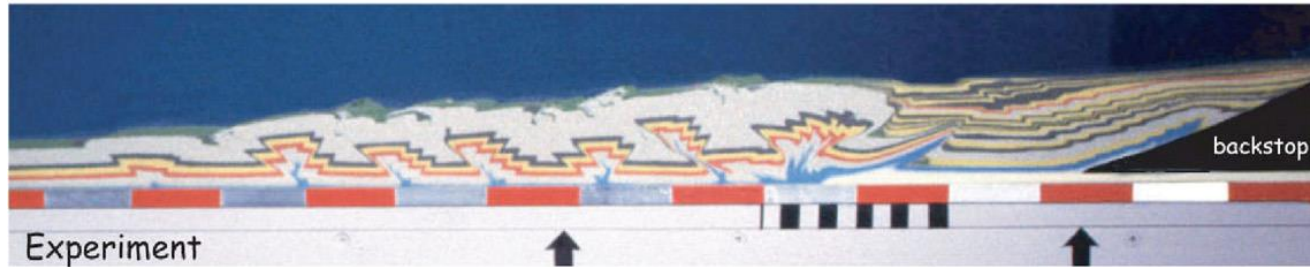
Legend: "accretionary wedge" (orange), "orogenic basin" (dotted), "forearc basin" (light orange)



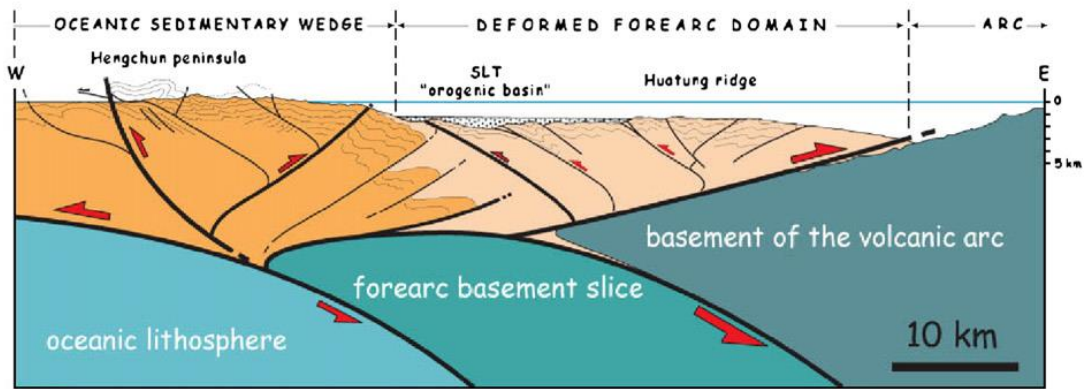


Taiwan orogenic wedge





Interpretive geologic section



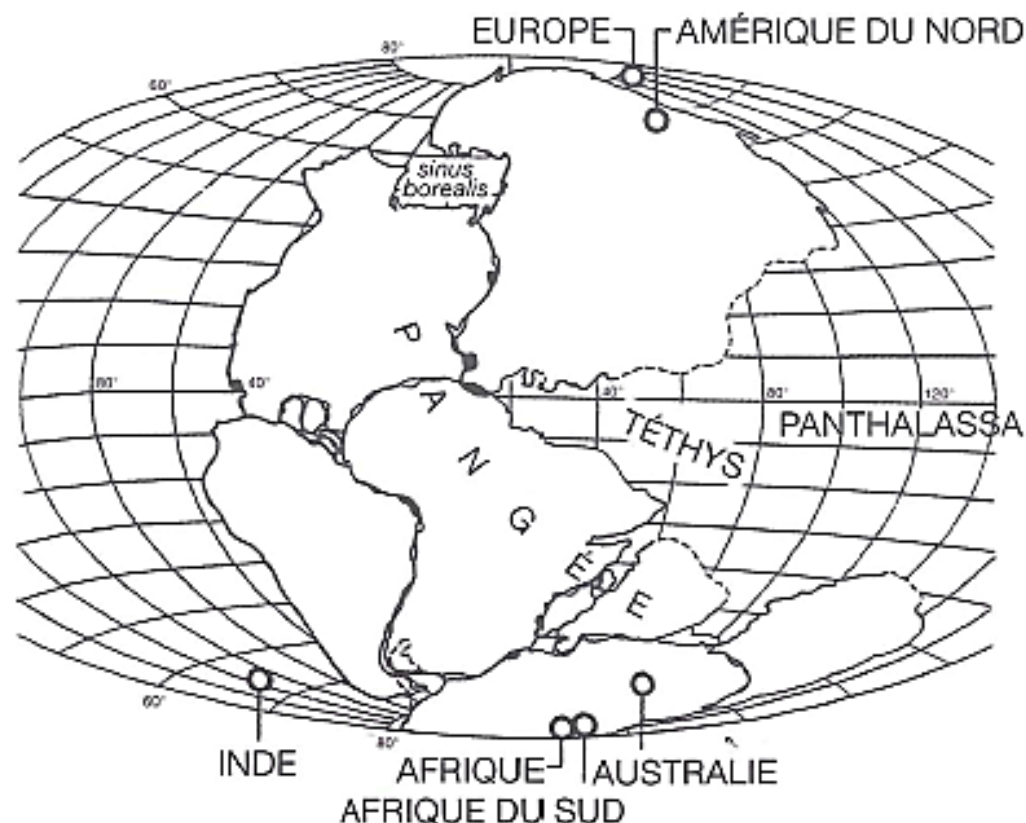
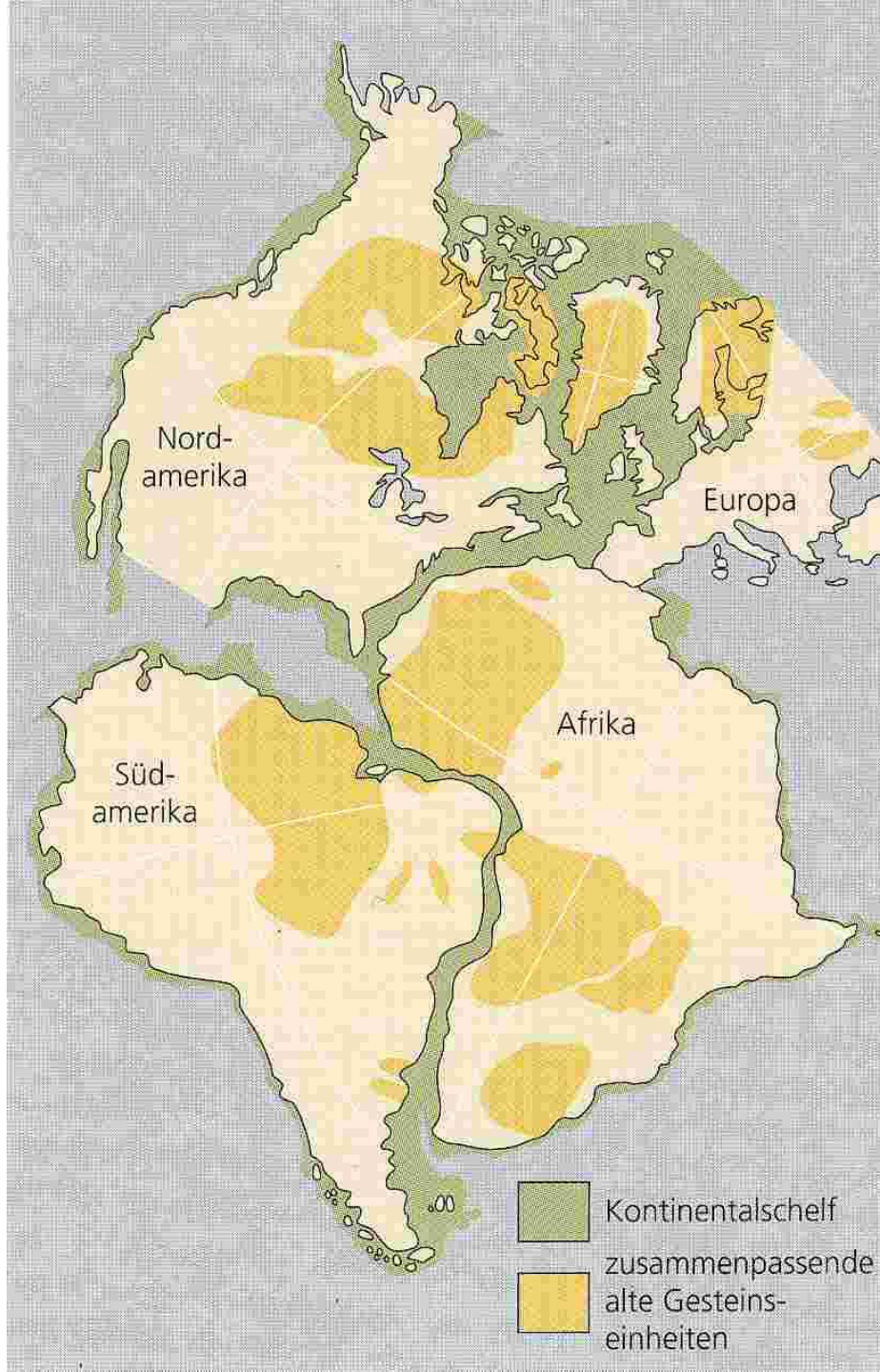
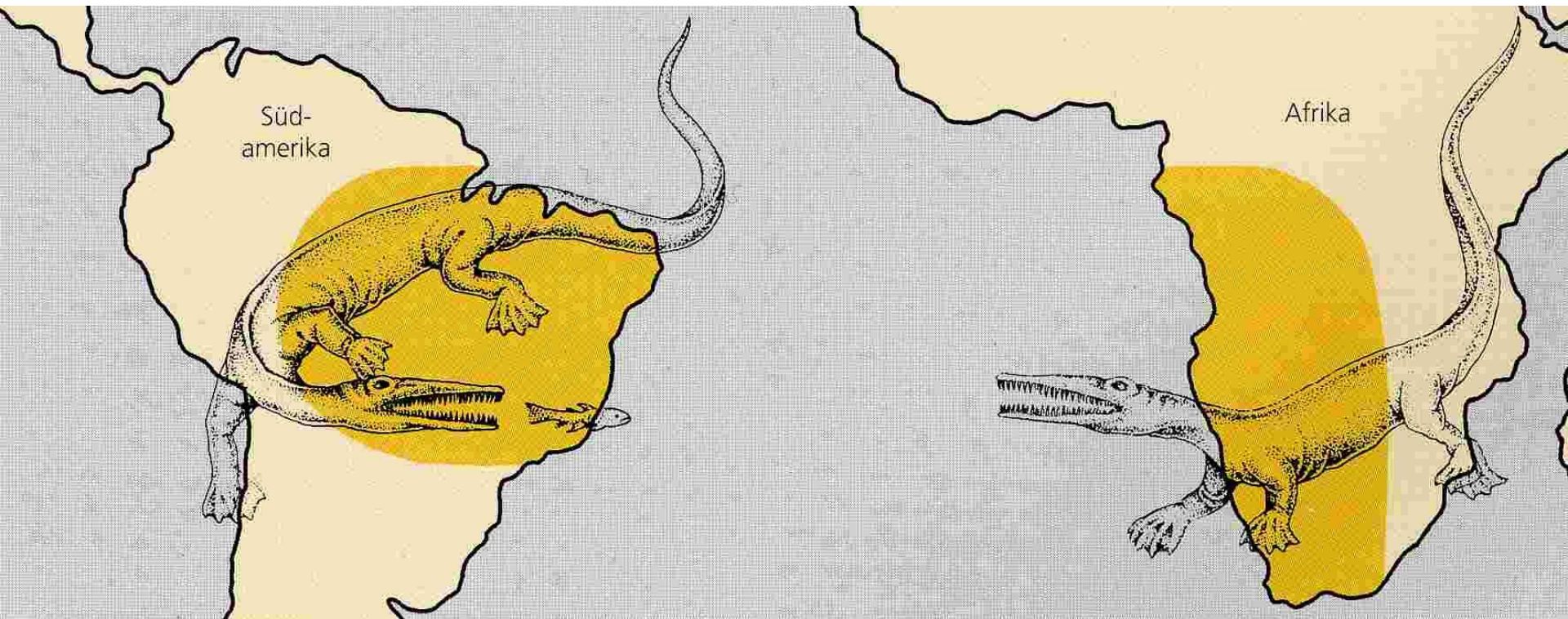


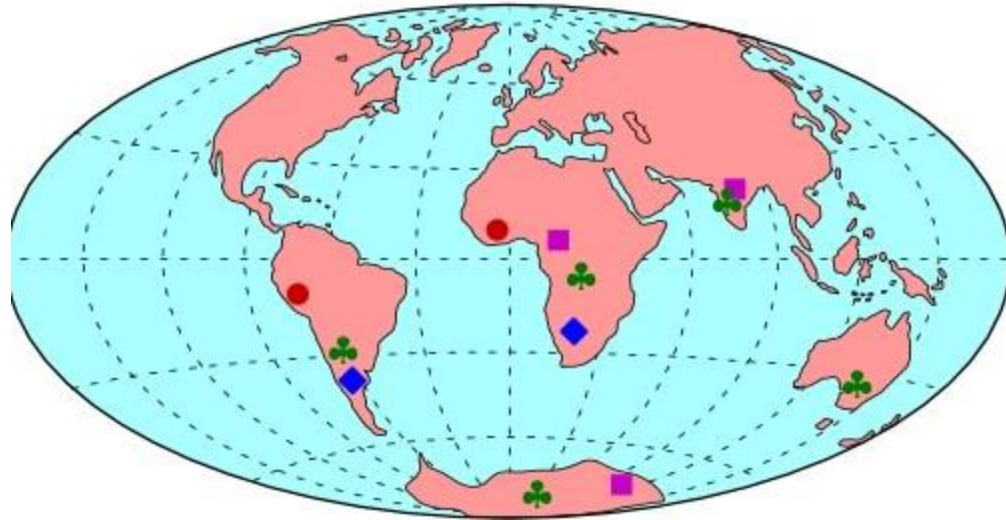
FIGURE 11.44. RECONSTITUTION DE LA PANGÉE À LA FIN DU PALÉOZOÏQUE À PARTIR DES DONNÉES PALÉOMAGNÉTIQUES. Les paléopôles nord et sud des parties du super continent, qui correspondent aux continents actuels, sont figurés par des cercles.

(D'après Dietz et Holden, 1970)



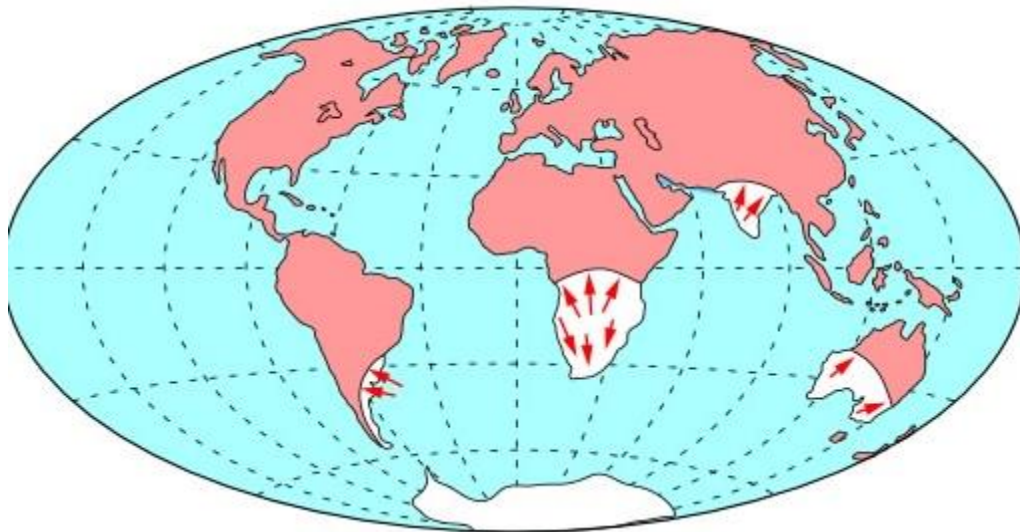


- **Cynognathus**: reptile prédateur terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- ◆ **Mesosaurus**: petit reptile de lacs d'eau douce, il y a 260 Ma
- **Lystrosaurus**: reptile terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- ♣ **Glossopteris**: plante terrestre d'il y a 240 Ma



Les traces d'anciennes glaciations ≈ 250 Ma

→ sens d'écoulement de la glace

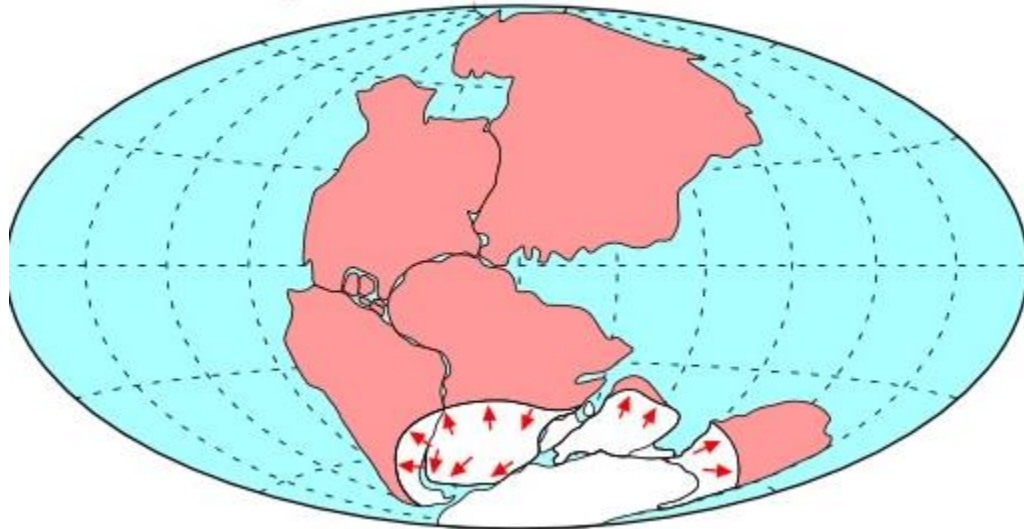


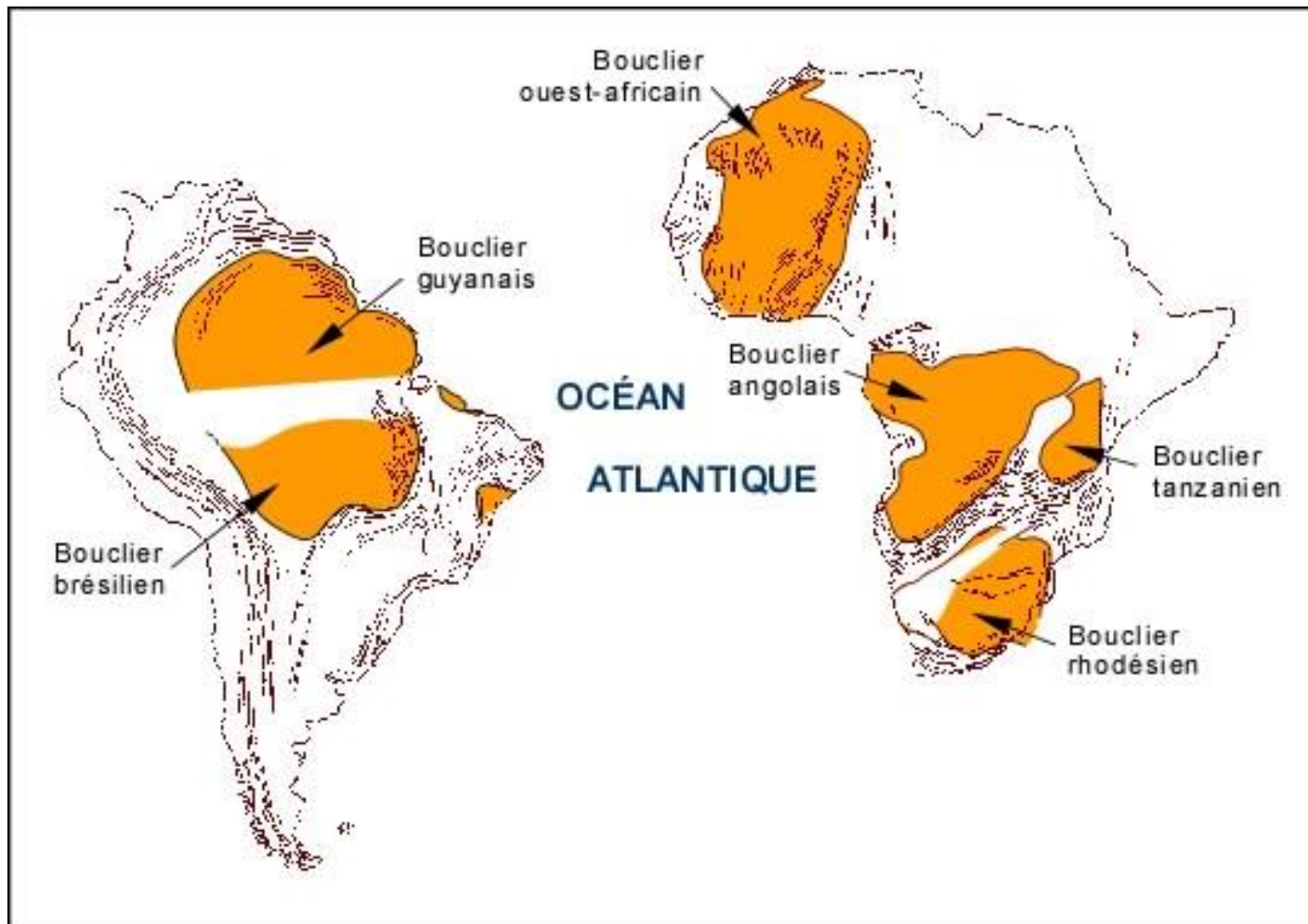
Les traces d'anciennes glaciations \approx 250 Ma

Les traces d'anciennes glaciation \approx 250 millions d'années

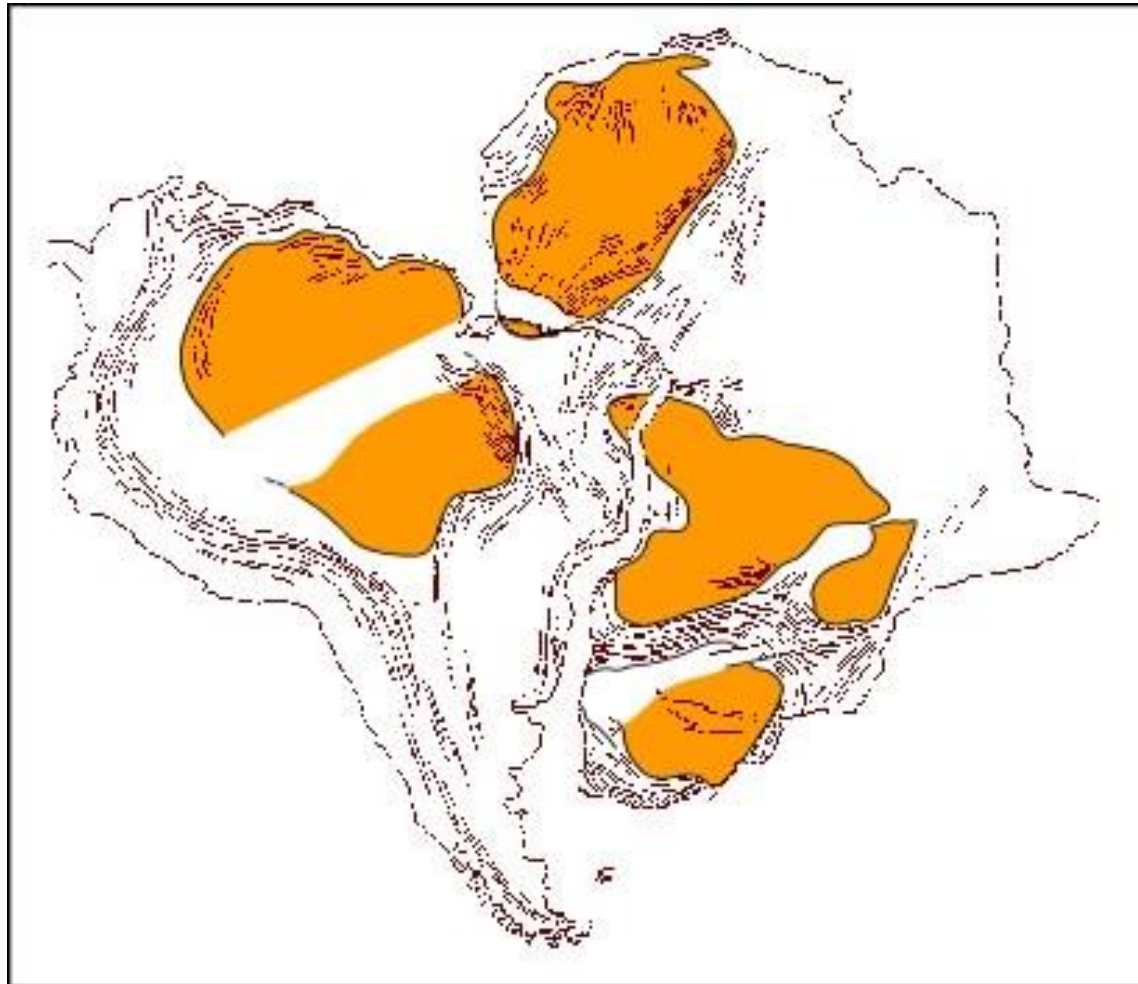
La solution de Wegener

i

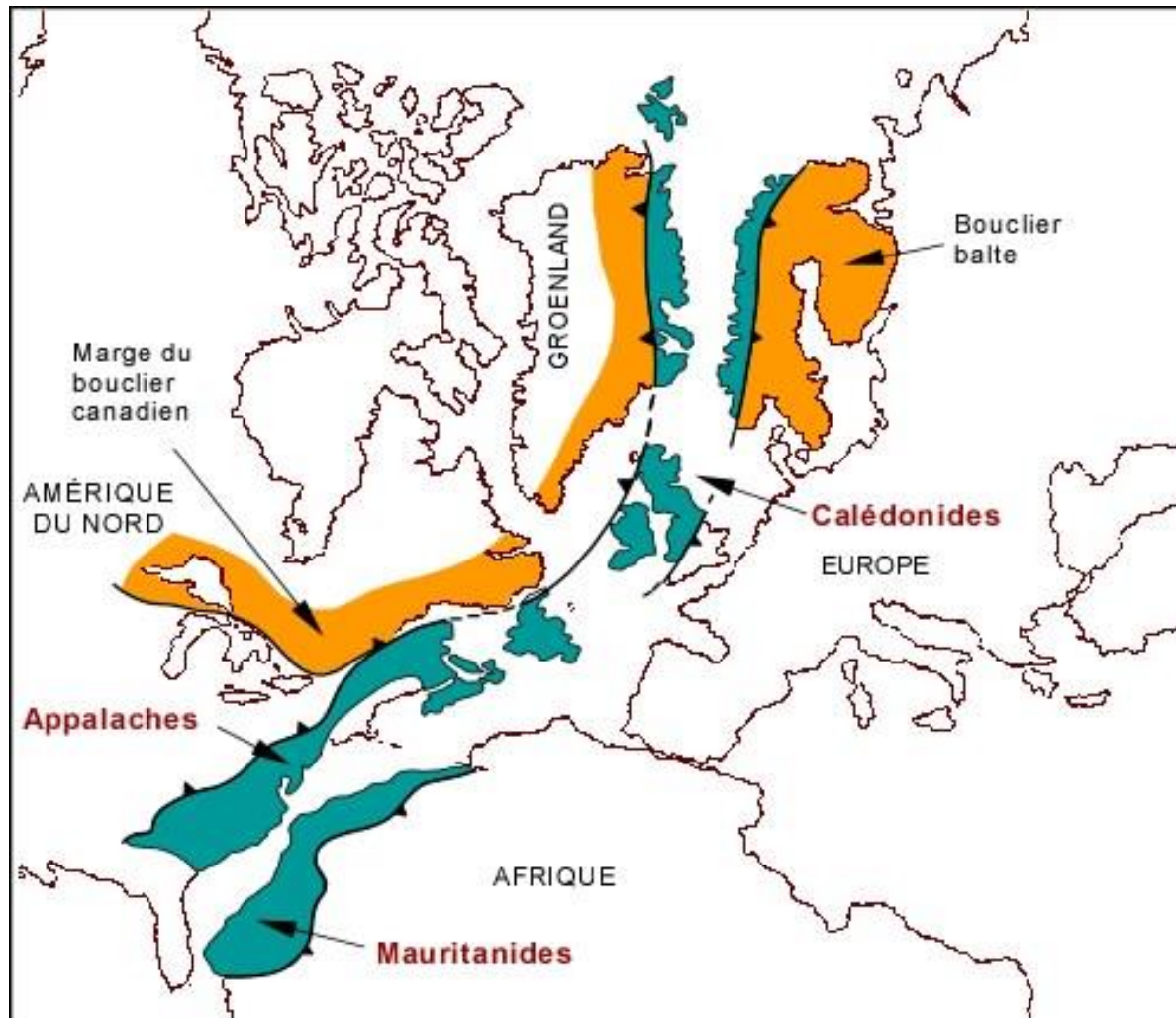




La correspondance des structures géologiques



La correspondance des structures géologiques



La correspondance des structures géologiques

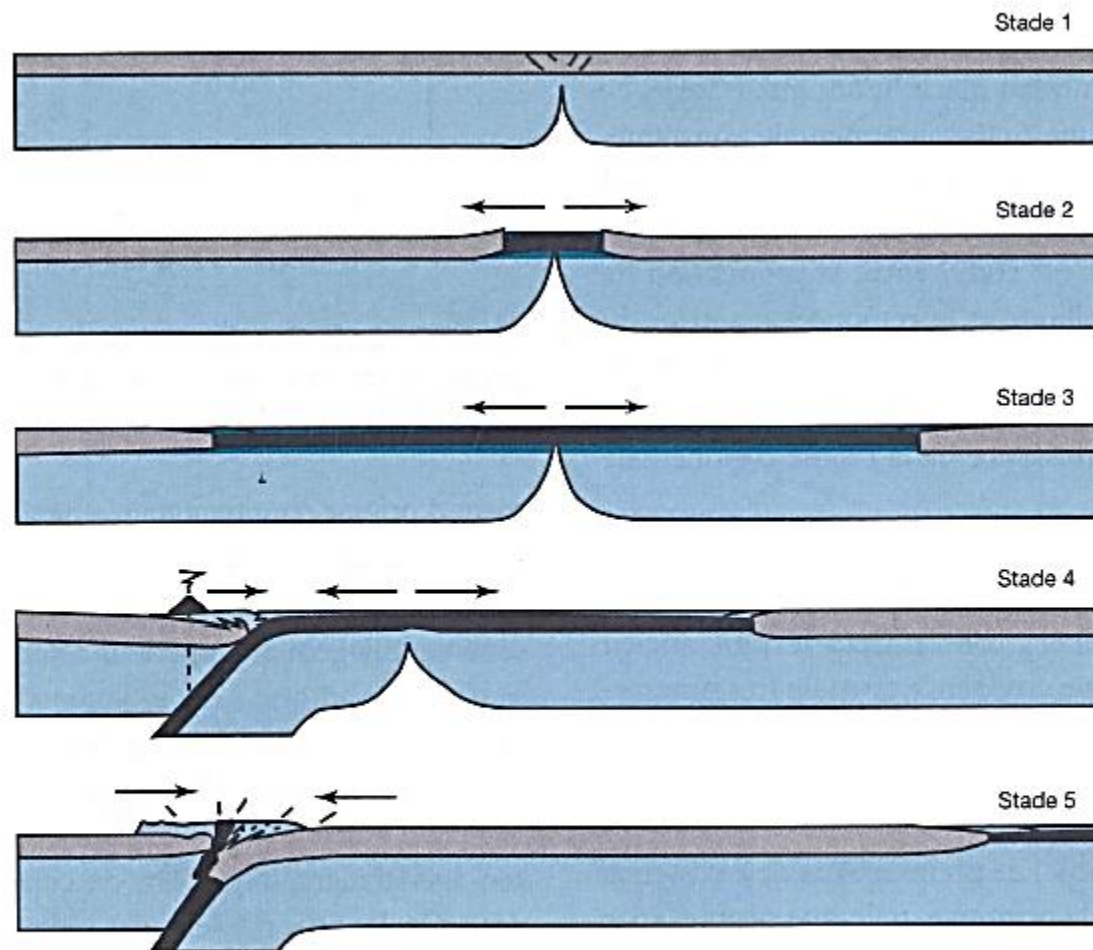


FIGURE 12.39. SCHÉMATISATION EN COUPES DU CYCLE DE WILSON. En noir : croûte océanique ; en bleu : manteau lithosphérique. Cinq stades sont figurés ; 1 : rifting continental ; 2 : ouverture océanique (mer Rouge) ; 3 : expansion océanique (océan Atlantique) ; 4 : début de fermeture par subduction sous une marge continentale active ; 5 : soudure des deux continents avec formation d'une chaîne de collision intercontinentale (Himalaya), dans laquelle est conservée une suture ophiolitique.

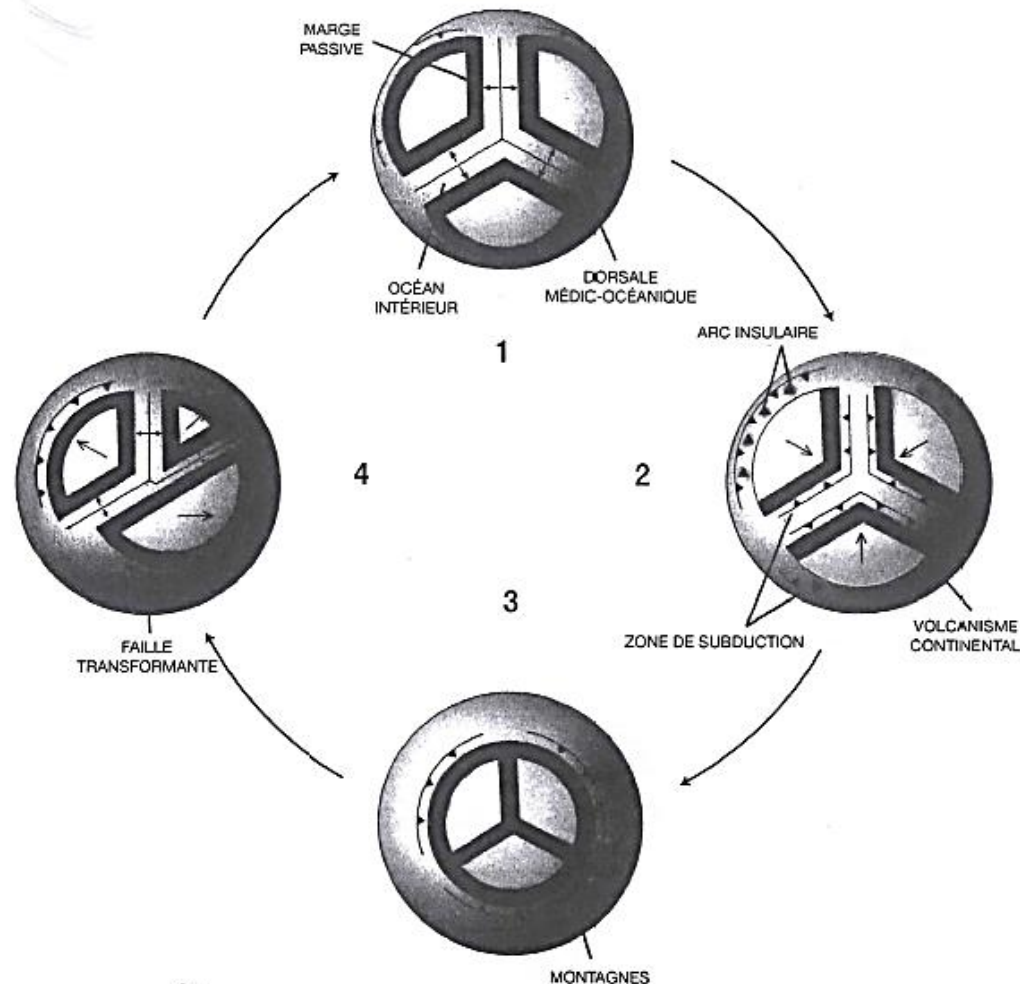
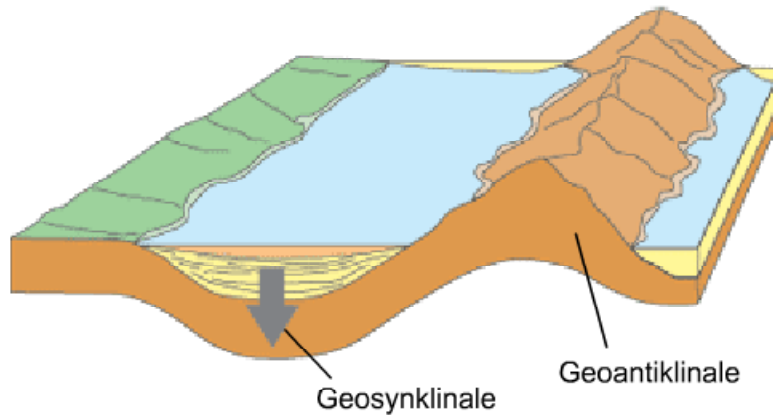
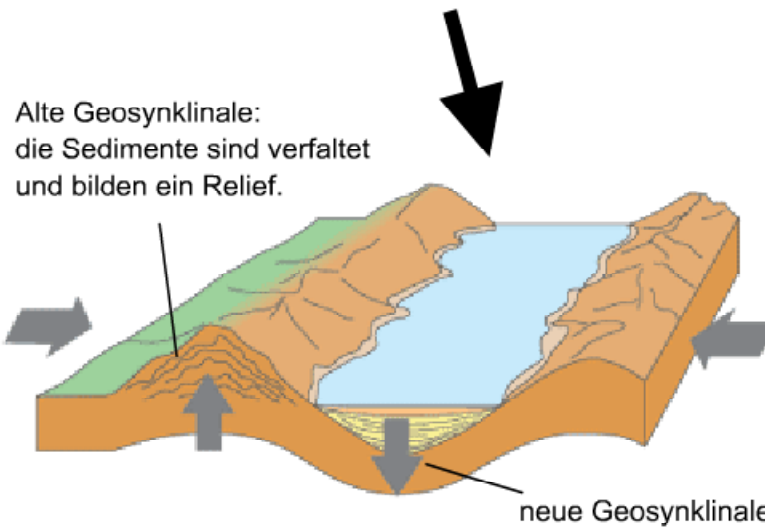


FIGURE 12.40. REPRÉSENTATION SCHEMATIQUE DU CYCLE DES SUPERCONTINENTS. Quatre stades sont figurés ; 1 : éclatement d'un supercontinent avec ouverture d'océans intérieurs ; 2 : dispersion au maximum des continents quand la lithosphère des océans intérieurs atteint 200 Ma ; alors la subduction débute aux marges de ces océans et avec elle la convergence ; 3 : la soudure des continents convergents par des chaînes de collision intercontinentale aboutit au stade supercontinent ; 4 : sous l'influence d'effets thermiques et de la rotation terrestre le supercontinent se brise en plusieurs continents qui entament leur séparation.



J. Dana erklärt die Entstehung der Geosynklinalen durch J. Hall wie folgt: die Festländer ziehen sich zurück, Sedimente bilden Geosynklinalen. Gleichzeitig verfault sich die ozeanische Kruste und bildet ebenfalls Geosynklinen aber auch Geoantiklinen.



Alte Geosynklinale: die Sedimente sind verfault und bilden ein Relief.

Der Zusammenschub dauert an und die in den Geosynklinalen "gefangenen" Sedimente werden mehr und mehr komprimiert und bilden schliesslich Gebirge.