

**ÉCOLES NORMALES SUPÉRIEURES
ÉCOLE NATIONALE DES PONTS ET CHAUSSÉES
ÉCOLE DES MINES DE PARIS**

CONCOURS D'ADMISSION SESSION 2024

FILIÈRE BCPST

COMPOSITION DE SCIENCES DE LA TERRE

Épreuve commune aux ENS de Lyon, Paris, Paris-Saclay, à l'ENPC et aux Mines Paris

Durée : 4 heures

L'utilisation des calculatrices n'est pas autorisée pour cette épreuve.



Nuages de mousson au-dessus de l'océan Indien

Le sujet comprend 18 pages numérotées de 1 à 18.

L'épreuve est composée de trois parties indépendantes. La qualité de la rédaction et la concision des réponses seront prises en compte dans l'évaluation.

Début de l'épreuve

1. Mousson Indienne et Zone de minimum d'Oxygène en Mer d'Arabie

Dans cette première partie, nous nous intéressons à la zone de minimum d'oxygène localisée en Mer d'Arabie. Les différentes questions et les documents associés vont vous permettre de discuter un certain nombre d'hypothèses sur les liens entre la mousson indienne et cette zone de minimum d'oxygène.

1.1 Comment expliquer la direction principale et la bascule des vents dominants en surface sur la mer d'Arabie entre l'hiver boréal (décembre-février) et l'été boréal (Juin-Aout) (Figure 1) ?

1.2 Quels sont les mécanismes qui expliquent les fortes précipitations sur le sous-continent indien en été boréal (mousson d'été) ?

1.3 Par quels mécanismes, les vents de surface en été (le jet de Findlater) peuvent-ils générer les upwellings côtiers le long des côtes de Somalie et d'Oman (Figure 1) ?

1.4 En quoi ces upwellings côtiers sont-ils différents des autres grands upwellings côtiers de l'océan mondial ?

1.5 La productivité phytoplanctonique en Mer d'Arabie peut être mise en évidence grâce aux observations satellitaires de la couleur de l'eau. Comment expliquer la distribution de la chlorophylle de surface pendant l'été boréal, et en particulier les fortes concentrations de chlorophylle le long des côtes de Somalie et d'Oman (Figure 1) ?

1.6 La mer d'Arabie présente une zone de minimum d'oxygène particulièrement intense et d'une grande épaisseur (Figure 2). A l'échelle de l'océan mondial, où peut-on trouver d'autres zones de minimum d'oxygène ?

1.7 Quels mécanismes peuvent expliquer la présence de cette zone de minimum d'oxygène intense en Mer d'Arabie ?

1.8 Les mesures de $\Delta^{14}\text{C}$ en Mer d'Arabie permettent d'estimer un âge apparent des masses d'eaux profondes (Figure 3). Rappelez l'équation permettant de calculer le $\Delta^{14}\text{C}$ à partir de la mesure du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ du carbone inorganique de l'eau de mer.

1.9 Pour quelle raison, les estimations de $\Delta^{14}\text{C}$ dans les eaux de surface montrent-elles des valeurs positives ?

1.10 A partir de la section de $\Delta^{14}\text{C}$ en Mer d'Arabie (Figure 3), indiquez la zone où les eaux les plus « vieilles » sont localisées et donner une estimation du $\Delta^{14}\text{C}$ de ces eaux.

1.11 A partir de l'équation de désintégration radioactive du ^{14}C , proposez une équation permettant de relier le $\Delta^{14}\text{C}$ à l'âge apparent de la masse d'eau pour laquelle une estimation du $\Delta^{14}\text{C}$ est disponible ?

(ici nous pouvons faire l'hypothèse que la concentration en ^{12}C reste constante dans le temps et l'espace, et est égale au ^{12}C de référence)

1.12 La constante de demi-vie du ^{14}C est de 5730 ans. Donnez une estimation de l'âge apparent de la masse d'eau la plus âgée présente sur cette section.

1.13 En quoi les estimations obtenues grâce au $\Delta^{14}\text{C}$ vous permettent de compléter votre réponse quant aux mécanismes expliquant la présence de la zone de minimum d'oxygène en Mer d'Arabie ? Comment expliquer que la zone de minimum d'oxygène est nettement moins profonde que la masse d'eau identifiée comme la plus âgée ?

1.14 Des travaux récents indiquent que le changement climatique pourrait conduire à une expansion des zones de minimum d'oxygène – quels pourraient en être les mécanismes ?

1.15 Quels pourraient être les impacts de la présence et de l'expansion des zones de minimum d'oxygène sur la vie marine ?

1.16 En quoi la présence d'une zone de minimum d'oxygène contrôle-t-elle en partie le type de sédiments marins que l'on trouve en profondeur en Mer d'Arabie ?

1.17. En utilisant les liens discutés ici entre mousson et sédimentation, proposez une méthode de reconstruction des variations passées de l'intensité de la mousson indienne d'été.

2.1 Enregistrement sédimentaire des déformations de la lithosphère océanique indienne

Les sédiments du Gange-Brahmapoutre, produits de l'érosion himalayenne, se déversent dans la baie du Bengale et jusque dans l'océan indien équatorial (Figure 4). L'épaisseur sédimentaire au large du Bangladesh dépasse 15 km. Dans l'océan indien équatorial, cette épaisseur est toujours kilométrique et les sédiments enregistrent les déformations de la lithosphère océanique sous-jacente.

2.1.1 La Figure 4 montre une sélection d'anomalies magnétiques dans l'Océan indien. Rappelez succinctement la structure de la croûte océanique standard et les raisons de la présence des anomalies magnétiques.

2.1.2 Commentez l'orientation des anomalies magnétiques : A quel grand événement géodynamique régional pouvez-vous relier cette orientation ? Expliquez la présence des Rides de 90°E et de Chaggos-Laccadive (Figure 4).

2.1.3 A l'aide de la Figure 4, donner l'ordre de grandeur de la vitesse d'accrétion à la dorsale dans le Bassin central indien. On rappelle que le rayon terrestre est de 6371 Km. De quel type de dorsale s'agissait-il ? Donnez-en les caractéristiques morphologiques.

2.1.4 A l'aide de la Figure 4, commentez ce qu'il se passe dans le Bassin central indien pour les âges plus jeunes que 47.9 Ma (anomalie C21) ? Que se passe-t-il dans le bassin de Wharton aux mêmes âges ? Quel événement géodynamique régional peut expliquer cette réorganisation ?

2.1.5 La Figure 5 montre les résultats de forages effectués dans la zone équatoriale (voir le profil de la Figure 6D localisé en Figure 4). A partir la figure 5A, évaluez le taux de sédimentation moyen entre 9 et 16 Ma au niveau du puit 718. On fait l'hypothèse que ce taux reste valable pour les sédiments les plus anciens de la figure 6D. Déterminez l'âge des sédiments les plus anciens déposés sur le socle océanique si le fond du puit est à 600m au-dessus du socle. Que se passe-t-il entre 40 Ma et cet âge ?

2.1.6 Des sections sismiques acquises le long de grands profils N-S sont présentées Figure 6. La Figure 6A montre les décalages du socle et des horizons sédimentaires de part et d'autre d'une faille. Que remarquez-vous en comparant le décalage du socle à celui des sédiments ? Qu'implique le pendage du réflecteur crustal pour le jeu de la faille affectant le socle ?

2.1.7 Que représente le temps affiché sur l'axe vertical d'un profil sismique ? Sur la figure 6A, pour une vitesse des ondes sismiques de 2,2 km/s dans les sédiments profonds, calculez le décalage vertical du socle. Quel était le décalage vertical juste après l'accrétion océanique ?

2.1.8 A la lumière des deux précédentes questions, quel type de déformation est enregistrée dans les sédiments le long des profils 6B et 6C ? Dessinez les plans de failles responsables des plus grands décalages. Que pourraient représenter les petits décalages indiqués par les flèches dans la Figure 6C ?

2.1.9 Dans le meilleur des cas, la résolution verticale d'un profil sismique est proportionnelle à la longueur d'onde spatiale du signal en m. Le profil 6A est issu d'une acquisition sismique basse fréquence dont la fréquence principale est 20Hz, alors que le profil 3B est acquis par une sismique haute résolution dont la fréquence principale est 60Hz. Pourquoi les plus petites failles visibles à la base de la pile sédimentaire des Figures 6B/C (2.1.7) ne sont-elles pas visibles dans le profil de la Figure 6A ? On rappelle la vitesse des ondes dans les sédiments profonds : 2200 m/s

2.1.10 Identifiez la couche sédimentaire pré-déformation sur les profils. Quelle est la caractéristique principale des sédiments de cette unité ? Comment doivent évoluer les décalages verticaux dus aux failles en fonction de la profondeur lorsque les sédiments sont pré-déformation ? Et syn-déformation ? Quelles autres caractéristiques possèdent les unités syn-déformation dans les Figures 6B et 6C ?

2.1.11 Certaines failles montrent-elles une activité récente sur les profils ? Justifiez. Discutez l'interaction entre la tectonique et le taux de sédimentation, et son effet sur l'enregistrement de la déformation, à l'aide des Figures 5A et 6.

2.1.12 A l'aide des figures 5B et 6D et en s'aidant des questions 2.1.9, proposez un âge de d'initiation de la déformation. Justifiez votre réponse.

2.1.13 Pourquoi les hiatus sédimentaires sont-ils si différents entre les puits 717/719 et 718 alors qu'ils sont si proches ?

2.1.14 Que se passe-t-il entre les discordances LU et MU en termes de localisation et de chronologie des déformations sur les structures observées sur les profils ?

2.2 Le refroidissement de la lithosphère océanique et la profondeur des plaines abyssales.

2.2.1 Rappelez la définition de la lithosphère. Quel y est le mode de transfert de chaleur dominant ? Comment se caractérise sa limite inférieure ? Pourquoi, au contraire de la lithosphère continentale, les températures dans la lithosphère océanique dépendent-elles fortement de son âge ?

2.2.2 On modélise le refroidissement de la lithosphère océanique en considérant un demi-espace infini initialement à la température asthénosphérique, dont la surface est au contact d'une température $T_s=0^\circ\text{C}$ (Figure 7). Quels paramètres influent sur les températures à la surface de la Terre ? Justifiez que T_s puisse être considéré constant dans les profondeurs de l'océan.

2.2.3 En négligeant les échanges thermiques latéraux, on peut traiter ce problème en résolvant l'équation de la chaleur à une dimension (Figure 7) et on trouve alors la relation suivante entre la température dans la lithosphère, la profondeur (z) et l'âge de la lithosphère (t).

$$T(z, t) = (T_s - T_a) \left(1 - \operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \right) + T_a$$

avec erf la fonction erreur définie comme suit (voir aussi Figure 8)

$$\operatorname{erf}(\eta) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\eta e^{-\eta'^2} d\eta'$$

κ est la diffusivité thermique ($10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$). On donne $T_a=1330^\circ\text{C}$. On va considérer que la lithosphère est définie pour des températures entre 0 et 90 % de T_a . Quelle est l'épaisseur de la lithosphère pour un âge de 70Ma, l'âge moyen du Bassin central indien dans la partie 1? On s'aidera de la Figure 8
 $\kappa = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

2.2.4 Dans ce type de modèle, quelle épaisseur maximale peut atteindre la lithosphère ? Est-ce réaliste ? Justifiez la réponse.

2.2.5 La masse volumique $\rho_m(T)$ du manteau lithosphérique varie linéairement en fonction de la température :

$$\rho_m(T) - \rho_m(T_a) = \rho_m(T_a)\alpha(T_a - T)$$

Avec α la dilatation thermique ($2,5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$) et $\rho_m(T_a)$ la masse volumique du manteau à température asthénosphérique T_a ($3200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). En considérant que l'isostasie est respectée entre des colonnes lithosphériques océaniques de différents âges, quel observable pourra être testé pour vérifier si le modèle de refroidissement du demi-espace infini est vraiment adapté au cas de la lithosphère océanique ?

2.2.6 Dessinez une colonne représentant la situation à l'axe de la dorsale et une autre représentant un âge t quelconque, en ignorant la présence de la croûte (on simplifie en considérant que la lithosphère n'est constituée que de manteau). Quelle sera la surface de compensation ? On notera w le décalage de la profondeur du plancher océanique d'âge t par rapport à celle de la dorsale. On notera z_l l'épaisseur de la lithosphère d'âge t .

2.2.7 Ecrivez l'équilibre des pressions entre les colonnes. Pensez à tenir compte de la masse volumique variable de la colonne d'âge t non nul. On notera ρ_w la masse volumique de l'eau.

$$\text{Montrez que } w = \frac{\rho_m(T_a)\alpha(T_a - T_s)}{\rho_m(T_a) - \rho_w} \int_0^{z_l} \left(1 - \operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \right) dz$$

2.2.8 Que vaut $(T_a - T)$ dans l'asthénosphère soit $z > z_l$? Sachant que $\int_0^\infty (1 - \operatorname{erf}(\eta)) d\eta = \frac{1}{\sqrt{\pi}}$,

$$\text{montrez que } w = \frac{2\rho_m(T_a)\alpha(T_a - T_s)}{\rho_m(T_a) - \rho_w} \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}}$$

2.2.9 La Figure 9 compare la profondeur des plaines abyssales des principaux océans avec le modèle de refroidissement du demi-espace infini. Qu'observez-vous ? Commentez (on pourra s'aider de la question 2.2.4)

2.2.10 La figure 10 montre la géométrie du socle le long d'un profil N-S de 2000 km de long à la longitude des profils de la figure 6B (voir localisation Figure 4). Que faut-il faire avant de comparer la profondeur du socle au modèle ? Quels paramètres restent difficiles à évaluer ? Quelle difficulté supplémentaire, illustrée par la Figure 10B, est liée au cas spécifique du bassin central indien ? On choisira la zone à la verticale de C31 sur la coupe 10A, pourquoi est-ce l'endroit le plus favorable pour le comparer au modèle ?

2.2.11 On donne la profondeur de la paléo-dorsale à 2800 m, la masse volumique et la vitesse moyenne des ondes dans les sédiments sont respectivement de 2070 kg.m^{-3} et 2000 m.s^{-1} . La masse volumique de la croûte océanique est 2850 kg.m^{-3} . La vitesse des ondes dans l'eau est de 1470 m.s^{-1} . Trouvez la profondeur théorique à l'endroit choisi à la question précédente. Comparez à l'observation après décharge des sédiments. Où se place votre observation sur la figure 9 ? Commentez.

3.1 Croissance, évolution et destruction d'un relief. Le cas de Taiwan.

L'île de Taiwan est la partie immergée d'un prisme d'accrétion résultant de la subduction de la marge passive de Chine sous l'arc volcanique de Luzon. Le taux de convergence, autour de 8 cm/an , est un des plus forts du monde. Il s'agit d'une chaîne jeune puisque la collision a démarré il y a environ 5 Ma. La figure 11A représente une coupe à l'échelle lithosphérique de l'île de Taiwan.

3.1.1 Décrivez les principaux objets géologiques représentés sur la coupe 11A ainsi que le mode de déformation qui leur est associé.

3.1.2 La figure 11B présente les principales unités géologiques de l'île de Taiwan. Si l'on fait l'hypothèse que le matériau parental de ces unités est constitué d'éléments de la marge chinoise progressivement accrétés puis exhumés par l'érosion, interprétez succinctement ces unités en termes de profondeur d'enfouissement.

La figure 12 représente un schéma simplifié de l'évolution du prisme à l'échelle des temps géologiques. Une partie de la croûte vient s'accumuler sous le relief, contribuant à l'élever à la vitesse U . Au premier ordre, on considère U comme uniforme sur toute la largeur de la chaîne L . Ce modèle est intitulé modèle de croissance de chaîne par sous-placage.

3.1.3 Donnez la définition de la vitesse de surrection tectonique U , le taux d'exhumation B et le taux d'érosion E . Dans quelle unité sont-ils généralement exprimés ?

3.1.4 On considère qu'une portion de croûte d'épaisseur H va entrer dans la zone de sous-placage. Exprimez le volume de matière par unité de largeur contribuant à l'élévation du relief pendant dt .

3.1.5 En déduire la vitesse de surrection U si l'on considère que le sous placage se répartit uniformément sur toute la longueur de la chaîne L .

3.1.6 En considérant la conservation de la masse en 2D, en déduire un ordre de grandeur de la vitesse de surrection moyenne à Taiwan d'après ce modèle si l'on considère que $H=10\text{km}$ et qu'une distance de 80km sépare la faille de ChangHua (CHF) de la vallée longitudinale (LV).

3.1.7 Exprimez l'évolution du relief dh/dt en fonction du taux d'érosion E et de la vitesse de surrection U .

La topographie d'une chaîne de montagne est composée d'une série de bassins versants intégrant les principaux réseaux de drainage fluvial, comme représentés sur la figure 13A.

3.1.8 Donnez la définition d'un bassin versant. Pourquoi est-ce intéressant pour étudier l'érosion des reliefs ?

3.1.9 On mesure la masse de sédiments m_s transportée en un temps dt par la rivière en sortie d'un bassin versant d'aire A . On considère que les grains qui composent ces sédiments sont de masse volumique ρ , égale à la masse volumique moyenne des roches qui se trouvent dans le bassin. Si l'on fait l'hypothèse que cette matière était répartie de manière uniforme dans le bassin, en déduire le taux d'érosion E du bassin.

La figure 13B montre la relation entre le taux d'érosion et l'altitude moyenne des bassins versants de divers reliefs situés en zone tempérée. A longue échelle de temps, on considère, selon un modèle simple, que l'altitude moyenne de la chaîne h est celle des bassins qui la composent. Le taux d'érosion est relié à l'altitude moyenne par une relation linéaire de coefficient directeur k .

3.1.10 Exprimez l'équation différentielle régissant l'évolution du relief dans le temps en fonction de son altitude moyenne et de la vitesse de surrection U , selon ce modèle.

3.1.11 En résolvant cette équation dans le cas d'un relief d'altitude initiale nulle et soumis à une vitesse de surrection U , constante au cours du temps, montrez que l'évolution du relief peut s'exprimer sous la forme :

$$h(t) = \frac{U}{k}(1 - e^{-kt})$$

3.1.12 Représentez à main levée l'évolution du relief dont la surrection démarrerait à $t=0$. Que représente k dans cette évolution ? Que voit-on apparaître aux temps longs ? Comment évolue le rapport entre le taux d'exhumation et le taux de surrection ?

3.1.13 Calculez ce que devrait être le relief d'équilibre de la chaîne de Taiwan aux temps longs. Ce résultat vous paraît-il réaliste ?

3.1.14 Quelles sont les sources d'erreur possibles de cette approche ? Justifiez vos réponses.

3.1.15 La figure 13C montre la même relation enrichie de mesures de taux d'érosion à long terme effectuées dans des bassins de chaînes actives. Quelles méthodes peut-on utiliser pour obtenir des taux d'érosion à long terme ? On expliquera leur principe.

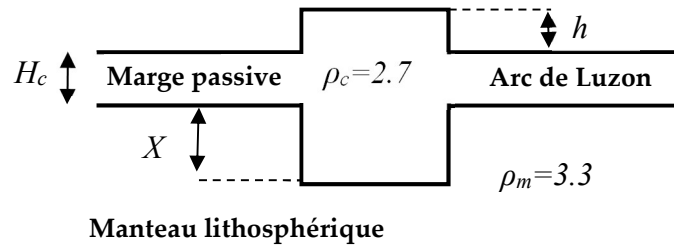
3.1.16 Quelles conclusions tirer des nouvelles données de taux d'érosion de la figure 13C concernant le modèle d'érosion linéaire de la question 3.1.10? On s'interrogera sur la différence notable entre l'évolution du taux d'érosion dans les chaînes actives et celui concernant les chaînes qui n'ont plus de surrection tectonique.

3.2 Décroissance d'un relief

3.2.1 On considère un relief à l'équilibre dynamique d'altitude moyenne h_0 . On suppose que la surrection s'arrête à $t=0$. Exprimez la variation du relief au cours du temps si l'on s'en remet au modèle linéaire de la question 10. Tracez à main levée la forme de sa décroissance.

Au cours de la surrection, tout le matériel de la croûte, accrétée ou sous plaquée au cours du temps a contribué à former une racine crustale. Or, la densité de cette racine, qu'on considère être celle de la

croûte, est plus faible que la densité du manteau sous-jacent. On va modéliser l'équilibre isostatique de la chaîne à $t=0$ en utilisant le modèle de racine crustale d'Airy.



3.2.2 Exprimez l'épaisseur de sa racine crustale X en fonction de la densité de la croûte ρ_c , de la densité du manteau lithosphérique ρ_m et de l'altitude moyenne de la chaîne h .

3.2.3 Considérons une réduction du relief de $\varepsilon = -dh$, pendant l'intervalle de temps dt . Elle cause un rééquilibrage isostatique par une remontée de dh' de la racine crustale. Exprimez dh' en fonction de dh . On fera l'hypothèse que le réajustement isostatique est instantané.

3.2.4 Réexprimez la décroissance du relief au cours du temps si l'on prend en compte le réajustement isostatique. Sur la même figure que celle de la question 3.2.1., tracez à main levée la forme de cette décroissance. Commentez.

3.2.5 Ce modèle permet-il d'expliquer le relief encore visible de très vieux orogènes tels que le massif central par exemple ?

Fin de l'épreuve

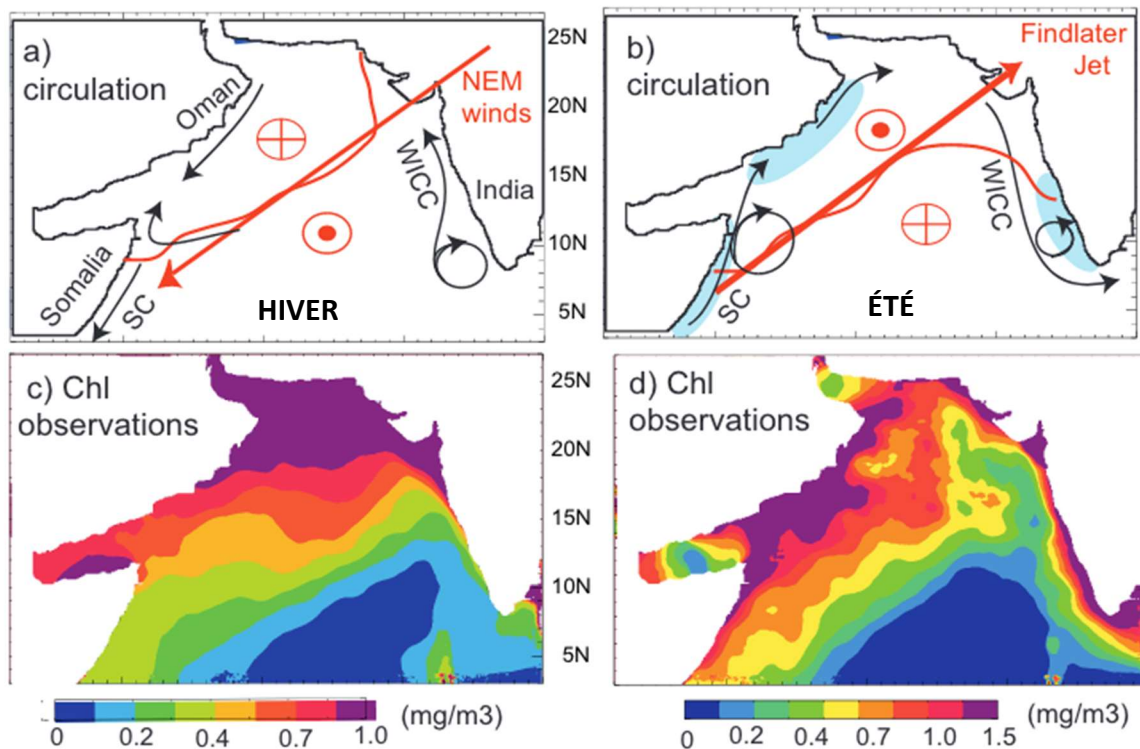


Figure 1 : Cartes climatologiques pendant la mousson du nord-est (NEM, décembre-février) et la mousson du sud-est (SWM, juin-août) : (a), (b) Représentation schématique des vents dominants (flèches rouges), de la circulation océanique (flèches noires), des systèmes d'upwelling côtier (ombrage bleu) et du pompage d'Ekman (symbole rouge, upwelling ⊙, downwelling ⊕). Le courant inversé de Somalie (SC) et le courant côtier de l'Inde occidentale (WICC) sont indiqués. (c) et (d) Climatologie de la chlorophylle de surface (Chl, en $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) à partir du satellite SeaWiFS (1998-2005). (Resplandy et al. Biogeosciences 2012).

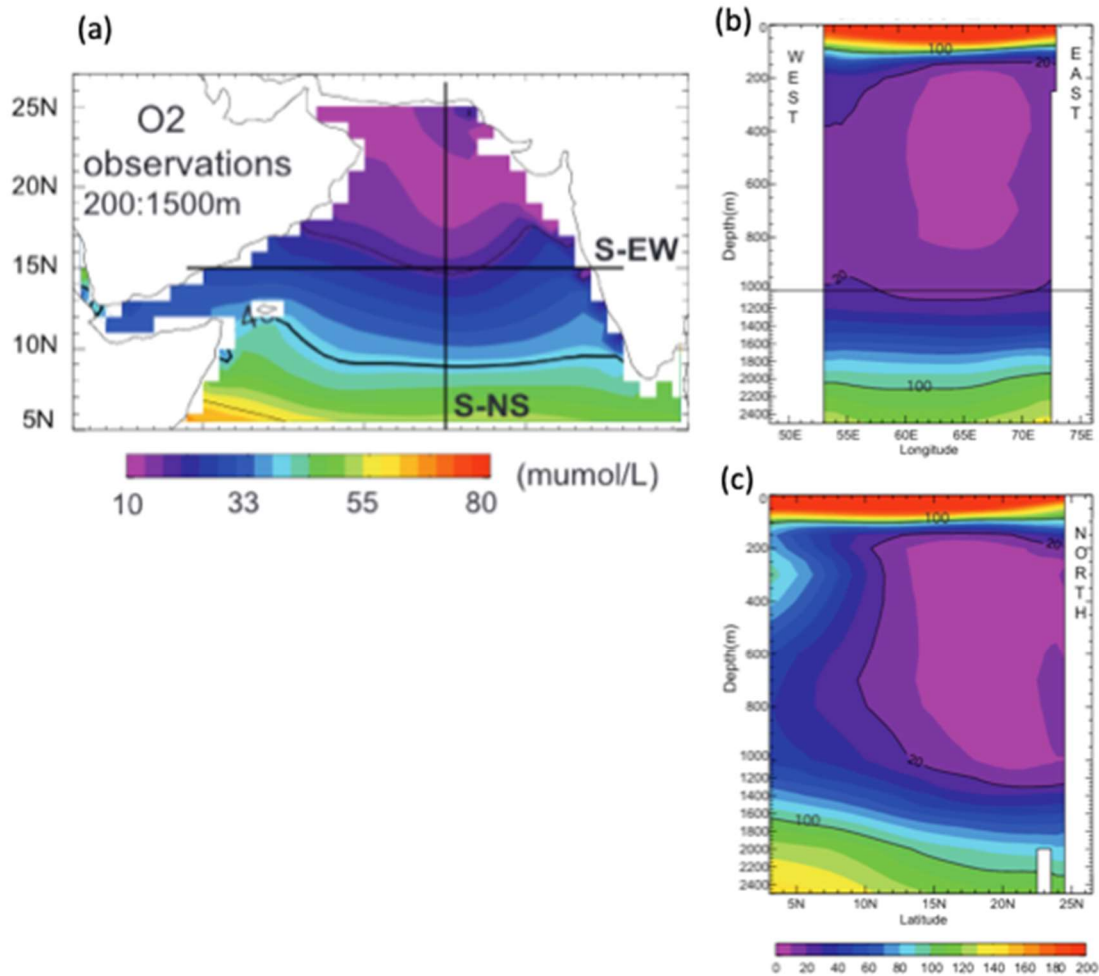


Figure 2 : Concentration d'oxygène dissous (en micromol/L) en Mer d'Arabie à partir des données du World Ocean Atlas, moyennées entre 200 et 1500m (a), et pour une section Est-Ouest (b, S-EW), et Nord-Sud (c, S-NS). Les sections (S-NS et S-EW) sont indiquées sur le panel (a) (Resplandy et al. Biogeosciences 2012).

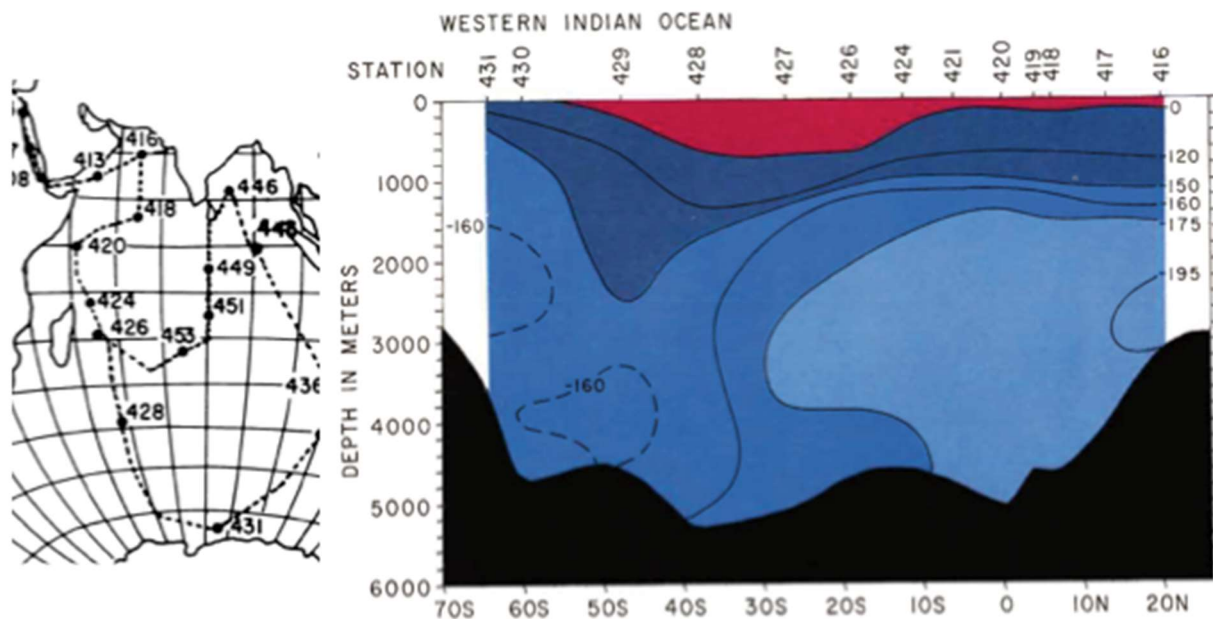


Figure 3 : Distribution du $\Delta^{14}\text{C}$ (en ‰) des eaux de l'océan Indien (de 70°S à 20°N) obtenue lors des campagnes GEOSECS des années 1977-1978 (Stuiver et Ostlund, Radiocarbon, 1983).

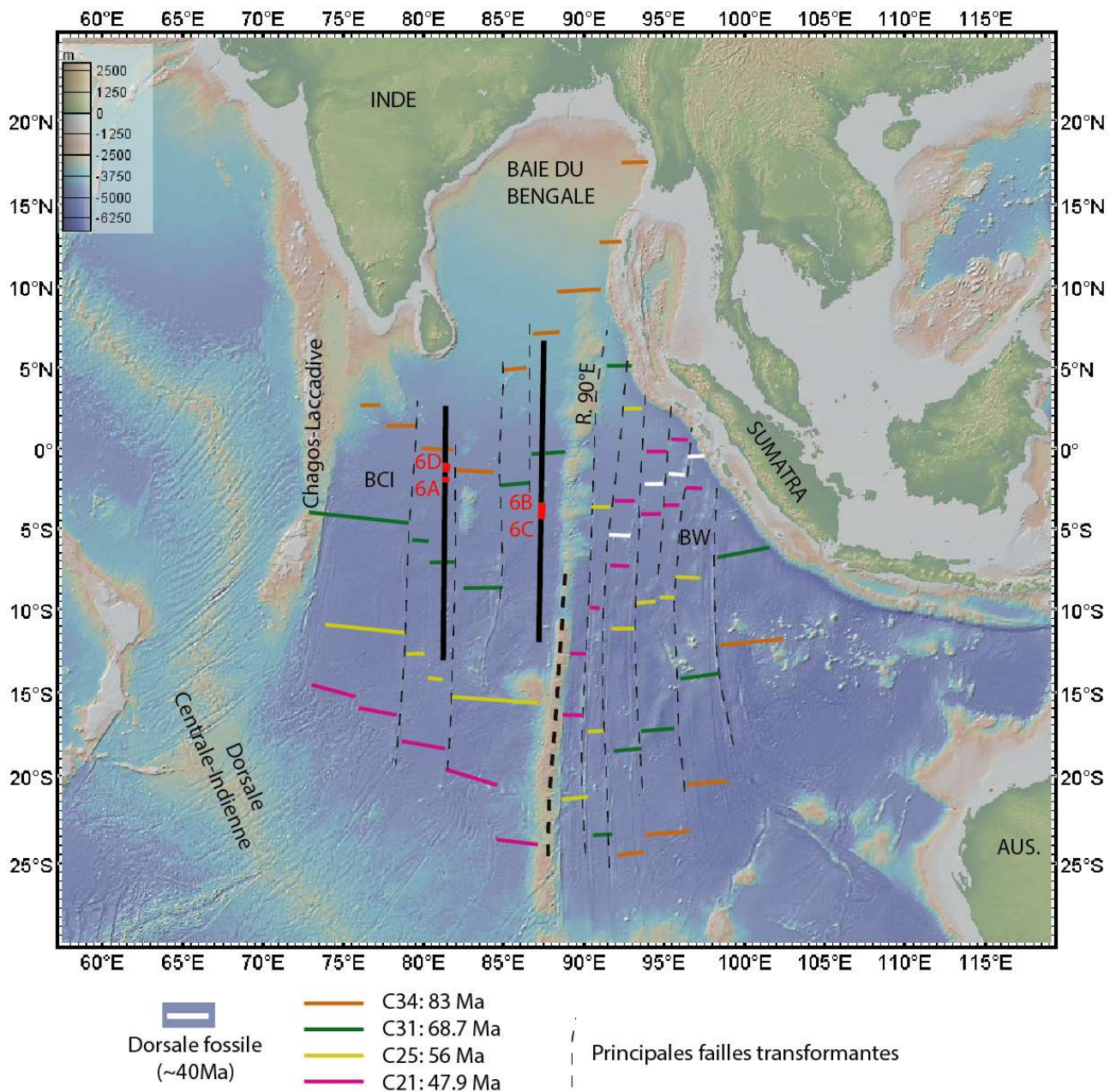


Figure 4 : Carte de l'océan indien équatorial (projection Mercator) et des principales anomalies magnétiques (voir légende) et failles transformantes. BCI = Bassin central indien et BW = bassin de Wharton. Les profils de la Figure 6 sont indiqués en rouge. Le profil de la Figure 10 est le profil le plus à l'est.

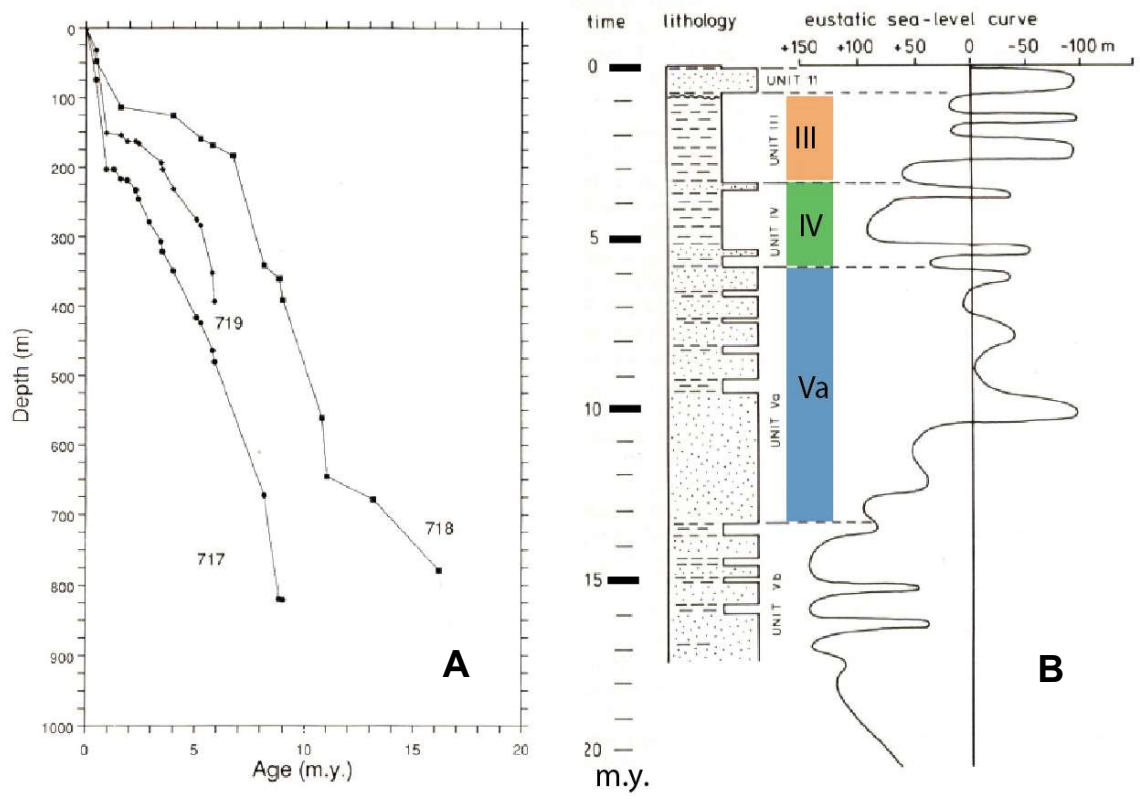


Figure 5 : Age des sédiments pour 3 puits de forage ODP le long du profil D de la Figure 6.

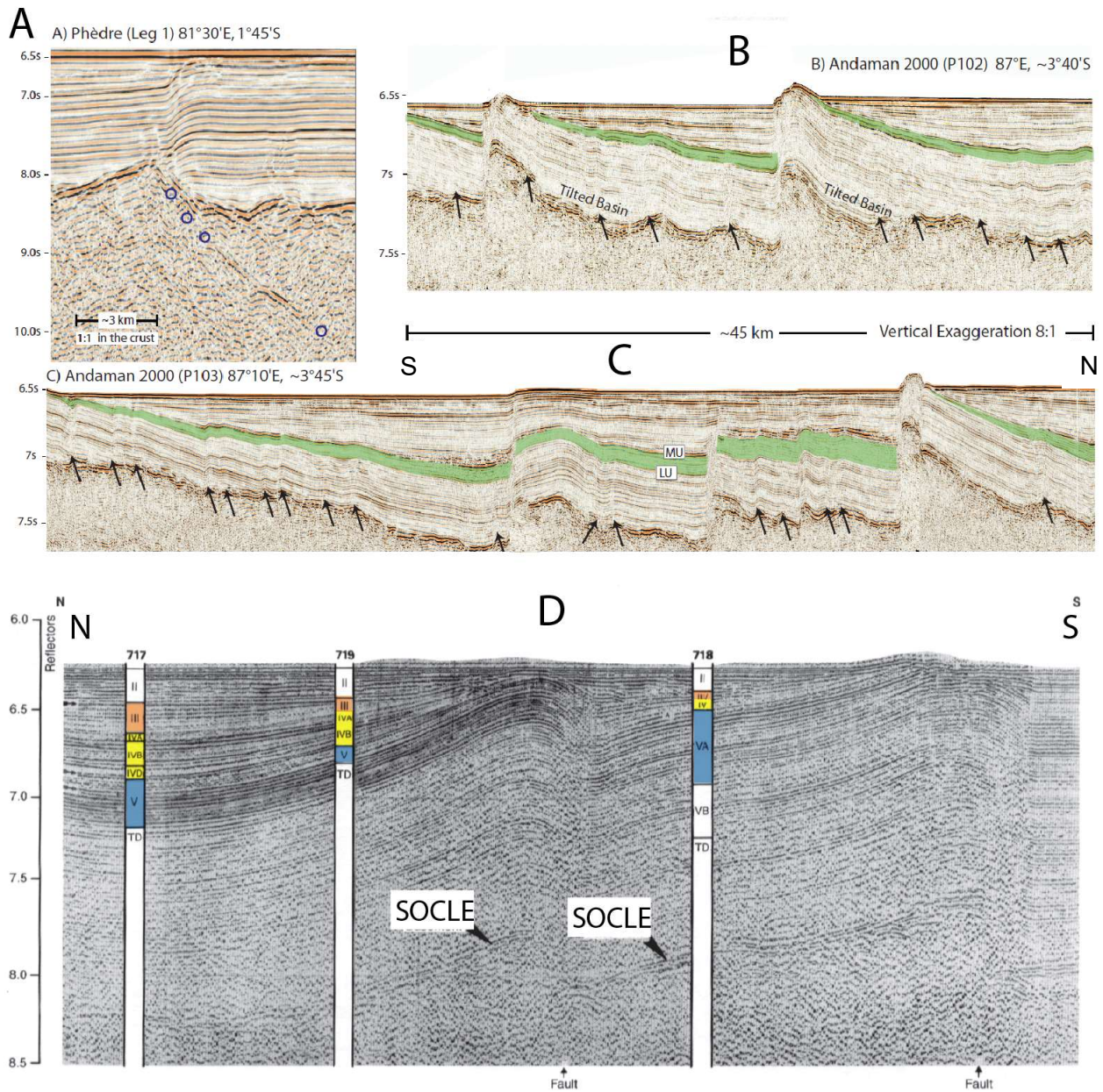


Figure 6 : Profils sismiques localisés sur la Figure 1. (A) Profil de sismique « basse fréquence ». Aucune exagération verticale sous le socle. (B) et (C) sont des profils parallèles haute résolution. (D) profil ODP et puits (voir Figure 5)

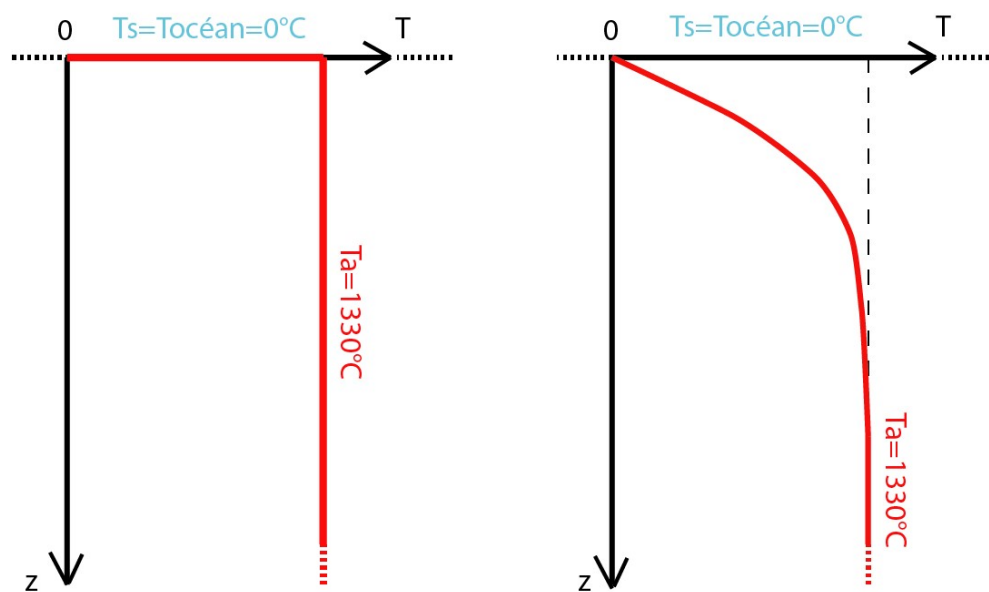
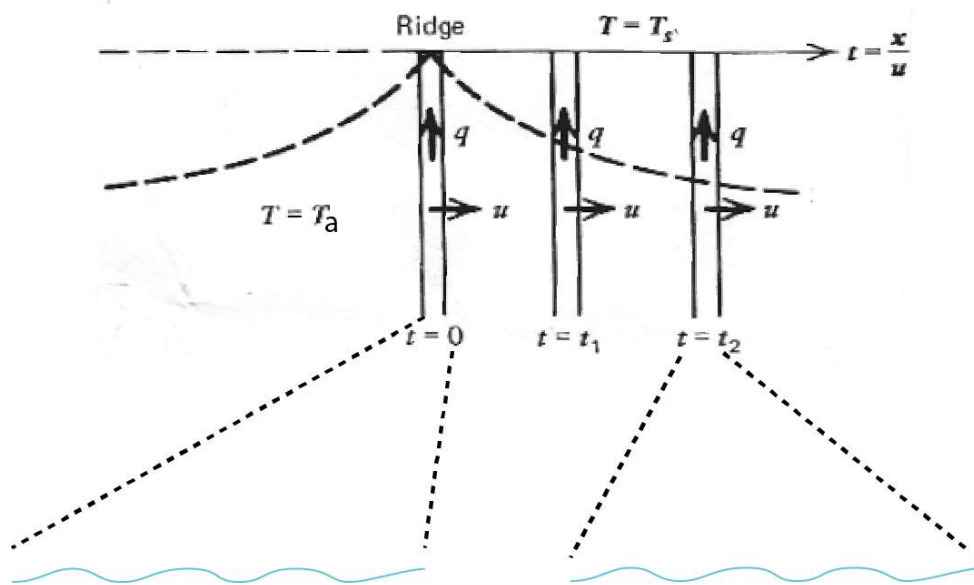


Figure 7 : Mod\ele de refroidissement du demi-espace infini. q repr\esente le flux de chaleur et u la demi-vitesse d'ouverture de la dorsale. $t = x/u$ avec x la distance \a la dorsale si u est une constante.

z	$erf(z)$	z	$erf(z)$	z	$erf(z)$
0	0	0.55	0.5633	1.3	0.9340
0.025	0.0282	0.60	0.6039	1.4	0.9523
0.05	0.0564	0.65	0.6420	1.5	0.9661
0.10	0.1125	0.70	0.6778	1.6	0.9763
0.15	0.1680	0.75	0.7112	1.7	0.9838
0.20	0.2227	0.80	0.7421	1.8	0.9891
0.25	0.2763	0.85	0.7707	1.9	0.9928
0.30	0.3286	0.90	0.7970	2.0	0.9953
0.35	0.3794	0.95	0.8209	2.2	0.9981
0.40	0.4284	1.0	0.8427	2.4	0.9993
0.45	0.4755	1.1	0.8802	2.6	0.9998
0.50	0.5205	1.2	0.9103	2.8	0.9999

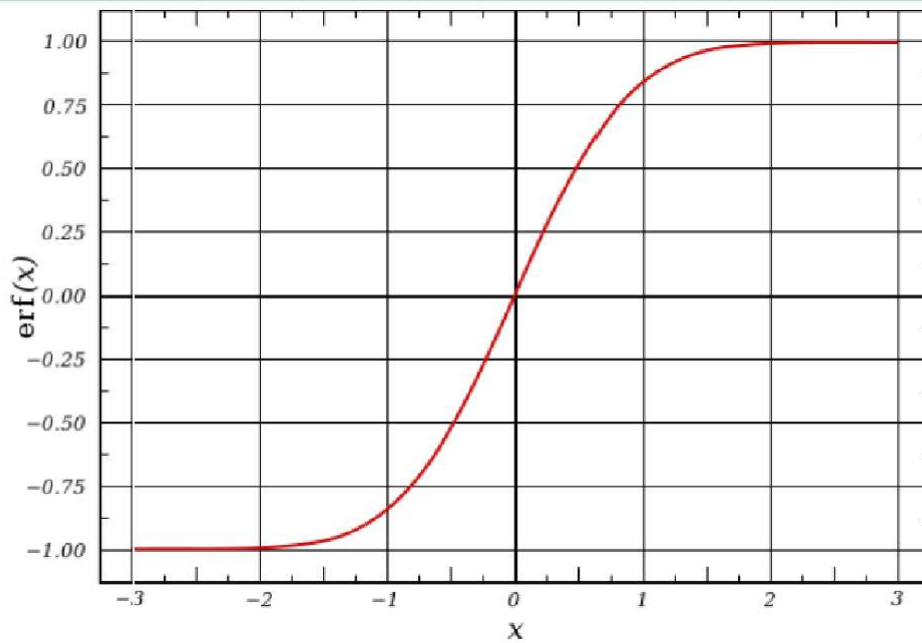


Figure 8 : tableau et représentation graphique de la fonction erreur

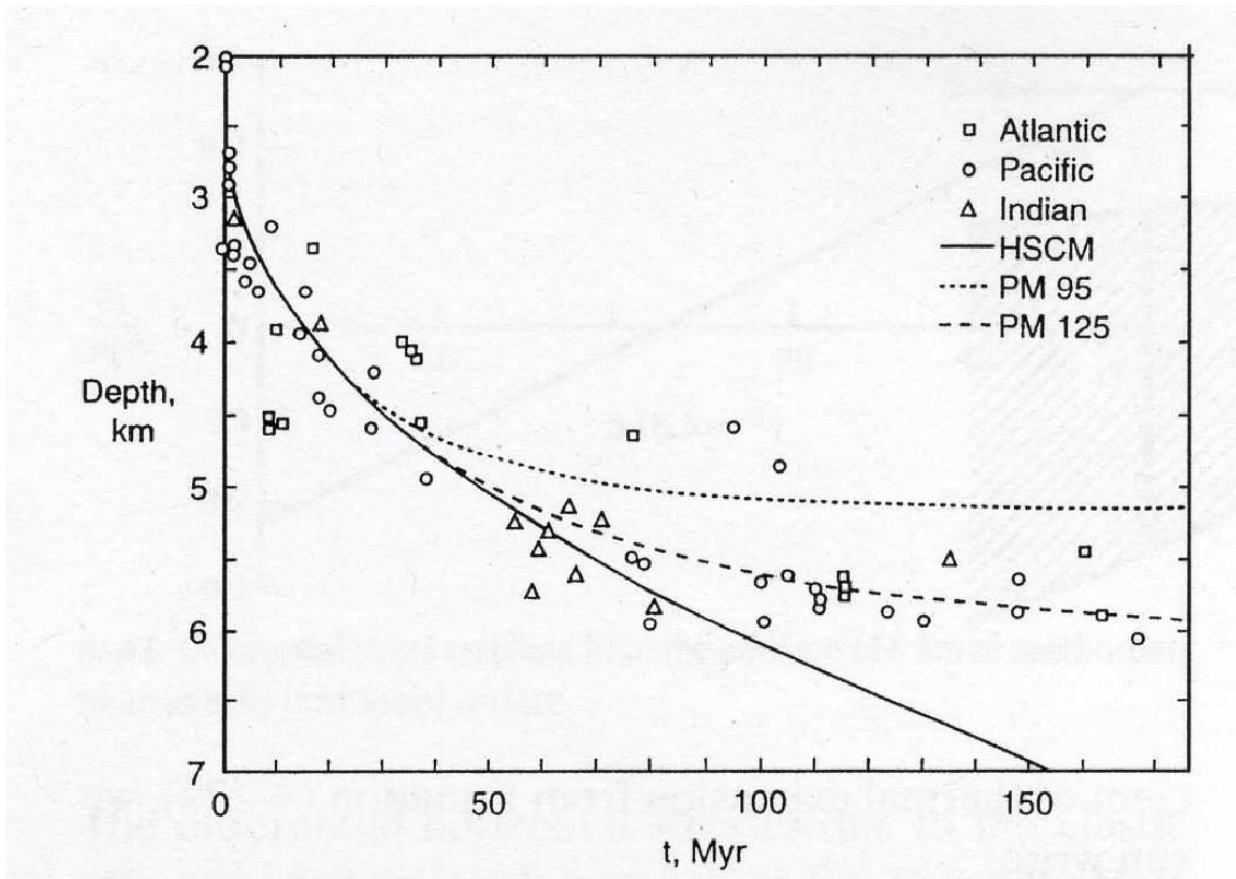


Figure 9 : Profondeur prédite par le modèle de refroidissement du demi-espace infini (HSCM en traits pleins: Half Space Cooling Model) et comparaison aux observations globales dans les 3 principaux océans. Les autres modèles représentés sont des « modèles de plaques »

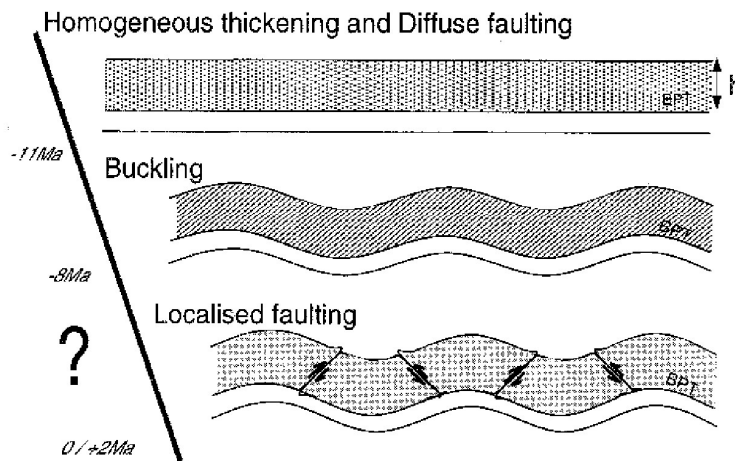
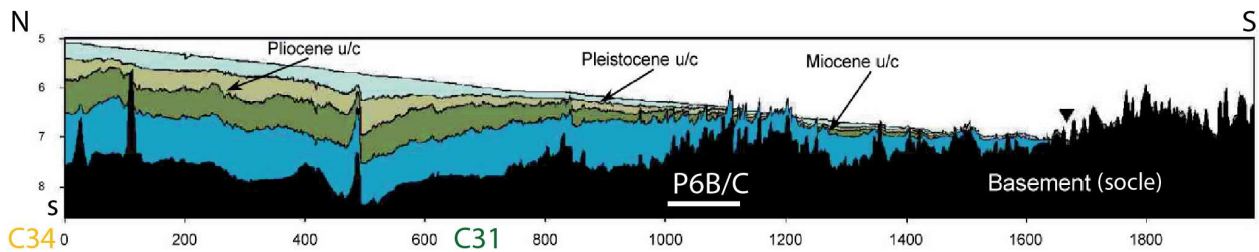


Figure 10 : Profil sismique de 2000 km de long localisé en Figure 4 ($87^{\circ}10'E$) et représentation du flambage de la lithosphère océanique lorsqu'elle subit de fortes contraintes compressives.

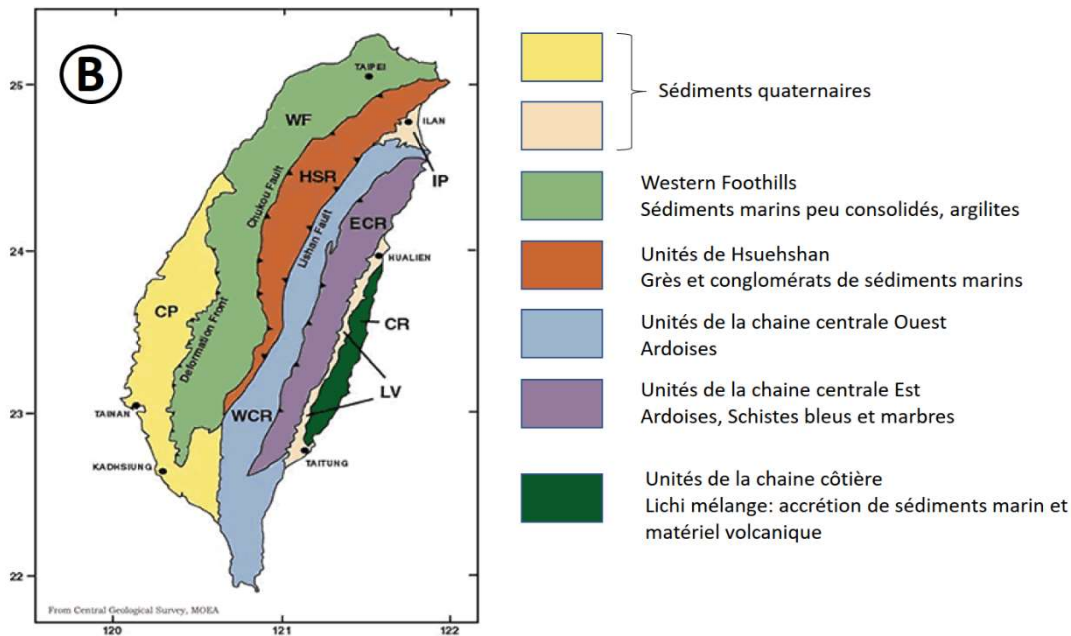
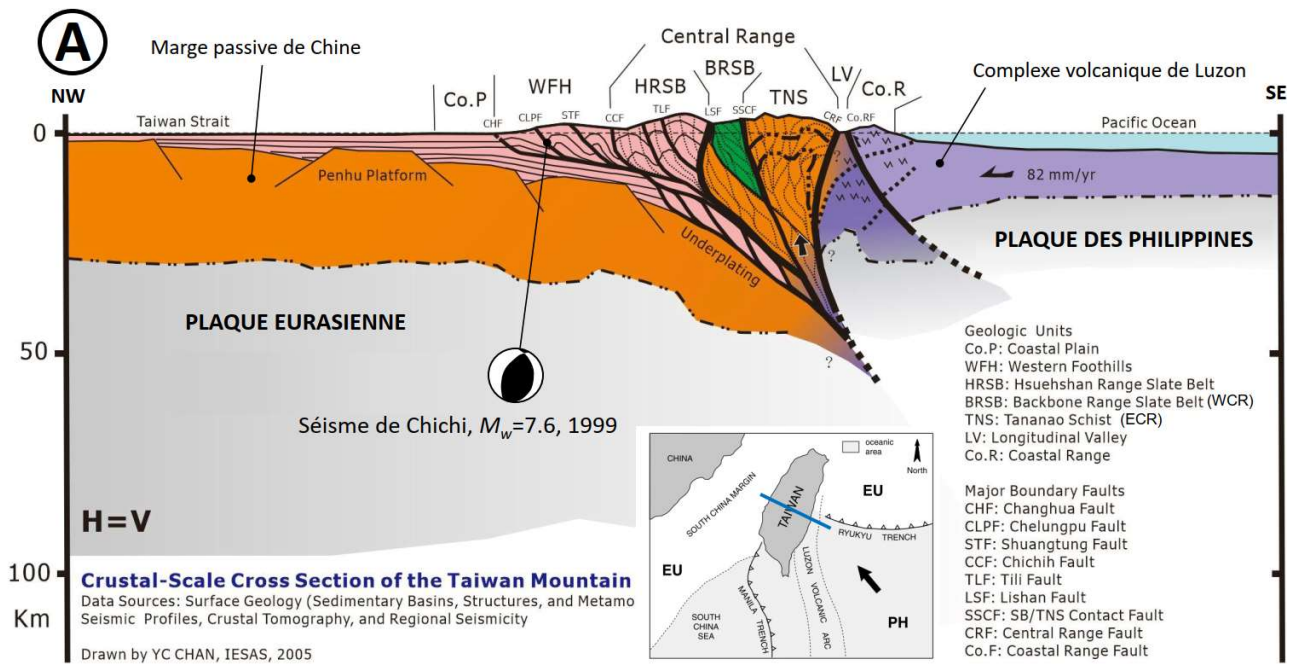


Figure 11 : A : Coupe synthétique du prisme d'accrétion de Taiwan (mer de Chine). B : Carte des principales unités tectoniques de l'île avec leurs lithologies dominantes.

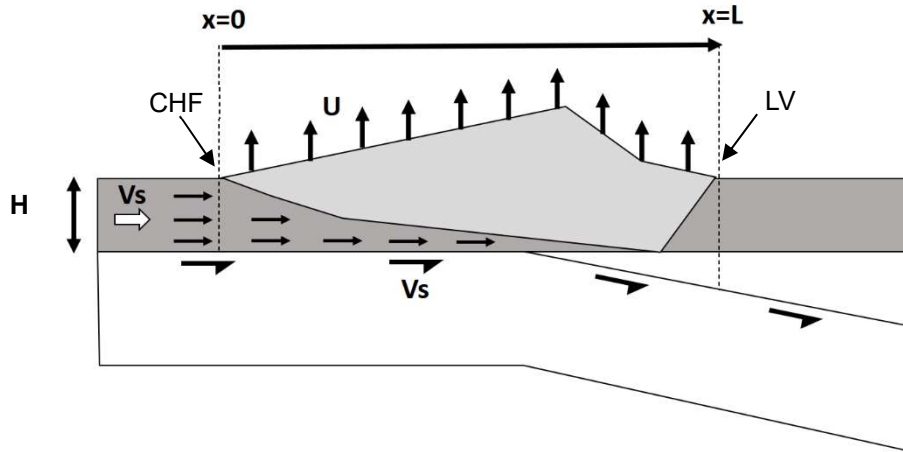


Figure 12 : Schéma de croissance du prisme selon le modèle de sous placage : Une fraction d'épaisseur H de la marge chinoise s'accumule sous le prisme, contribuant à la surrection du relief.

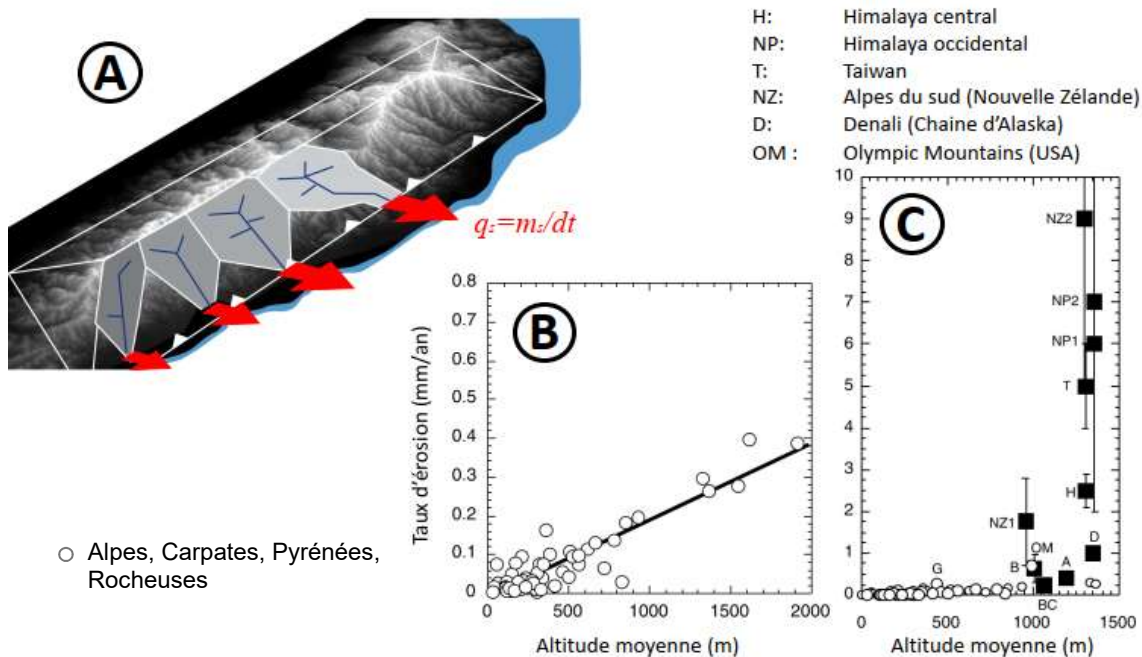


Figure 13 : A : Représentation schématique de l'organisation topographique d'une chaîne en bassins versants. B. Evolution du taux d'érosion en fonction de l'altitude moyenne du bassin versant. Ces données sont issues de mesure de flux de sédiments en sortie de chaînes inactives, situées en zones tempérées. C. Mêmes données qu'en B, augmentées d'estimations du taux d'érosion à long terme dans des chaînes encore actives.