ÉCOLES NORMALES SUPÉRIEURES
ÉCOLE NATIONALE DES PONTS ET CHAUSSÉES

CONCOURS D'ADMISSION SESSION 2022

FILIÈRE BCPST
COMPOSITION DE SCIENCES DE LA TERRE

Épreuve commune aux ENS de Lyon, Paris, Paris-Saclay et à l'ENPC
Durée : 4 heures
L'utilisation des calculatrices est autorisée pour cette épreuve.

***

Quand le climat influence la Terre solide...

Haut Mustang, Népal

Le sujet comprend 16 pages numérotées de 1 à 16.
L'épreuve est composée de 3 parties indépendantes. La qualité de la rédaction et la concision des réponses seront prises en compte dans l'évaluation.

Début de l'épreuve.

Partie 1 : Influence de la dernière déglaciation sur le magmatisme islandais

L'Islande résulte de la superposition de la dorsale nord-Atlantique et d'un point chaud. Nous nous intéressons ici à la production de magma sous l'Islande, et à une possible modulation de l'activité magmatique par la fonte des glaces associée à la sortie de la dernière ère glaciaire, entre -23000 et -10500 ans.

1.1. Caractérisation de l'activité volcanique islandaise au cours des derniers 23000 ans

1.1.1. Quel phénomène entraîne la fusion partielle du manteau sous une dorsale océanique ? Illustrez votre réponse d'un schéma et d'un graphique indiquant solidus et géotherme.

1.1.2. Différents indicateurs paléoclimatiques, appelés proxys paléoclimatiques, nous permettent d'estimer que l'étendue des glaciers islandais (zones blanches sur la Figure 1A) n'a pas beaucoup changé depuis ~10500 ans. Quels indices suggèrent en revanche que l'Islande était presque entièrement recouverte de glace il y a plus de ~12600 ans, et que cette couverture glaciaire a diminué très rapidement en l'espace d'environ 2000 ans ? Appuyez votre réponse sur l'analyse de la Figure 1A.

En combinant travail de terrain, imagerie aérienne et analyses géochimiques, il est possible d'identifier et de dater de nombreuses coulées de lave qui tapissent l'axe de la dorsale islandaise. La datation se fait typiquement sur de la matière organique piégée dans les couches de cendres déposées pendant les éruptions.

1.1.3. Quelle méthode a pu être utilisée pour dater les couches de cendre mises en place pendant la dernière déglaciation ? Comment en déduire une fourchette d'âges pour les coulées de lave ?

Cette méthodologie a été appliquée à la région du volcan Krafla, au nord de l'Islande, pour produire la Figure 1B.

1.1.4. Cette répartition des coulées suggère-t-elle des taux d'effusion de lave constants au cours du temps ? Justifiez.

Ce travail a permis de reconstruire la variation du taux d'effusion dans la région du Krafla au cours des derniers 16000 ans (Figure 1C).

1.1.5. En quoi ces observations sont-elles compatibles avec l'hypothèse d'une amplification de l'activité magmatique par la déglaciation ? Est-il également possible d'argumenter, sur la base de la Figure 1C, que la déglaciation n'a pas eu d'effet particulier sur l'activité magmatique ?

1.2. Modélisation de la productivité magmatique d'une dorsale

On cherche à présent à évaluer la viabilité physique de l'hypothèse d'une amplification de la production de magma en Islande par la fonte de la calotte glaciaire. Nous développons pour ce faire un modèle simplifié de la production de magma sous une dorsale océanique. On se place dans un système de coordonnées z (zéro à la surface ou au plancher océanique, et positif vers le bas). On exprime la température du manteau en fonction de la profondeur : $T(z) = T_M + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_a z$, où T_M désigne la température potentielle du manteau.
Le solidus péridotitique sec est lui aussi une fonction de la profondeur de la forme : $T_S(z) = T_{S0} + \left(\frac{\partial T_S}{\partial z}\right) z$.
On considère une parcelle de manteau (initialement 100% solide) qui remonte sous la dorsale à une vitesse uniforme V.

1.2.1. Proposez un ordre de grandeur typique pour V en Islande (Justifiez).

1.2.2. Quelle relation doivent satisfaire $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_a$ et $\left(\frac{\partial T_S}{\partial z}\right)$ (supposés constants) pour que la fusion partielle puisse avoir lieu ? Exprimer la profondeur z_M à laquelle apparaît la première goutte de magma dans la parcelle de manteau.

On suppose que la fusion partielle a commencé dans la parcelle, qui se trouve à un instant donné à la profondeur $z' < z_M$.

1.2.3. Montrez que l'excès de température de la parcelle par rapport au solidus peut s'écrire $\Delta T(z') = \left(\left(\frac{\partial T_S}{\partial z}\right) - \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_a\right)(z_M - z')$.

1.2.4. Calculer la masse de magma $F(z')$ qui sera produite si la chaleur correspondant à cet excès de température $\Delta T(z')$ est fournie à 1 kg de manteau initialement à son solidus. On écrira L (en J/kg) la chaleur latente de fusion de la péridotite et C la capacité calorifique massique du manteau (en J/kg/K), et on ignorera tout effet de la fusion partielle sur ces propriétés thermodynamiques.

1.2.5. Quelle masse de magma dF est ainsi produite lorsqu'une parcelle d'un kilogramme de manteau remonte d'une distance élémentaire verticale dz' ? Cette quantité dépend-elle de la profondeur z' ? Montrer que la masse de magma produite chaque seconde par une parcelle d'un kilogramme de manteau ascendant à la vitesse V sous une dorsale, que l'on notera ϕ (en s^{-1}), s'écrit : $\phi = \frac{C}{L}\left(\left(\frac{\partial T_S}{\partial z}\right) - \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_a\right)V$.

1.2.6. En supposant que l'aire de la zone de fusion partielle dans le plan vertical perpendiculaire à l'axe de la dorsale est d'environ $z_M^2/2$, exprimer le flux massique total Ψ (en kg/s/m) de magma produit sous la dorsale par mètre le long de son axe. On notera ρ la masse volumique du manteau. Montrer ensuite que l'épaisseur de la croûte océanique accrétée à la dorsale s'écrit $H_C = \Psi / (2\rho_m V)$, pour une vitesse d'expansion de l'ordre de $2V$, en précisant ce que désigne ρ_m.

1.2.7. Dans ce modèle, comment le taux d'expansion à la dorsale influence-t-il l'épaisseur de la croûte ? Ceci vous paraît-il réaliste ?

1.2.8. Calculez l'épaisseur de la croûte accrétée à une dorsale où z_M vaut *(a)* 60 km, puis *(b)* 110 km. On prendra pour cela les valeurs suivantes : C = 1200 J/K/kg; $L = 4\times10^5$ J/kg; ρ = 3300 kg/m^3; ρ_m = 2600 kg/m^3; $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_a$ = 0.3 K/km; et $\left(\frac{\partial T_S}{\partial z}\right)$ = 2 K/km.

1.2.9. L'épaisseur de la croûte océanique en Islande dépasse la vingtaine de km. Utilisez vos réponses aux questions 1.2.2. et 1.2.8 pour quantifier l'anomalie minimale de température du manteau sous l'Islande par rapport à une dorsale océanique "standard". On utilisera T_{S0} = 1292ºC. Ce résultat vous paraît-il raisonnable au vu du contexte géodynamique de l'Islande ?

1.2.10. Exprimer le taux moyen de décompression $\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_M$ subi par une parcelle de manteau remontant sous l'Islande à une vitesse V. Proposer une application numérique en Pa/s, en utilisant V = 1 cm/an, g = 9.8 m/s^2, ainsi que les valeurs pertinentes données à la question 1.2.8.

1.3. Perturbation de la productivité magmatique par la fonte d'une calotte glaciaire

La calotte qui recouvrait l'Islande durant le dernier âge glaciaire, que l'on supposera d'épaisseur uniforme h et de masse volumique ρ_g, s'est fortement amincie pour ensuite disparaître presque totalement en un temps noté τ_F.

1.3.1. Exprimer le taux moyen de décompression $\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_F$ à la surface de l'Islande dû à la fonte de la calotte. Proposer une application numérique en Pa.s^{-1} en utilisant ρ_g = 900 kg/m^3; h = 1 km; et τ_F = 14000 ans.

1.3.2. Comparer ce taux de décompression au taux moyen de décompression subi par le manteau ascendant sous l'Islande. Dans le cadre du modèle développé jusqu'ici, quel serait le ratio Ψ_D / Ψ du flux de magma produit sous l'Islande en période de déglaciation (Ψ_D) divisé par le flux de magma produit hors période de dégel (Ψ) ?

Un modèle plus perfectionné, mais basé sur une approche très similaire, permet d'estimer le flux de magma arrivant dans les différentes chambres magmatiques crustales islandaises au cours de la dernière déglaciation (Figure 2). Ce modèle utilise une reconstruction plus détaillée de la fonte des glaces (comprenant 3 phases, Figure 2A) et prend en compte la vitesse d'ascension du magma entre la zone de fusion partielle mantellique et la croûte océanique (Figure 2B).

1.3.3. L'apport magmatique holocène est similaire à l'apport magmatique au dernier maximum glaciaire (~0.15 km^3/an). L'amplification moyenne de l'apport magmatique sur toute la déglaciation (-23 à -10.5 ka) telle que l'estiment *Eksinchol et al.* (2019) est-elle cohérente avec notre modèle simple ?

1.3.4. Pourquoi l'apport magmatique estimé à -10.5 ka est-il plus important que l'apport magmatique estimé à -17 ka ?

1.3.5. Décrire l'effet de la vitesse d'ascension du magma sur l'apport magmatique (Figure 2B), et interpréter ce résultat du modèle.

1.3.6. Quelles hypothèses faut-il faire pour pouvoir comparer le modèle de *Eksinchol et al.* (2019) aux observations de la Figure 1C ?

1.3.7. Si ces hypothèses sont vérifiées, peut-on utiliser les données de la Figure 1C pour contraindre la vitesse d'ascension du magma à partir du modèle de *Eksinchol et al.* (2019) ?

Partie 2 : Quelques rétroactions entre orogénèse, érosion & climat

2.1. Vue d'ensemble sur l'orogénèse himalayenne

La Figure 3 synthétise plusieurs observations géophysiques collectées au travers de la chaîne himalayenne et du plateau tibétain, qui constituent une région tectoniquement active de très haute altitude.

2.1.1. Rappelez succinctement les corrections appliquées à une mesure gravimétrique pour calculer l'anomalie de Bouguer.

2.1.2. Interprétez la valeur moyenne de l'anomalie de Bouguer dans la chaîne himalayenne et le plateau tibétain (Figure 3C).

2.1.3. Rappelez la définition d'une surface de compensation isostatique. Montrez par un calcul simple que les observations de la Figure 3A et 3D sont compatibles avec l'existence d'une surface de compensation sous l'Inde et le plateau Tibétain, dont vous préciserez la profondeur minimale. On prendra 2,7 et 3,3 pour les densités respectives de la croûte et du manteau.

2.1.4. Analysez la Figure 3B et interprétez-la en termes de processus tectoniques actifs. En quoi la haute altitude du plateau tibétain est-elle la conséquence direct de ces processus tectoniques ?

On remarque que dans la zone indiquée en rouge dans la Figure 3C, l'anomalie de Bouguer réelle est supérieure à celle attendue au-dessus d'une croûte épaissie à l'équilibre isostatique (modèle correspondant à la courbe en pointillés, basé sur l'épaisseur de croûte montré en Figure 3D).

2.1.5. Cet écart entre anomalie de gravité réelle et attendue indique-t-il un excès ou un déficit de masse par rapport au modèle isostatique standard ?

2.1.6. On remarque également que sous la plaine du Gange (au SSW de la zone rouge sur la Figure 3C), l'anomalie de Bouguer réelle est plus faible que celle attendue dans le cadre d'un modèle isostatique. Dessinez une coupe schématique de la plaine du Gange et de l'Himalaya montrant : le relief, la forme qu'aurait le Moho si l'équilibre isostatique était vérifié, et la forme réelle du Moho. Proposez une interprétation pour ces écarts locaux au modèle isostatique.

2.2. Réponse d'un massif montagneux à un changement brutal de régime érosif

On modélise un massif montagneux comme une région de largeur w dans la direction de convergence des plaques, où la croûte continentale a une épaisseur moyenne H supérieure à l'épaisseur moyenne H_0 des régions environnantes (Figure 4). On appelle R le relief moyen du massif (relatif aux régions voisines), et l'on note ρ_C et ρ_M les masses volumiques respectives de la croûte et du manteau.

2.2.1. En supposant le massif à l'équilibre isostatique, exprimer R en fonction de H, H_0, ρ_C et ρ_M. Votre calcul traitera le relief (triangulaire) comme un plateau.

2.2.2. On considère que la collision continentale épaissit la croûte de ce massif à un taux moyen $\partial H/\partial t$ en y accrétant sans cesse de nouvelles unités. Exprimer le changement de relief $\partial R/\partial t$ induit par ce taux d'épaississement.

2.2.3. La collision apporte au massif un flux volumique de matériau crustal égal à F_A (en m^3 de croûte par seconde par mètre le long de l'axe du massif). En supposant que le massif conserve sa largeur au cours du temps, quel est le lien entre F_A et le taux d'épaississement de la croûte ? En déduire une expression reliant relie $\partial R/\partial t$ et F_A.

2.2.4. Supposons qu'en plus du flux d'accrétion F_A, le massif s'érode à un taux uniforme $\bar{E}$ (en m/s) sur toute sa largeur. Comment s'exprime alors la variation de l'épaisseur moyenne de la croûte ($\partial H/\partial t$) dans le massif ? En déduire l'expression de $\partial R/\partial t$ en fonction de F_A, $\bar{E}$, w, ρ_C et ρ_M.

De façon générale, le taux d'érosion E en un point augmente avec (1) la pente locale S, (2) le débit d'eau Q qui ruisselle en ce point depuis l'amont, et (3) l'érodibilité de la roche (K), une grandeur qui mesure la "facilité" à éroder telle ou telle lithologie (une roche très fracturée aura par exemple un fort coefficient K). Le taux d'érosion local peut s'exprimer empiriquement comme une loi de puissance $E = K S^n Q^m$, où m et n sont des exposants respectivement proches de 0,5 et 1.

Supposons que le massif subisse un taux de précipitation constant et spatialement uniforme P (m/s). On appelle A la surface sur laquelle est collectée toute l'eau de pluie qui ruisselle et finit par contribuer au débit Q (m^3/s) en un point M donné.

2.2.5. Montrer que le taux d'érosion au point M peut s'écrire sous la forme $E = C S^n A^m$, où C désigne un paramètre dont on précisera l'expression. Comment évolue C si le climat devient plus humide ?

2.2.6. On suppose que le massif a un relief triangulaire symétrique (Figure 4) qui atteint un maximum R_{MAX}. Justifier l'approximation suivante pour le taux d'érosion moyen à l'échelle du massif : $\bar{E} \sim 2CR$.

2.2.7. Exprimer le relief moyen R_0 (constant dans le temps) d'un massif au sein duquel le flux d'épaississement crustal F_A est parfaitement compensé par l'érosion $\bar{E}$.

2.2.8. Supposons que le facteur C double instantanément au temps $t = 0+$. Quelle équation différentielle satisfait alors le relief moyen $R(t)$, initialement égal à R_0 ? Vers quelle valeur R_∞ va tendre le relief du massif à un temps infini ?

2.2.9. Résoudre cette équation différentielle et donner l'expression de $R(t)$. Exprimer le temps caractéristique τ correspondant à l'établissement d'un nouvel équilibre.

2.2.10. Un doublement du facteur C peut-il représenter autre chose qu'un changement climatique ?

2.2.11. Un massif montagneux exposé à un climat très aride mettra-t-il plus ou moins de temps à s'ajuster à un doublement du paramètre C ?

2.2.12. On suppose que tout le matériau érodé sur la moitié est du massif montagneux (à gauche sur la Figure 4) finit par se déposer dans un bassin sédimentaire voisin, de largeur L. Calculer le taux de sédimentation moyen ($s(t)$, en m/s) dans le bassin au cours du temps, pendant que le relief du massif évolue de R_0 à R_∞. On négligera tout changement de masse volumique des roches entre l'érosion et le dépôt.

2.2.13. Parmi les carottes sédimentaires schématiques représentées en Figure 5, laquelle correspondrait le mieux à la réponse du massif à un doublement soudain du facteur C ? Justifier. (On néglige tout effet de compaction des sédiments lors du dépôt)

2.2.14. Nous avons fait l'hypothèse d'un massif montagneux de largeur w constante au cours du temps. Cette hypothèse est-elle toujours justifiée ? Quel(s) mécanisme(s) pourraient conduire à un changement de w ?

2.3. Altération et climat

L'orogénèse permet la mise à l'affleurement de roches "fraîches" soumises à l'altération et à l'érosion.

2.3.1. Définissez brièvement la notion d'*altération*, en illustrant votre réponse de deux exemples bien distincts. Expliquer ensuite en quoi cette notion diffère de la notion d'*érosion*.

On s'intéresse à l'altération de roches carbo-silicatées mises au contact d'une eau météorique chargée en CO_2 dissous en équilibre avec le CO_2 atmosphérique. On simplifiera le problème en ne considérant qu'un minéral représentatif, la wollastonite ($CaSiO_3$).

2.3.2. Sous quelle forme dominante se trouve le carbone inorganique dans une eau de pH proche de 7 ? On rappelle que l'acide carbonique est un diacide dont les pKa valent 6,35 et 10,33 en conditions standard.

Au contact d'une eau chargée en CO2 dissous, la wollastonite réagit pour donner des ions calcium en solution, ainsi que de la silice dissoute.

2.3.3. Écrire (et équilibrer) la réaction correspondante en supposant le pH de l'eau proche de 7, et en partant des réactifs : wollastonite, $CO_{2(atm)}$, H_2O.

Les ions calcium ainsi formés réagissent ensuite avec le carbone inorganique dissous pour former de la calcite.

2.3.4. Écrire (et équilibrer) la réaction correspondante.

2.3.5. Combiner les deux réactions précédentes. Combien de moles de CO_2 atmosphérique sont consommées par l'altération d'une mole de wollastonite ?

Divers proxys paléoclimatiques couvrant les ~50 derniers millions d'années indiquent un refroidissement du climat global de l'ordre d'une dizaine de degrés au cours de l'ère cénozoïque. Une hypothèse en vogue depuis le début des années 1990 attribue une partie de ce refroidissement aux épisodes d'orogénèse de très grande échelle (dont l'orogénèse himalayenne) qui ont marqué cette période.

2.3.6. Expliquer le raisonnement qui sous-tend cette hypothèse en utilisant vos résultats précédents.

2.3.7. Cette hypothèse a fait l'objet d'une discussion scientifique vigoureuse. Le lien entre mise à l'affleurement de roches carbo-silicatées et changement climatique a notamment été qualifié de "paradoxe de l'œuf et de la poule". Justifier cette affirmation.

Partie 3 : Fluctuations saisonnières de la sismicité himalayenne

3.1. Caractérisation de la sismicité himalayenne

La Figure 6 synthétise les observations sismiques collectées au travers de la chaîne himalayenne et du plateau tibétain.

3.1.1. Quels types d'onde se propagent à l'intérieur de la Terre suite à un séisme ? Préciser l'orientation de leur polarisation relative à leur mouvement, ainsi que les formules donnant leurs vitesses de propagation.

3.1.2. Comment sont obtenus les mécanismes au foyer des séismes sur la Figure 6A ? Quel type de mécanisme au foyer domine au front de la chaîne himalayenne ?

3.1.3. En vous appuyant sur les Figures 3 et 6, proposez une coupe schématique du front de l'Himalaya selon AA' (Figure 6A) permettant d'expliquer les observations sismologiques : distribution spatiale, profondeur et mécanismes au foyer des séismes. Indiquez le sens de glissement de toute faille figurant sur votre schéma.

La magnitude d'un séisme (M_w) est calculée de la manière suivante : $M_w = (2/3) \log_{10}(M_0) - 6$, où M_0 est le moment sismique. Le moment sismique est défini comme suit : $M_0 = \mu S d$, où μ est le module élastique de cisaillement (une propriété de la roche exprimée en Pa), S la surface du plan de faille ayant rompu (en m^2) et d le déplacement relatif des blocs qui ont coulissé le long de ce plan (en m).

3.1.4. Quelle est l'unité du moment sismique ? À quelle grandeur physique cette unité est-elle typiquement associée?

3.1.5. Un séisme rompt le chevauchement frontal himalayen sur l'intégralité de la longueur est-ouest L du Népal, de la surface jusqu'à une profondeur z de 20 km, provoquant un déplacement de 50 m sur le plan de faille. Calculer la magnitude M_w d'un tel séisme. On pourra prendre un module de cisaillement $\mu = 30\ GPa$, et un pendage $\alpha = 10^o$ pour le plan

de faille. Discutez l'ordre de grandeur du résultat. Citez un séisme de magnitude comparable ayant eu lieu au XXI^{e} siècle quelque part dans le monde.

3.1.6. À partir de la Figure 6C, décrire l'évolution temporelle du nombre de microséismes au Népal, en Himalaya.

3.2. Contraintes sur un plan de faille

On se propose de décrire les contraintes agissant sur le chevauchement frontal himalayen par analogie avec les forces s'exerçant au bas d'un bloc de roche de masse m posé sur un plan incliné de pendage α et de surface S. On notera $\vec{P}$ le poids du bloc, $\vec{N}$ la réaction normale du plan incliné, et $\vec{T}$ la force de frottement agissant tangentiellement au plan. Enfin, on notera $f \in [0, 1]$ le coefficient de frottement (friction) statique entre le bloc et le plan.

3.2.1. Rappelez la différence entre la notion de force et de contrainte. Schématisez les forces agissant sur la faille.

Les forces $\vec{N}$ et $\vec{T}$ peuvent varier dans le temps au gré du chargement tectonique de la faille à long terme. On note N et T les normes respectives de ces vecteurs, et l'on définit la grandeur R comme $R = T - fN$.

3.2.2. Que vaut R au moment où un glissement se déclenche ? Quel est le signe de R lorsque la faille est statique, entre 2 séismes ? Comment évolue R lors d'un chargement tectonique qui mène à un séisme ?

3.2.3. Effectuez un bilan des forces dans la direction de $\vec{N}$ pour établir un lien entre N, m, α, et le champ de gravité g.

3.2.4. Si la faille est à une profondeur z, quelle est la masse du volume de roche qui la surplombe ? En déduire que $R/S = \tau - \rho g z \cos\alpha$, où $\tau = T / S$, et ρ désigne la masse volumique de la roche.

3.2.5. Comment est modifiée l'expression de R/S si, en plus du poids des roches, l'activité hydrologique apporte une hauteur h_w d'eau en surface, uniformément répartie sur toute l'étendue du plan de faille ? On notera ρ_w la masse volumique de l'eau.

3.2.6. Un apport d'eau favorise-t-il ou inhibe-t-il le glissement sur la faille ? Justifier en vous basant sur le résultat de la question 3.2.2.

3.3. Effet des variations saisonnières de la charge de surface

On s'intéresse aux variations de la charge de surface au Népal mesurées grâce à la mission de gravimétrie spatiale « *Gravity Recovery and Climate Experiment* » (GRACE). Cette mission mesure les variations spatiales et temporelles du champ de gravité terrestre avec une résolution spatiale de l'ordre de 300 km, et une résolution temporelle de l'ordre d'un mois.

3.3.1. Citer plusieurs phénomènes physiques pouvant causer une variation spatiale et temporelle du champ de gravité mesurable par la mission GRACE.

3.3.2. À partir de la Figure 7, caractériser l'amplitude et la phase des variations du champ de gravité au Népal. Par quel phénomène physique ces variations sont-elles principalement causées ?

3.3.3. Donner un ordre de grandeur de l'amplitude des variations saisonnières de la masse et des fluctuations de la pression au-dessus de la zone de micro-sismicité au front du Haut Himalaya (zone illustrée en Figure 6A).

3.3.4. Que pensez-vous de l'hypothèse de la modulation de micro-sismicité au Népal par les variations saisonnières de l'hydrologie continentale ?

3.3.5. Quel(s) autre(s) processus physique(s) pouvez-vous proposer pour expliquer la modulation saisonnière de la micro-sismicité au Népal ?

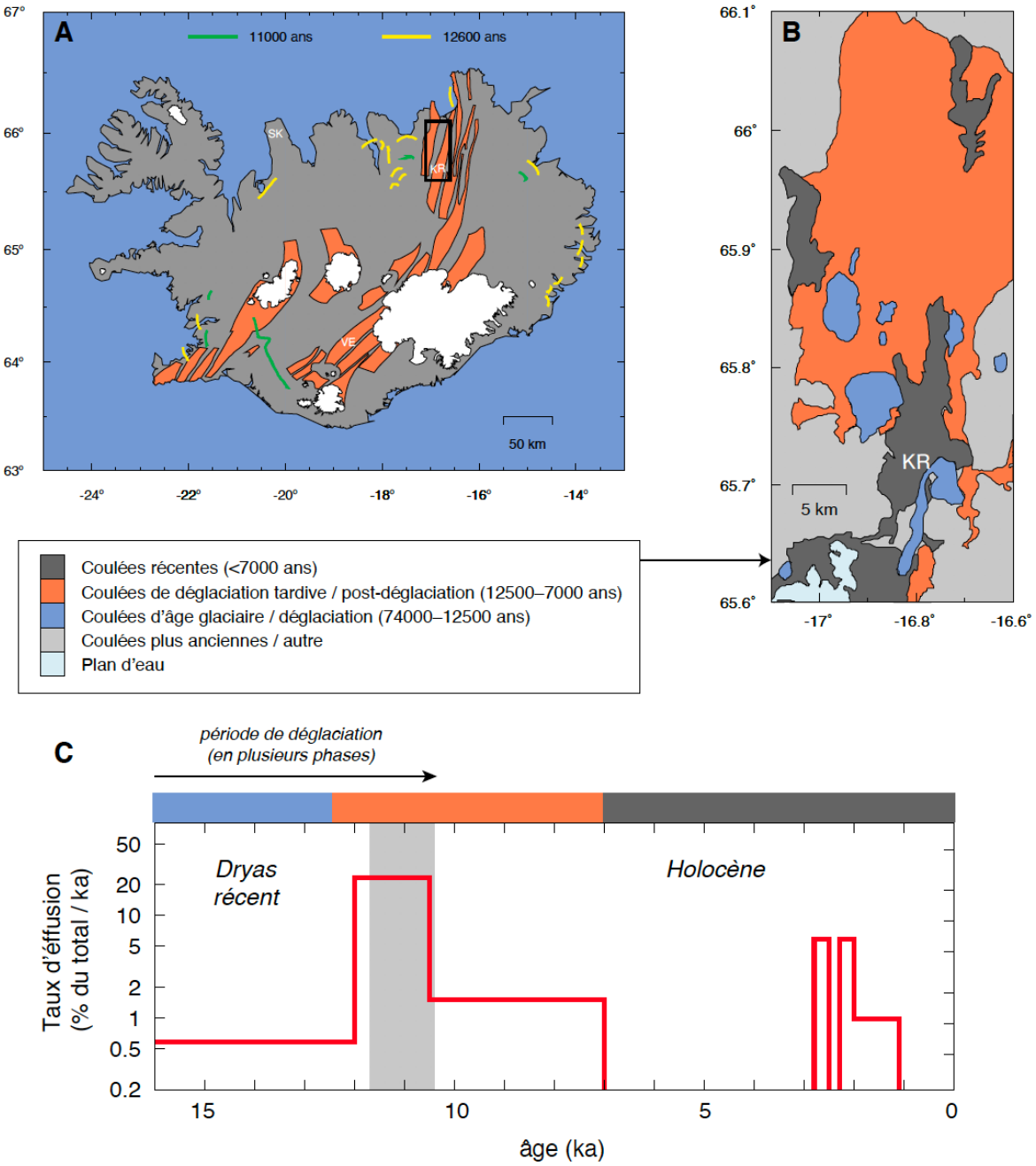

Figure 1 | *Volcanisme et déglaciation en Islande, d'après Maclennan et al. (2002).* ***A.*** *Carte de l'Islande indiquant la répartition des glaciers depuis ~10500 ans (zones blanches), les régions d'activité tectono-magmatique actuelle (bandes orange), ainsi que la position de moraines terminales datées à -11000 ans (lignes vertes) et -12600 ans (lignes jaunes). Le cadre noir indique la région du volcan Krafla (KR).* ***B.*** *Carte des grands ensembles lithologiques de la région du Krafla, où les coulées de laves sont regroupées par gammes d'âge.* ***C.*** *Reconstruction des variations du taux d'effusion dans la région du Krafla, exprimé en % du volume total des coulées de laves émises depuis 74 ka, par millier d'années. Notez l'échelle logarithmique sur l'axe des ordonnées. La zone grise correspond à la dernière période de fonte rapide des glaces, également indiquée en Figure 2A.*

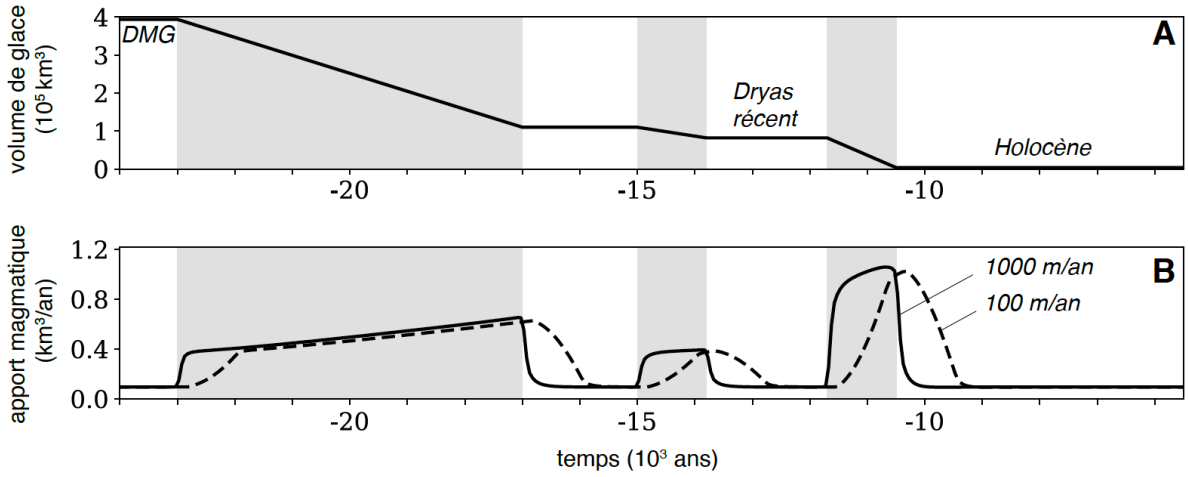

Figure 2 *| Modèle de Eksinchol et al. (2019) utilisant* ***(A)*** *une reconstruction du volume de glace recouvrant l'Islande au cours du temps pour estimer* ***(B)*** *le flux de magma arrivant dans des chambres magmatiques situées dans la croûte. Les deux courbes correspondent à deux hypothèses différentes sur la vitesse de remontée du magma entre la zone de fusion partielle et la chambre magmatique. Les zones grises représentent les différentes phases de fonte de la glace. DMG : Dernier Maximum Glaciaire.*

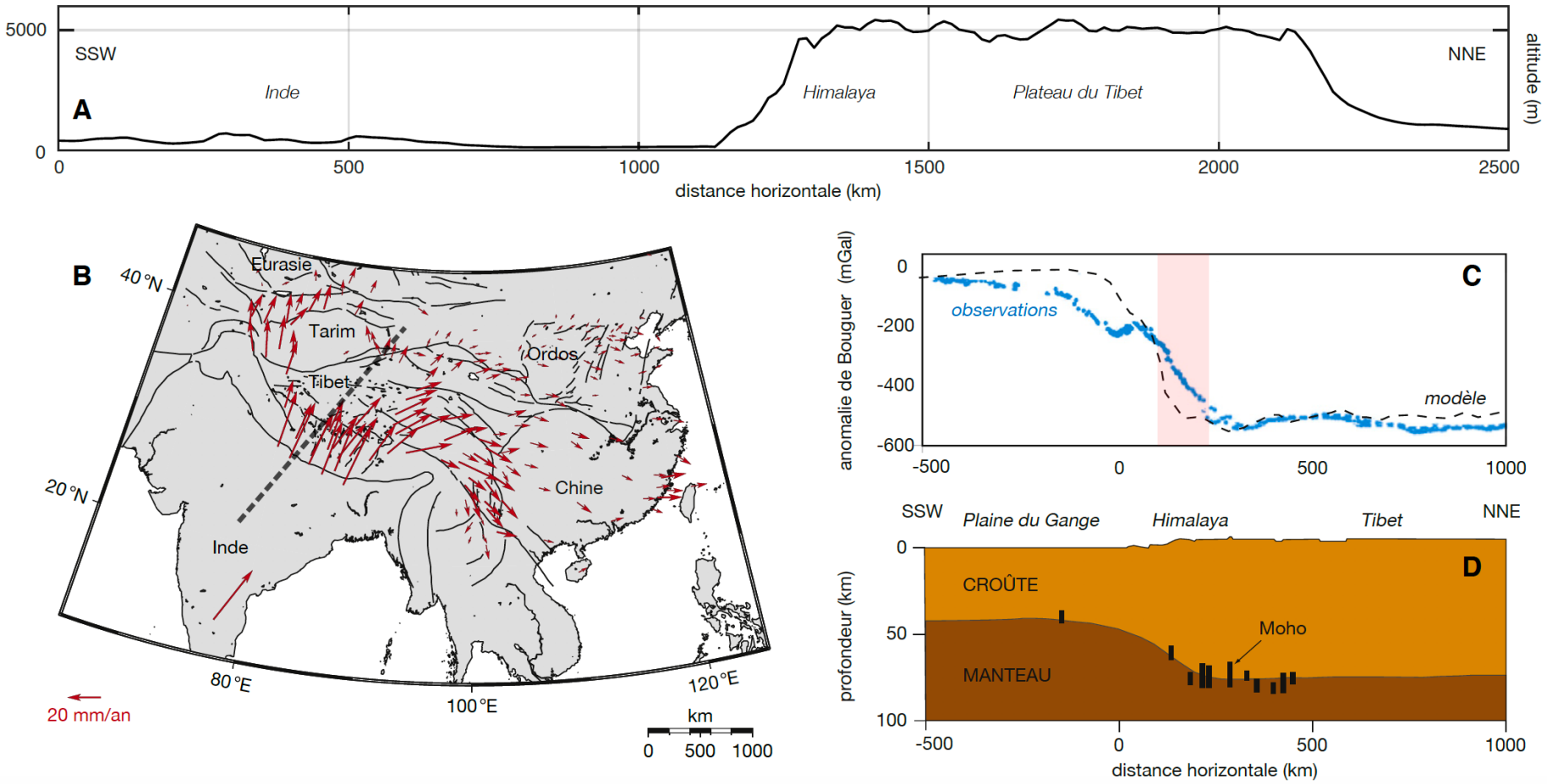
A
5000
0
SSW
NNE
Inde
Himalaya
Plateau du Tibet
altitude (m)
0
500
1000
1500
2000
2500
distance horizontale (km)
B
40 °N
20 °N
80 °E
100 °E
120 °E
Eurasie
Tarim
Tibet
Ordos
Chine
Inde
20 mm/an
km
0
500
1000
C
anomalie de Bouguer (mGal)
0
-200
-400
-600
observations
modèle
-500
0
500
1000
D
SSW
Plaine du Gange
Himalaya
Tibet
NNE
profondeur (km)
0
50
100
CROÛTE
Moho
MANTEAU
-500
0
500
1000
distance horizontale (km)

Figure 3 (page précédente) | ***A.*** *Profil d'altitude à travers la chaîne himalayenne et le plateau du Tibet.* ***B.*** *Vitesses de différentes stations GPS, moyennées sur une dizaine d'années (d'après Wang et al., 2001), relatives à l'Eurasie fixe. L'emplacement approximatif du profil est indiqué par des pointillés.* ***C.*** *Profil d'anomalie de Bouguer (points bleus) et modèle (pointillés) basé sur l'hypothèse de l'équilibre isostatique.* ***D.*** *Position de la discontinuité de Mohorovičić le long du profil montré en C. Les traits verticaux correspondent à des estimations locales de l'épaisseur de la croûte. Figure reproduite à partir de Avouac (2015).*

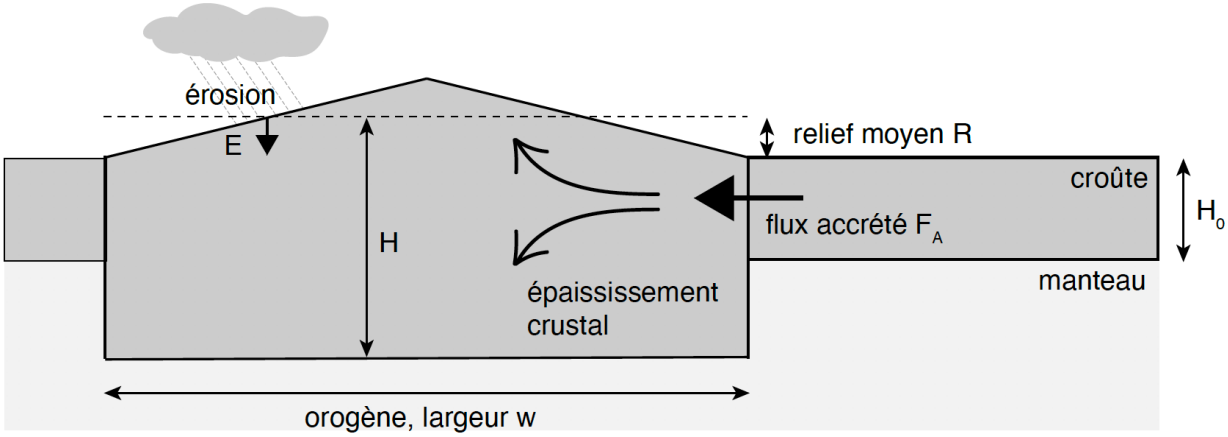

Figure 4 | *Modélisation en 2 dimensions d'un orogène de largeur constante.*

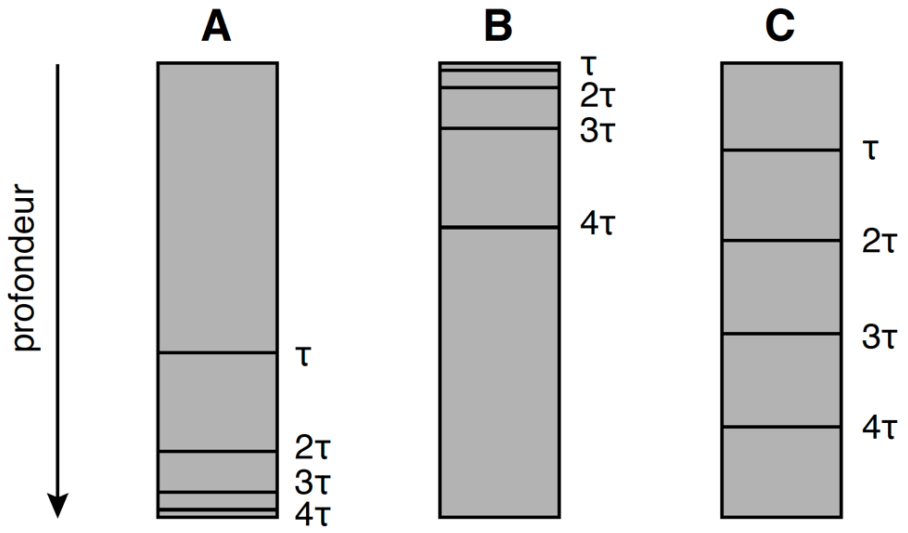

Figure 5 | *Représentation schématique de carottes sédimentaires ayant potentiellement enregistré la réponse de l'orogène modèle à un doublement soudain de l'activité érosive. L'âge de certains niveaux (traits horizontaux) est indiqué en multiples du temps caractéristique de réponse τ.*

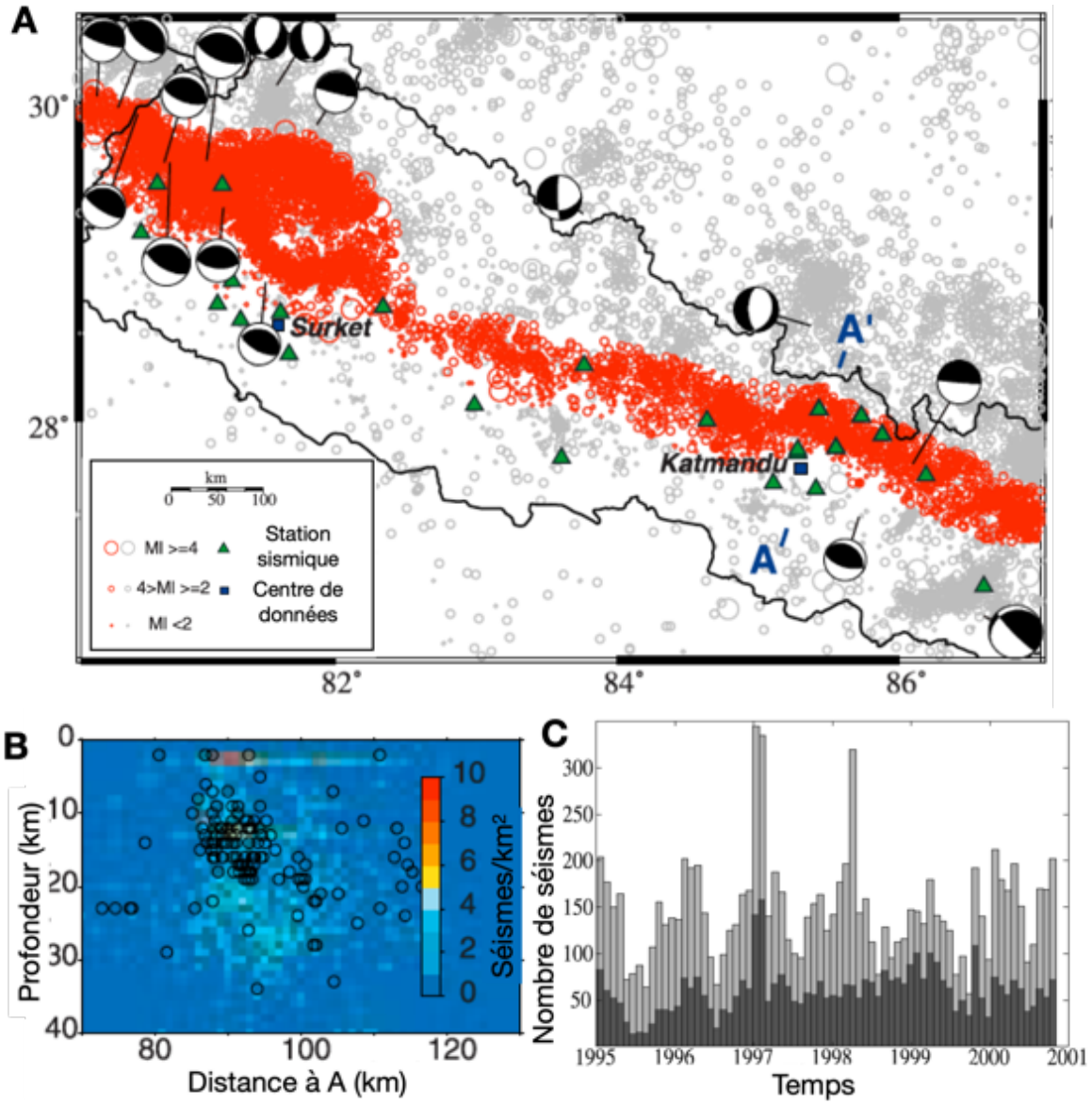

***Figure 6** | **A.** Micro-sismicité (sismicité de faible magnitude) au Népal, en Himalaya entre 1995 et 2001 (d'après Bollinger et al., 2007). Les séismes représentés en rouge sont localisés au front du Haut Himalaya. Les mécanismes au foyer sont représentés pour une sélection d'évènements. L'emplacement du profil est indiqué par AA'. **B.** Profil de la densité de distribution des séismes (en séismes/km^2) selon le profil AA'. La plupart des séismes sont localisés entre 10 et 20 km de profondeur (cercles noirs). **C.** Variation temporelle du nombre de séismes pour toutes les magnitudes (en gris) et les magnitudes supérieures à 2.5 (en noir).*

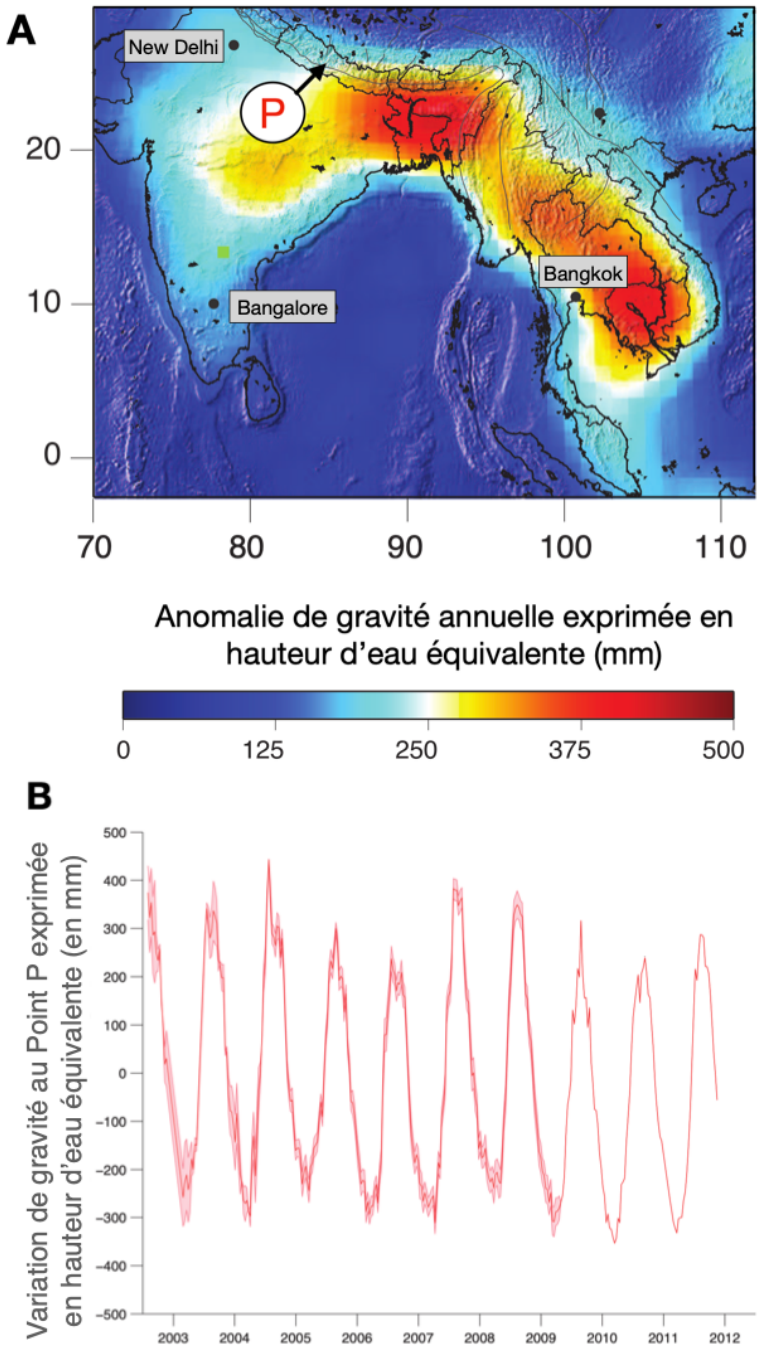

Figure 7 *| **A.** Anomalie annuelle pic à pic de gravité, exprimée en Hauteur d'eau équivalente (mm), et mesurée par la mission satellitaire GRACE (d'après Chanard et al., 2014).* ***B.*** *Série temporelle des variations de gravité au point P, localisé en **A,** et exprimé en hauteur d'eau équivalente (h_{eq}, en mm). Par exemple, une augmentation de gravité est exprimée comme celle qui serait causée par l'apparition d'une couche d'eau de hauteur h_{eq} en surface.*

Fin du sujet.