

L'ÉROSION DES RELIEFS : VUES GLOBALE ET À LONG TERME ISSUES D'APPROCHES NOUVELLES

Alain DEMOULIN

Résumé

Les estimations de vitesse d'érosion à long terme telles qu'elles résultent de l'application de nouvelles techniques en différents contextes tectoniques sont présentées et commentées. Les principes de base de la thermochronologie, et en particulier de la technique qui utilise les traces de fission de l'apatite, sont brièvement décrits. On explicite ensuite l'équation soulèvement-dénudation, qui souligne la différence entre soulèvement tectonique et élévation topographique. Les taux de dénudation d'orogènes cénozoïques actifs sont alors discutés, principalement à partir de l'exemple Himalaya-Tibet. Les interactions tectonique-érosion y montrent l'importance fondamentale de la réaction isostatique à l'érosion dans l'élimination de lames considérables de terrain. L'intégration du facteur climatique dans ce système dynamique est également évoquée. Une rapide revue des données recueillies en régions intraplaques (marges continentales passives, massifs anciens) est enfin présentée.

Mots-clés

dénudation, soulèvement tectonique, thermochronologie, traces de fission de l'apatite, orogène, marge continentale passive

Abstract

We present and comment on the estimates of long-term erosion rates resulting from the application of recently developed techniques in varying tectonic settings. The basic principles of thermochronology, and especially of the apatite fission track technique, are briefly described. Then, we state the equation uplift-denudation, emphasizing the difference between tectonic and topographic uplift. The denudation rates inferred for active Cenozoic orogens are discussed mainly on the basis of the Himalaya-Tibet example. There, the interplay between tectonics and erosion highlights the fundamental importance of isostatic rebound in removing thick terrain slabs. We also consider the integration of the climatic factor within this dynamic system. Finally, we present a rapid overview of data collected in various intraplate settings (passive continental margins, ancient massifs).

Keywords

denudation, tectonic uplift, thermochronology, apatite fission track, orogen, passive continental margin

Les estimations de l'importance de l'érosion au cours des derniers millions d'années ont toujours été délicates. Jusqu'il y a peu, elles résultaient surtout de la mesure des quantités de matériaux évacuées par les rivières sous différents climats, avec la difficulté d'extrapoler des valeurs d'érosion actuelles sur de longues périodes de temps et avec des conditions climatiques changeantes. Pour remédier à ce problème, d'autres observations étaient parfois utilisées, par exemple l'existence de sédiments tertiaires préservés sur des massifs soulevés et montrant la faiblesse de l'érosion depuis l'époque de leur dépôt.

Depuis une vingtaine d'années toutefois, l'intégration de la compréhension des paysages anciens dans le cadre de la tectonique des plaques et surtout le développement

de nouvelles techniques de datation (thermochronologie) ont enfin fourni des bases chronologiques concrètes aux discussions sur la dénudation à long terme et ont permis une évaluation renouvelée et quantitativement plus précise des taux d'érosion. De plus, elles s'appliquent dorénavant à des macroreliefs d'échelle continentale, ou au moins régionale, qui ne sont plus découpés en fonction d'une zonation climatique, mais suivent le patron des grandes unités géodynamiques. Les estimations obtenues ont d'un côté permis la validation (sinon sur le plan du soulèvement topographique, au moins sur celui de la dénudation) des modèles théoriques qui s'efforcent aussi de quantifier les relations du système tectonique-érosion-climat et aboutissent à des résultats comparables.

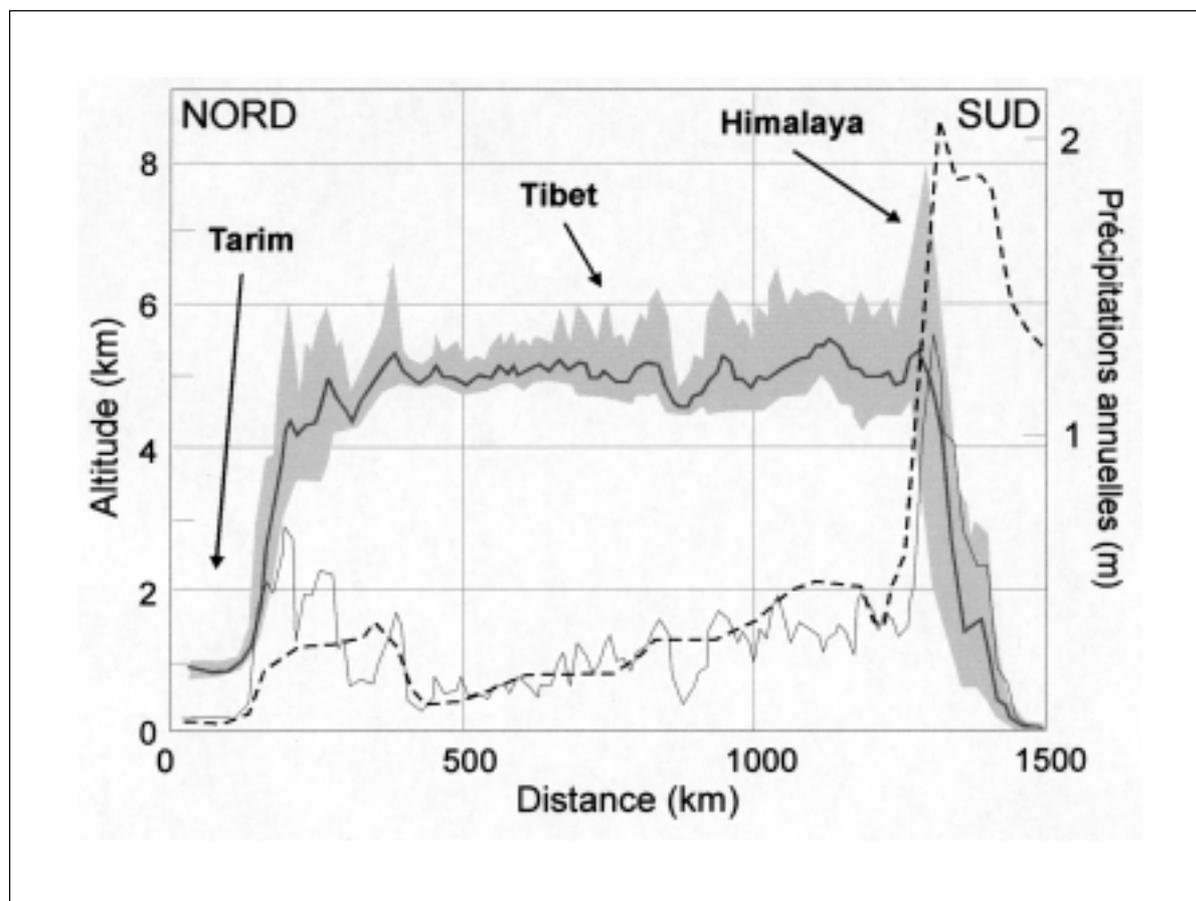


Figure 1. Bande-profil nord-sud à travers l'Himalaya et le Tibet jusqu'au bassin du Tarim, illustrant les relations entre les distributions des précipitations (trait interrompu), du relief (trait fin) et des altitudes moyennes (trait gris), d'après Fielding (4)

Le « relief » correspond à l'écart entre les altitudes maximale et minimale observées sur la transversale en chaque point de la bande-profil large de 100 km (soit la hauteur de la zone grisée figurée sur le profil).

D'un autre côté, elles ont apporté des informations étonnantes sur les lames de terrain érodées au cours du Cénozoïque non seulement dans les orogènes actifs, mais aussi dans des régions apparemment stables comme l'est de l'Angleterre. Les chiffres avancés dans le texte ci-dessous seront utilement comparés aux taux de dénudation actuels estimés entre 0,01 et 0,02 mm/an (équivalant à 10 à 20 m/Ma si l'extrapolation était possible) pour les bassins de la Meuse à Liège et de la Hoëgne (1). Nous exposons brièvement le principe des méthodes thermochronologiques et les résultats qu'elles apportent dans divers contextes tout en soulignant la complexité des relations régissant l'évolution des systèmes « morphotectoniques » considérés.

I. THERMOCHRONOLOGIE : LES PRINCIPES

Concrètement les nouvelles données à la base des conclusions actuelles sur les taux de dénudation ont été acquises depuis une vingtaine d'années grâce aux progrès de la thermochronologie, qui a d'abord trouvé un champ

d'application privilégié dans les orogènes récents, puis a développé des techniques d'analyse en contextes intraplaques (marges passives, massifs anciens) où la dénudation est relativement moins importante.

La thermochronologie est l'étude quantitative de l'histoire thermique des roches à l'aide de méthodes radiométriques considérant des phénomènes sensibles à la température. Classiquement il s'agit de la mesure de la décomposition radioactive d'éléments divers (les couples le plus souvent mesurés sont $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K/Ar, Rb/Sr) pour lesquels la rétention des éléments-fils au sein d'un système minéral clos ne devient effective que sous une température donnée, la remise à zéro du système étant plus ou moins prononcée dans une fourchette de températures au-delà de cette température « de fermeture ». Les différents éléments mesurés, qui peuvent, en outre, présenter des températures de fermeture variables suivant les minéraux dans lesquels ils sont incorporés, fournissent ainsi les âges auxquels la roche est passée par une série de températures charnières. Moyennant un gradient géothermique donné et l'hypothèse que les

variations de température sont principalement le résultat de la dénudation en surface, ces données sont transformées en termes de profondeur de la roche dans la croûte aux diverses époques identifiées. Mais, outre qu'elle souffre de l'influence sur les paléotempératures de paramètres autres que la profondeur, l'histoire thermique ainsi reconstituée est liée à des températures caractéristiques de la croûte moyenne et profonde et n'est donc généralement définissable que dans des orogènes. L'étude des « traces de fission » dans divers minéraux, le plus souvent l'apatite, mais parfois aussi le zircon ou encore le sphène, est venue suppléer à cette carence depuis un peu plus de 20 ans. Spécialement avec l'apatite, cette technique est intéressante, car elle est sensible aux faibles températures (< 120 °C) régnant dans les 3-4 kilomètres supérieurs de la croûte, où les variations de température sont principalement liées à la dénudation (2). Il s'agit cette fois de mesurer non plus les produits, mais les effets de la décomposition radioactive de ²³⁸U, qui se manifestent sous la forme de microtraces de fissuration du réseau cristallin de l'apatite, traces dont la longueur initiale est stable aux environs de 16 mm et dont le nombre s'accroît avec le temps. Toutefois, au-delà d'une température de fermeture de 110-120 °C, ces traces ne sont pas conservées. Il est donc possible, en mesurant la densité des traces de fission et la teneur en uranium du minéral, de déterminer l'époque à laquelle ce dernier est passé sous cette température. Cependant, l'âge « AFT » (pour « *apatite fission track* ») ainsi déduit est presque toujours plus jeune que celui de la roche-hôte quand ce dernier est connu. Cela est dû au fait que, si sous 60 °C les traces de fission sont parfaitement conservées, dans l'intervalle 110-60 °C, elles sont, par contre, partiellement et progressivement réparées, de telle manière qu'en fonction de l'histoire thermique de l'échantillon, une partie de la population de traces de fission présente des longueurs réduites, ce qui a évidemment une incidence sur la densité des traces dénombrées dans une lame mince. On a toutefois pu tirer un énorme avantage de cet apparent inconvénient, car, en considérant conjointement la densité des traces de fission et la distribution de leurs longueurs, on parvient à reconstituer par modélisation directe une histoire thermique quantitative qui non seulement cale le moment où l'échantillon s'est trouvé à 120 °C, mais identifie aussi les épisodes de brusque réchauffement (ou même remise à zéro, par enfouissement par exemple) et refroidissement (par dénudation accélérée) qu'il a connus.

II. L'ÉQUATION SOULÈVEMENT - DÉNUDATION

Afin de ne surtout pas les assimiler l'un à l'autre, entendons-nous d'abord sur la définition précise des termes de soulèvement et dénudation. England et Molnar (3) ont présenté l'équation suivante :
soulèvement topographique = soulèvement du massif - dénudation.

Le soulèvement topographique y représente le changement d'altitude de la surface topographique *moyenne* du massif considéré par rapport à un niveau de référence généralement constitué par le géoïde ou son approximation par un niveau marin moyen supposé fixe. Comme son nom l'indique, le soulèvement du massif correspond au changement d'altitude d'un ensemble crustal relativement au même niveau de référence, et la dénudation traduit le déplacement vertical des roches constituant le massif par rapport à la surface topographique affectée par l'érosion. À l'exception peu intéressante du cas où rien ne bouge, ces trois variables ne peuvent jamais être égales, ce qui revient à dire qu'en raison des interactions variables entre soulèvement tectonique et érosion, la vitesse et l'importance du soulèvement topographique n'entreprendront que des rapports lointains avec la vitesse et l'importance de la dénudation.

III. DÉNUDATION D'UN OROGÈNE ACTIF

L'histoire morphologique de l'orogène créé par la convergence de l'Inde et de l'Asie depuis 50 millions d'années illustre parfaitement les mécanismes de couplage qui existent entre la tectonique, l'érosion et même le climat. Depuis le moment de leur collision, le rapprochement continué des deux plaques est de l'ordre de 2 500 km et semble être accommodé par trois processus complémentaires : une extrusion latérale d'éléments de la plaque asiatique le long de grandes failles de décrochement, un sous-chevauchement de l'Inde sous l'Asie entraînant un épaissement considérable de la croûte sous l'Himalaya et le Tibet et enfin un soulèvement régional important. Ce soulèvement a induit, au moins sur ses marges, un fort accroissement du relief permettant à l'érosion de s'accroître de façon extraordinaire, avec le développement de gorges très profondes sur le cours de rivières antécédentes (Indus, Tsangpo) qui ont encore renforcé l'efficacité de l'érosion. Or, et ceci n'est que la première interaction positive caractéristique du système, la décharge par l'érosion du massif soulevé a pour conséquence un relèvement isostatique de ce même massif qui le maintient à des altitudes élevées tout en permettant à la dénudation d'enlever rapidement d'épaisses tranches de terrain. De plus, comme la dénudation n'agit pas de manière uniforme, mais laisse en arrière certaines zones, ces dernières sont amenées par la réaction isostatique à des altitudes beaucoup plus élevées que si le soulèvement tectonique avait agi seul. C'est ce qui est illustré par la figure 1 qui compare les caractéristiques topographiques du Haut Himalaya et du plateau du Tibet (4). Alors que l'un et l'autre ont une altitude moyenne de l'ordre de 5 000 m, le Tibet ne présente qu'un relief modéré contrastant violemment avec les valeurs records de plus de 7 000 m atteintes dans la partie occidentale de la chaîne de l'Himalaya entre le fond de la vallée de l'Indus et les sommets du massif de Nanga Parbat. Cette différence résulte de l'opposition entre leurs taux de dénudation respectifs. Pour le

Tibet, les données thermochronologiques donnent un maximum de 2 km d'exhumation depuis 20 millions d'années, à la vitesse moyenne de 0,1 mm/an (ou 100 m/Ma) alors que la chaîne de l'Himalaya a été délestée d'une tranche de 20 à 25 km d'épaisseur sur le même laps de temps, soit à la vitesse moyenne de 1 mm/an, avec des périodes paroxysmales où les vitesses ont pu atteindre ~ 10 mm/an. Certains auteurs (5) suggèrent même que plus de 15 km auraient été emportés au cours des trois derniers millions d'années et la vallée de l'Indus a été le théâtre durant l'Holocène d'une exhumation à la vitesse de 8 à 12 mm/an. Toutefois l'érosion de l'Himalaya a épargné un certain nombre de pics qui ont ainsi été portés à plus de 8 000 m d'altitude par la réaction isostatique, soit à 3 500 m + haut que la surface du plateau tibétain.

Les mêmes conclusions sont tirées de l'étude de l'évolution du relief des Alpes. Dans les Alpes centrales, les données thermochronologiques identifient un premier épisode de dénudation à partir de 38 Ma en liaison avec le soulèvement du dôme gneissique lépontin et un second temps de refroidissement (des roches datées) vers 20 Ma, résultant du faillage normal sur la ligne Rhône-Simplon (6). Un troisième épisode de refroidissement rapide par dénudation marque les trois derniers millions d'années. Depuis 38 Ma, une tranche de 24 km de terrains (à comparer avec l'altitude moyenne régionale de 2 km) aurait été enlevée du dôme lépontin. Malgré la complexité de l'évolution tectonique, une exhumation aussi active est également identifiée dans les Alpes méridionales de Nouvelle-Zélande, avec un taux de dénudation atteignant ~ 8 mm/an à proximité de la faille alpine durant ce dernier million d'années (7).

La majeure partie de ces épaisses tranches érodées est donc expliquée par l'influence mutuelle de l'érosion et de la réaction isostatique beaucoup plus que par le soulèvement tectonique proprement dit. Le paysage aboutit à un état d'équilibre dynamique où, d'une part, l'isostasie (et dans une moindre mesure le soulèvement tectonique) et, d'autre part, l'érosion se contrebalancent, avec pour résultat le départ de volumes très importants de matière (8). L'érosion consomme ainsi non seulement la partie « aérienne » d'un orogène, mais aussi sa racine crustale (respectivement épaisses de 5 et 60 km pour l'Himalaya). Par ailleurs, si cet équilibre ne peut être atteint en raison d'un « excès » de soulèvement tectonique vis-à-vis d'une érosion peu active, le massif est maintenu en relief non seulement par le jeu de l'isostasie (avec développement d'une racine crustale), mais aussi grâce à la rigidité flexurale de la lithosphère. Si celle-ci est dépassée, le massif subira alors un effondrement tectonique sous l'effet de son propre poids, comme cela semble être maintenant le cas du Tibet (9).

IV. L'INTERVENTION DU FACTEUR CLIMATIQUE

Le troisième levier du système est constitué par le cli-

mat. Il est facilement concevable que des soulèvements régionaux de l'ampleur de celui enregistré par la zone de collision Inde-Asie entraînent des modifications climatiques régionales. Par contre, l'hypothèse de leur rôle sur le climat global est plus controversée.

Sur le plan régional, l'érection de la masse Himalaya-Tibet a créé ou au moins provoqué l'intensification de la circulation de mousson en Asie du Sud et du Sud-Est, qui a induit un contraste climatique extrême entre un versant sud de l'orogène abondamment arrosé et une partie centrale et septentrionale (soit le plateau tibétain) fortement « aridifiée ». Cette différence de précipitations reçues est à l'origine de l'inégale efficacité de l'érosion sur les deux faces de l'orogène, donc d'un inégal développement du relief, le mécanisme se renforçant de l'effet en retour du relief sur la dénudation et de l'élévation isostatique consécutive d'une barrière himalayenne toujours plus infranchissable pour les masses d'air chargées d'humidité océanique. En raccourci, c'est donc le facteur climatique qui est responsable de l'érosion accélérée et du surcroît de soulèvement isostatique de l'Himalaya par rapport au Tibet sec, peu érodé et reflétant donc plus fidèlement la valeur du soulèvement proprement tectonique de la zone de collision.

L'hypothèse de l'influence de soulèvements majeurs sur le climat planétaire suppose, quant à elle, des effets directs et un effet indirect encore plus global (10). Sur le plan purement physique, les reliefs créés portent à des températures plus basses de vastes régions où, par-dessus le marché, une couverture neigeuse importante, d'albédo élevé, accroît encore le refroidissement. De plus, ces reliefs augmentent la méandration des courants-jets des moyennes latitudes, les dévient et altèrent ainsi fondamentalement les circulations atmosphériques. Enfin, l'effet sur la circulation de mousson déjà mentionné se fait également sentir sur une large échelle. Plus globalement encore, on a suggéré que l'accroissement des reliefs a fourni par érosion une quantité accrue de matériaux frais à l'altération chimique des silicates, qui constitue une pompe à CO₂ importante. La diminution résultante du CO₂ atmosphérique expliquerait alors le refroidissement global de la planète depuis le Miocène et témoignerait ici de l'incidence de la tectonique sur le climat (11). Toutefois, le contrepied de cette hypothèse a été pris par Molnar et England (12) qui prétendent que la variable indépendante peut aussi bien être le climat, dont le refroidissement récent aurait entraîné un accroissement de l'efficacité érosive dans des régions déjà élevées auparavant, et où le soulèvement « apparent » observé actuellement serait avant tout le résultat de la compensation isostatique de la dénudation, donc la conséquence et non la cause d'une modification climatique. Les débats sont loin d'être clos sur la question et soulignent l'intrication des facteurs tectoniques, érosifs et climatiques du système.

En résumé, le soulèvement d'une région, et d'un orogène en particulier, ne résulte pas que de contraintes proprement tectoniques, mais il inclut aussi la réponse isosta-

tique à la décharge par érosion qui s'enclenche bientôt. Le plus souvent, un épisode de dénudation est mis en route par un accroissement de l'énergie du relief, résultant fréquemment d'un mouvement tectonique, mais on observe ensuite un important accroissement en retour du soulèvement du massif dû à l'ajustement isostatique à la décharge. Le soulèvement du massif ne peut donc être comparé au soulèvement topographique qui est généralement beaucoup plus faible puisqu'il intègre les effets de l'érosion. Par ailleurs, ceux-ci ne se font pas nécessairement sentir avec la même intensité sur toute l'aire soulevée : les modifications climatiques régionales que peut engendrer le soulèvement, avec notamment une distribution inégale des précipitations sur les versants opposés du massif, sont en effet susceptibles d'induire des zones d'énergie du relief très contrastées.

V. EN DEHORS DES OROGÈNES

En dehors des zones orogéniques, les datations par les traces de fission de l'apatite ont permis récemment d'évaluer l'importance de la dénudation dans divers contextes, avec des résultats fréquemment en contradiction avec le grand âge que l'on admettait pour bien des paysages de surfaces d'érosion.

Beaucoup de ces études se sont concentrées sur les marges continentales passives. Elles proposent par exemple des taux de dénudation à long terme de 30 à 50 m/Ma pour l'est des Etats-Unis et jusqu'à 100 m/Ma (5 km emportés depuis 55 Ma) pour certaines régions antarctiques. Pour la zone côtière d'Afrique du SO, Brown et al. (13) calculent jusqu'à 4 km de dénudation pour la période 118-36 Ma qui a suivi le rifting sud-atlantique, soit une vitesse de dénudation moyenne de 40 m/Ma à opposer à une vitesse de 10 m/Ma dans l'intérieur du pays. Cette région présente d'ailleurs le même contraste que celui offert par le Tibet et l'Himalaya. En effet, l'Afrique du Sud est au coeur du « superbombement » africain, zone soulevée en plateau d'extension continentale et d'origine mantellique (14), mais l'érosion ne s'est activée que sur ses marges, où le développement de rifts a créé des reliefs importants. Sur la marge passive correspondante d'Amérique du Sud, 3 à 7 km de terrains auraient été emportés de la région cratonique du Brésil NE (15) tandis que, dans le SE du pays, la plaine côtière aurait connu un taux de dénudation similaire pendant que l'hinterland ne perdait qu'une lame de terrain de 1 km. À nouveau, l'essentiel de cette érosion s'est produit après le rifting atlantique, à des vitesses atteignant localement 50 m/Ma. Par contraste, les données morphologiques et sédimentaires suggèrent des taux de dénudation dix fois moindres (2-4 m/Ma) pour les massifs d'Argentine orientale. De semblables divergences entre les valeurs AFT de dénudation et celles fournies par la géomorphologie et les modélisations numériques sont également enregistrées pour le SE de l'Australie. Le modèle de rifting asymétrique de Lister et al. (16) permet de comprendre que des marges sous-tendues par un

aminçissement lithosphérique et affectées d'un soulèvement isostatique conséquent connaissent une dénudation beaucoup plus active que les marges opposées à peine soulevées. Quoiqu'ici le rift n'ait pas encore abouti à une rupture lithosphérique, on calcule enfin que la dénudation des Vosges et de la Forêt Noire de part et d'autre du fossé alsacien s'est élevée de 1 à 2,5 km depuis l'Eocène.

Toutefois, si le processus enclenché par le soulèvement syn- et postrifting des marges a pu engendrer des dénudations très importantes, il faut constater que les valeurs actuelles de dénudation déduites de l'étude des isotopes cosmogéniques (17) ou des quantités de sédiments transportées par les rivières (18) sont beaucoup plus faibles, souvent inférieures à 10 m/Ma (soit 0,01 mm/an) dans bon nombre de contextes tectoniquement plus stables, en ce compris ces mêmes marges à l'heure actuelle. Cela n'empêche pourtant pas que certaines régions apparemment calmes du point de vue tectonique aient pu connaître des épisodes d'exhumation importante. C'est par exemple le cas de l'est de l'Angleterre où, en dépit d'un soulèvement topographique à peu près inexistant, la dénudation aurait enlevé 2 km de terrain en deux épisodes au cours du Cénozoïque, vers 60 et 15 Ma, en coïncidence avec deux périodes de subsidence rapide du centre de la Mer du Nord (19). Au même moment (60 Ma), 1,5 km de sédiments crétacés étaient érodés du graben de la Ruhr en inversion tectonique. Enfin, quelques données AFT existent pour la dénudation de massifs anciens. Des valeurs de 2 à 3 km de dénudation sont déduites pour le massif de Bohême durant le Cénozoïque tandis que les âges AFT obtenus pour le massif calédonien de Brabant suggèrent l'élimination d'une tranche de 3 km de terrain vers 150 Ma. Chaque fois cependant, ces épisodes de dénudation accélérée s'inscrivent dans le cadre d'une phase tectonique avérée.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) LEMIN G., KOCH G., HURTGEN C. et PISSART A., 1987. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 22-23, pp. 39-61.
- (2) GLEADOW A. et BROWN R., 2000. *Geomorphology and Global Tectonics* (Summerfield M. ed.), Wiley, pp. 57-75.
- (3) ENGLAND P. et MOLNAR P., 1990. *Geology*, 18, pp. 1.173-1.177.
- (4) FIELDING E., 2000. *Geomorphology and Global Tectonics* (Summerfield M. ed.), Wiley, pp. 201-222.
- (5) ZEITLER P., MELTZER A., KOONS P., CRAW D., HALLET B., CHAMBERLAIN C., KIDD W., PARK S., SEEBER L., BISHOP M. et SHRODER J., 2001 (january). *GSA Today*, pp. 4-9.
- (6) STECK A. et HUNZIKER J., 1994. *Tectonophysics*, 238, pp. 229-254.
- (7) TIPPETT J. et HOVIUS N., 2000. *Geomorphology and Global Tectonics* (Summerfield M. ed.), Wiley, pp. 109-134.
- (8) YOSHIKAWA T., 1985. *Themes in Geomorphology* (Pitty A. Ed.), Croom Helm, pp. 194-210.

- (9) GARZIONE C., DETTMAN D., QUADE J., DE CELES P. et BUTLER R., 2000. *Geology*, 28, pp. 339-342.
- (10) RUDDIMAN W., 1997. *Tectonic uplift and climate change*, Plenum.
- (11) RAYMO M., RUDDIMAN W. & FROELICH P., 1988. *Geology*, 16, pp. 649-653.
- (12) MOLNAR P. & ENGLAND P., 1990. *Nature*, 346, pp. 29-34.
- (13) BROWN R., GALLAGHER K., GLEADOW A. et SUMMERFIELD M., 2000. *Geomorphology and Global Tectonics* (Summerfield M. ed.), Wiley, pp. 255-281.
- (14) GURNIS M., 2001 (march). *Scientific American*, pp. 34-41.
- (15) HARMAN R., GALLAGHER K., BROWN R., RAZA A. et BIZZI L., 1998. *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 27.091-27.105.
- (16) LISTER G., ETHERIDGE M. et SYMONDS P., 1986. *Geology*, 14, pp. 246-250.
- (17) BIERMAN P., 1994. *J. Geophys. Res.*, 99, pp. 13.885-13.896.
- (18) SUMMERFIELD M. et HULTON N., 1994. *J. Geophys. Res.*, 99, pp. 13.871-13.883.
- (19) JAPSEN P., 1997. *J. Geol. Soc. London*, 154, pp 239-247.

Adresse de l'auteur :
Alain DEMOULIN
Département de Géographie physique
Institut de Géographie
Université de Liège
Allée du 6 août, 2 - Bât. B11
B-4000 Sart Tilman, Liège