

1 • Évolution des reliefs au cours du temps

Couplages entre tectonique et processus de surface dans les orogènes à l'échelle du cycle sismique

Les tremblements de terre sont sans doute l'un des phénomènes les plus catastrophiques associés à la dynamique de notre planète. Leur

occurrence peut être associée d'une part au chargement lent et progressif des failles dû au mouvement des plaques tectoniques, mais également à la proximité d'autres séismes qui peuvent localement provoquer une déstabilisation du milieu. Les séismes sont classiquement interprétés dans le cadre de la théorie du cycle sismique

(fig. 1-1). La période asismique, correspondant au chargement séculaire des contraintes sur le plan des failles, est appelée période inter-sismique. Sa durée, entre 50 et 1 000 ans, dépend du contexte géodynamique et notamment de la vitesse de chargement. La phase co-sismique correspond au séisme, c'est-à-dire à la

phase de nucléation et de propagation de la rupture sismique. La période de temps associée est extrêmement courte et varie suivant les séismes de quelques secondes à plusieurs minutes pour les méga-tremblements de terre comme celui de Sumatra en 2004 ou plus récemment celui du Japon en 2011. Enfin, suite à la rupture sismique, on considère une phase post-sismique qui correspond à un réajustement mécanique rapide du milieu qui peut s'effectuer sur plusieurs semaines, mois ou même années. La courte échelle de temps des observations sismologiques ou géodésiques (< 100 ans) par rapport à la durée d'un cycle sismique (plusieurs centaines d'années) est un facteur limitant. Ainsi, aucun cycle sismique complet n'a pour l'instant pu être documenté.

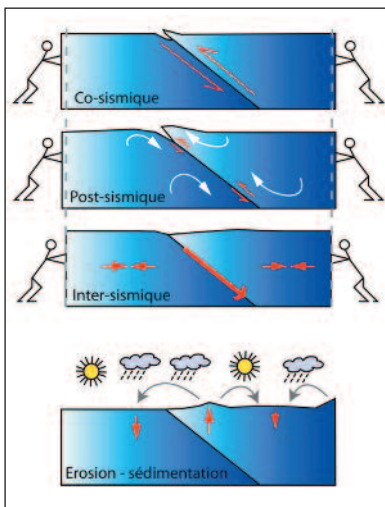


Fig. 1-1. – Déformations associées au cycle sismique et au processus de surface. La période co-sismique correspond à la rupture le long d'un plan de faille. Elle est suivie d'une relaxation post-sismique associée à des glissements a-sismiques et/ou aux propriétés poro-élastiques ou visqueuses de la croûte terrestre. Le chargement inter-sismique de la faille est lent et progressif et peut durer plusieurs siècles. Les transferts de masse associés aux processus de surface et au climat ont également un rôle sur les déplacements : l'érosion et la sédimentation induisant respectivement des déplacements vers le haut et vers le bas.

À plus grande échelle de temps (~ 1-100 Ma), de nombreuses études ont permis de mettre en évidence le rôle clé joué par les processus de surface dans la dynamique orogénique. Des modèles numériques (Burov et Avouac, 1996 ; Willett *et al.*, 1999) ou analogiques (Konstantinovskaia et Malavieille, 2005) ont ainsi montré que la formation et la relaxation des reliefs continentaux est dictée par la compétition et les interactions entre la dynamique des enveloppes internes de la Terre, les processus de surface et le climat. À plus courte échelle de temps (~ 1-100 ka), l'analyse de l'effet de la tectonique et des rivières sur l'évolution des paysages a fait également l'objet de plusieurs études analogiques (Graveleau *et al.*, 2012). L'incision des rivières est d'ailleurs classiquement exploitée comme marqueur de la déformation récente et du glissement moyen sur les failles actives (Lavé et Avouac, 2000 ; Lavé et Avouac, 2001). Les processus de surface sont associés à des mécanismes impliquant de courtes échelles de temps comparables à celles des différentes phases du cycle sismique. Malgré cela, les interactions entre processus de surface et tectonique restent peu étudiées à l'échelle du cycle sismique. Pourtant certaines de ces interactions sont bien connues : déstabilisation de pente liée aux séismes, évolution d'un escarpement de faille, formation de la topographie. De nombreuses questions restent donc totalement ouvertes : comment érosion et déformation tectonique interagissent-elles à ces courtes échelles de temps ? Plus largement, quels sont les couplages entre processus de surface et tectonique à l'échelle du cycle sismique ? Ces couplages peuvent-ils biaiser la mesure de la déformation tectonique, et donc l'estimation de l'aléa sismique ?

Bilan topographique d'un séisme

Les séismes participent de manière axiomatique à la formation des reliefs des chaînes de montagnes

(Avouac, 2008). Toutefois, du fait de l'érosion – incision fluviale et mouvements gravitaires – induite par l'accélération et les déplacements co-sismiques, ils contribuent aussi indirectement à la destruction de ces reliefs (Dadson *et al.*, 2003, 2004 ; Hovius *et al.*, 2011 ; Parker *et al.*, 2011). À l'échelle du co- et post-sismique, le bilan topographique net d'un séisme de forte magnitude (c'est-à-dire surélévation co-sismique moins érosion induite) n'a été que rarement réalisé. Des résultats obtenus récemment indiquent un bilan légèrement positif pour le séisme de ChiChi en 1999 (Hovius *et al.*, 2011), ou négatif pour le séisme de Wenchuan en 2008 (Parker *et al.*, 2011), reposant de ce fait la question de la contribution réelle des séismes à la construction des reliefs. Par ailleurs, l'augmentation brutale des taux d'érosion observée lors des séismes de forte magnitude peut théoriquement induire un rechargement des contraintes sur le plan de faille et ainsi raccourcir le temps de récurrence du prochain grand séisme. Bien que non documentée actuellement, une telle rétroaction positive serait favorisée par un transport sédimentaire efficace avec une période caractéristique plus courte que le temps de récurrence des séismes. Cela pourrait être le cas lors du séisme de ChiChi en 1999, pour lequel les flux sédimentaires associés augmentent brutalement suite au séisme et ne retrouvent des niveaux comparables à ceux observés en moyenne avant le séisme que ~ 6-8 ans après.

Chargement intersismique et transfert de masse en surface

De telles interactions sont-elles aussi imaginables lors du chargement intersismique des failles ? Cattin et Avouac (2000) ont montré sur la base d'une modélisation thermo-mécanique que l'érosion en Himalaya contribuait de manière significative à la déformation observée pendant la

Dossier

période intersismique. Ils réconcilient notamment les données de déformation intersismique horizontale et verticale en considérant qu'une partie du soulèvement intersismique mesuré est dû à la réponse isostatique à l'érosion (fig. 1-2). Ces résultats suggèrent que négliger l'érosion peut induire une mauvaise estimation du chargement intersismique des failles actives (en termes de géométrie et de glissement sur les failles) et donc de l'aléa sismique associé. De plus le transfert de masse lié à l'érosion aura pour effet de réduire significativement la contrainte normale sur les chevauchements à faible pendage entraînant une déstabilisation de ces failles.

Conclusion

L'érosion est donc un processus non négligeable à courte échelle de temps. Une meilleure documentation des flux sédimentaires pendant et après un séisme serait nécessaire pour permettre de mieux quantifier les effets mécaniques sur le rechargement des failles induits

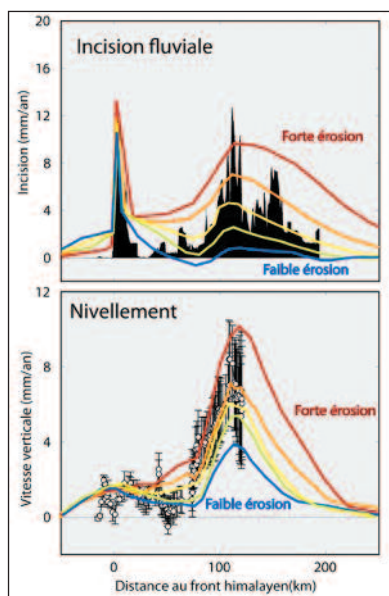


Fig. 1-2. – Rôle de l'érosion sur les déplacements verticaux au travers de la chaîne himalayenne modifiée d'après Cattin et Avouac (2000). L'intensité de l'érosion affecte aussi bien l'incision fluviale calculée (représentée par les courbes de couleur) que les vitesses verticales intersismiques mesurées par nivellement.

par cette redistribution de masse en surface. Dans tous les cas, il semblerait que l'étude du chargement intersismique des failles actives en contexte orogénique ne puisse se faire de manière rigoureuse avec les modèles classiquement utilisés : prendre en compte une rhéologie crustale plus réaliste ainsi que les processus de surface s'avère nécessaire à une meilleure estimation de l'aléa sismique.

R. CATTIN, M. SIMOES, Ph. STEER

L'évolution du relief aux échelles de temps géologiques : apports des méthodes thermochronologiques

La compréhension de la dynamique de formation des grandes structures tectoniques (chaînes de montagnes, plateaux internes aux orogènes, rifts et marges passives, etc.) passe par la quantification de l'histoire du relief : quand la topographie marquant ces structures a-t-elle été créée, à quelle vitesse a-t-elle évolué, quels sont les contrôles sur cette évolution ? Ces deux dernières décennies, la prise de conscience que le relief terrestre reflète et enregistre l'interaction entre processus tectoniques et érosifs a relancé l'intérêt pour l'étude de son évolution à l'échelle de temps géologiques.

Alors que les mouvements tectoniques subsidants, créant les bassins sédimentaires, sont enregistrés en détail par les sédiments déposés dans ces bassins au cours du temps, les mouvements de soulèvement, créant les reliefs émergents, ne sont pas enregistrés directement car la réponse naturelle au soulèvement est l'érosion. Nous n'avons actuellement que deux méthodes à notre disposition pour reconstituer l'évolution du relief (fig. 1-3a) :

– une première méthode reposant sur l'étude des caractéristiques pétrogra-

phiques et géochimiques des sédiments issus d'un relief en érosion ;
– une deuxième méthode, plus directe, consistant à mesurer l'histoire de l'exhumation des roches actuellement à l'affleurement en faisant appel aux analyses thermochronologiques.

La thermochronologie, comme les méthodes géochronologiques « classiques », se base sur la décroissance radioactive d'un isotope père dans un minéral, la mesure du ratio isotope père/isotope fils permettant de calculer un âge (et la combinaison isotope père/fils + minéral spécifique constituant un « système thermochronologique »). Néanmoins, les éléments fils constituent des impuretés dans le réseau minéral, qui ont tendance à s'en échapper par diffusion intra-cristalline. La vitesse de diffusion étant fortement dépendante de la température (selon la loi d'Arrhenius, impliquant une dépendance exponentielle à la température), ces éléments s'échappent du minéral à une vitesse supérieure à leur taux de création par décroissance radioactive à des températures élevées (fig. 1-3b). À ces températures, le système est dit « ouvert » et l'âge thermochronologique, si l'on pouvait le mesurer, serait nul. Lors de l'exhumation vers la surface à cause de l'érosion, une roche se refroidit car elle remonte le long du gradient géothermique. Lorsque la température diminue, la diffusion devient de plus en plus lente et les isotopes fils commencent à ne plus pouvoir s'échapper du réseau minéral : le système devient « clos » (fig. 1-3b). L'âge thermochronologique d'une roche actuellement à l'affleurement correspond alors au moment où cette roche a franchi sa température de fermeture en remontant à la surface (fig. 1-3b). Les systèmes les plus utilisés sont ceux du Potassium-Argon (K-Ar ou sa variante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) dans les micas et les feldspaths, l'Uranium-Thorium/Hélium {(U-Th)/He} dans l'apatite et le zircon, et les traces de fission égale-