

Le cycle sismique en Himalaya

Jean-Philippe Avouac^{a,b,*}, Laurent Bollinger^a, Jérôme Lavé^c, Rodolphe Cattin^b, Mireille Flouzat^a

^a Laboratoire de détection et de géophysique, CEA, BP 12, 91680 Bruyères-le-Châtel, France

^b Laboratoire de géologie, École normale supérieure, 45, rue d'Ulm, 75005 Paris, France

^c Laboratoire de géodynamique des Chaînes alpines, UMR 5025 CNRS, université Joseph-Fourier, 1381, rue de la Piscine, 38031 Grenoble cedex, France

Reçu le 21 janvier 2001 ; accepté le 2 avril 2001

Abstract – We discuss the seismic cycle in the Himalayas and its relation to mountain building on the basis of geodetic, seismological and geological data collected in the Himalaya of Nepal. On average over several seismic cycles, localized slip on a major thrust fault, the Main Himalayan Thrust fault, MHT, accommodates the ~ 21 mm·yr⁻¹ convergence rate between southern Tibet and India. The geodetic data show that the MHT is presently locked from the sub-Himalayas to beneath the front of the high range where it roots into a sub-horizontal ductile shear zone under southern Tibet. Aseismic slip during the interseismic period induces stress accumulation at the southern edge of this shear zone triggering intense microseismic activity and elastic straining of the upper crust at the front of the high range. This deformation is released, on the long term, by major earthquakes on the MHT. Such an event is the M_w 8.4-1934-earthquake that ruptured a 250–300-km long segment. The major seismic events along the Himalayas since the 19th century have released more than 70 % of the crustal strain accumulated over that period, suggesting that, if any, aseismic slip on the MHT cannot account for more than 30 % of the total slip. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

séisme / tectonique / Himalaya

Résumé – Nous décrivons le cycle sismique en Himalaya en relation avec l'édification de la chaîne. Le modèle proposé est fondé sur les études menées dans l'Himalaya du Népal, où un accident majeur, le *Main Himalayan Thrust* (MHT), accommode l'essentiel des quelque 21 mm annuels de raccourcissement entre l'Inde et le Sud-Tibet. Les données géodésiques montrent que cet accident est actuellement bloqué et s'enracine dans une zone de cisaillement ductile sub-horizontale située sous le Sud-Tibet. Au front de la Haute Chaîne, une forte microsismicité et une zone de soulèvement résulte de l'accumulation de contraintes à l'extrémité de cette zone de fluage aiséismique. La microsismicité absorbe une fraction négligeable des déformations observées. Ces déformations sont donc élastiques et finissent par être entièrement transférées sur le MHT lors des séismes himalayens majeurs, tel que celui de magnitude M_w 8,4 qui s'est produit au Népal en 1934, rompant un segment de l'arc de 250 à 300 km de longueur. En considérant l'arc himalayen dans son ensemble, le moment libéré par les séismes himalayens majeurs depuis le XIX^e siècle représente plus de 70 % du glissement sur le MHT, ce qui laisse la possibilité d'un éventuel glissement aiséismique, en phase post- ou pré-sismique. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

seism / tectonics / Himalaya

* Correspondance et tirés à part.

Abridged version

As geodetic data are becoming more and more common, there is a need for some simple model relating crustal deformation and seismicity that would provide some physical basis to help assess frequency and size of major earthquakes. The Himalayas, the most active intracontinental mountain range on earth, is a most appropriate case study. We have therefore carried on various investigations in the Himalayas of Nepal, mostly along a section across the range at the longitude of Katmandhu.

Active mountain building in the Himalayas results from the on-going indentation of India into Eurasia and has produced recurrent large earthquakes with magnitude M_w above 8 (*figure 1*).

The major active tectonic feature is the Main Himalayan Thrust fault, MHT, which reaches the surface along the foothills, where it coincides with the Main Frontal Thrust fault (*figure 2*) [30, 39, 51]. To the north, it roots along a mid-crustal ramp into a shallow dipping zone of ductile shear that coincides the mid-crustal reflector detected beneath the High Himalayas and southern Tibet [40, 52] (*figure 2*). The mid-crustal ramp was inferred from surface geology [7, 44] and correlates with a zone of active uplift inferred from incision rates along the major rivers flowing across the Himalayas of Nepal [29, 31] (*figure 2*).

Deformed Holocene terraces in the sub-Himalayas moreover indicate that, on the long term, slip along the MHT absorbs $21 \pm 1.5 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ of horizontal shortening [30]. This rate compares well with the $15 \pm 8 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ rate inferred from the rate of sediment progradation on the Indian basement [32, 35] and with the $16 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ minimum shortening derived from balanced cross sections [22, 47, 49]. It implies that the Himalayas are thrust over the Indian basement with negligible internal deformation.

Crustal shortening and the pattern of tectonic uplift across the range could be modelled from a finite element model [9] (*figure 3*). We used a 2D finite element code that accounts for the mechanical layering of the crust, the non-Newtonian rheology of rocks [21], modified to incorporate surface processes and the dependency of rheology on local temperature. The model shows that, due to some coupling between surface processes and crustal flow at depth [2], tectonic uplift tends to balance erosion at the surface. Little internal deformation of the Lesser Himalayas, where the topography slopes only gently southwards, requires a friction on the ‘décollement’ of 0.2–0.3 at most.

The Himalayas have produced four earthquakes with magnitude larger than 8 in less than one century (*table*). The rupture area of the 1934 events can be approximately constrained from the macroseismic intensities (*figure 4*) and from leveling data. The epicenter was probably located in the Lesser Himalayas east of Kathmandu and the rupture area may have extended up to the MFT but probably not farther to the south (*figure 1*). The lateral extent is estimated to 250–300 km. The 1905 Kangra earthquake ruptured a fault plane with probably similar structural position and moment [34]. It is highly probable that these events have

ruptured 250–300 km long segments of the MHT. The area between the 1934- and 1905-events stands as a seismic gap that has not produced any very large earthquake since 1833 at least. The Kathmandu basin was severely hit in 1934, 1833, 1681, 1408 and 1255. Historical data are insufficient to determine whether those events may have ruptured the same segment as in 1934, different segments or smaller faults are located right below the Kathmandu basin. The return period of the 1934-earthquake is thus probably larger than 170 yr but could be much larger.

Geodetic data [4, 27, 28] including data collected along section AA’ in central Nepal (*figures 7 and 8*) reveal that, over the last ten years, horizontal contraction and uplift have been essentially confined to a 50-km-wide zone at the front of the High Himalayas that coincides with a belt with intense microseismicity (*figures 6 and 8*). We conclude that the measured deformation is either permanent and aseismic, or elastic, because the cumulated moment released by the seismicity amounts to at most 2 % of the geodetic deformation. We favour the second hypothesis because, on the long term, shortening across the range is accommodated by localized slip on the MHT. In the interseismic period, shortening is thus absorbed by elastic straining of the upper crust and by ductile sub-horizontal shear beneath the High Himalayas and southern Tibet. The model produces a gradient in horizontal displacements and an uplift pattern that fits the geodetic measurements (*figure 8*). It moreover turns out that most micro-earthquakes fall within the area of enhanced Coulomb stress induced by interseismic straining (*figure 8*).

Interseismic stress build-up by elastic straining of the upper crust is thus probably the main process responsible for the observed belt of microseismicity that can be traced along the front of the high range all along the Himalayas of Nepal. This is consistent with the geodetic data that also suggest that the MHT is locked everywhere including the seismic gap between the rupture areas of 1905 and 1934. It seems highly probable that this portion of the Himalayan arc also produces large recurrent earthquakes similar to the 1934- and 1905-events. Motion along the MHT is thus probably stick-slip as a result of recurring large earthquakes similar to the 1934-Bihar–Nepal or 1905-Kangra events (*figure 9*).

By considering the historical earthquake records, we find that seismic slip on the MHT accounts for 70 to 100 % of the geologically determined slip rate on the MHT. It is therefore possible that part of the slip on the MHT could be accommodated by some aseismic slip that might take place during the pre-seismic or post-seismic phase. A conservative hypothesis is to assume a 100 % seismic coupling. Conversely, our study shows that determination of crustal deformation based on the seismic moment release is highly uncertain, especially due to the uncertainty on seismic coupling.

We also note that, in the Himalayan context, extrapolation of the Gutenberg–Richter law provides a reasonable estimate of the return period of the very large earthquakes such the Mw 8.2-Bihar–Nepal event (*figure 10*). More

generally, our study shows that, in active seismic area, microseismic activity might be used to delineate zone of

interseismic straining and help assess geometry and seismogenic potential of major active faults.

1. Introduction

Avec le développement des mesures géodésiques en complément des réseaux sismologiques, il serait extrêmement utile de disposer d'un modèle physique simple reliant déformation crustale et sismicité. Un tel modèle offrirait des bases physiques pour la détermination des paramètres nécessaires dans les évaluations de l'aléa sismique, en particulier la fréquence et la taille des séismes majeurs. Pour évaluer l'aléa sismique, et éventuellement aborder la difficile question de la prédiction, il convient, en premier lieu, de déterminer les failles actives et leurs caractéristiques : géométrie, magnitudes et périodes de retour des séismes associés. On dispose aujourd'hui de diverses techniques pour identifier les failles actives, documenter leur sismicité passée et mesurer les déformations crustales associées. Comme nous le verrons ici à propos de l'Himalaya, ces éléments servent à étayer des modèles de cycle sismique. Moyennant une bonne connaissance du couplage sismique, défini comme le rapport entre la déformation accommodée par le glissement co-sismique et celle accommodée par l'ensemble des processus qui contribuent aux déformations crustales, on peut alors tenter de déterminer la magnitude et la récurrence des plus forts séismes, voire calculer une loi de probabilité d'occurrence.

Les modèles du cycle sismique sont essentiellement fondés sur l'exemple, particulièrement bien documenté, de la faille de San Andreas en Californie. Cependant, même dans ce cas, il n'existe pas, pour le moment, de modèle mécanique complètement satisfaisant qui permette de rendre compte de l'ensemble des données. La signification de la microsismicité, pourtant abondante et remarquable, reste par exemple mal comprise. Le couplage sismique est mal contraint, car il dépend de la profondeur sismogénique présumée et des incertitudes sur les vitesses de déformation. De même, on sait difficilement apprécier l'influence de la segmentation des failles sur leur fonctionnement sismique, ou encore les mécanismes d'interaction entre faille. Même dans ce contexte, les évaluations de l'aléa sismique sont assujetties à des choix d'experts souvent discutables et la prédiction des séismes reste une perspective lointaine. Dans les régions à faible taux de déformation, nous sommes encore plus démunis. Si l'on admet généralement que les très forts séismes y sont nécessairement exceptionnels, on sait cependant difficilement aller au-delà de ce type d'assertion qualitative. C'est ainsi qu'en matière d'évaluation de l'aléa sismique, on préfère

souvent traiter la sismicité comme un processus aléatoire caractérisé « en moyenne » par ses propriétés statistiques, comme par exemple la loi de Gutenberg–Richter, qui décrit la distribution en fréquence et en magnitude des séismes à l'échelle d'une région. On semble alors faire peu de cas de la connaissance qu'on peut avoir des failles et de la mécanique du cycle sismique.

Dans cet article, nous décrivons le modèle de cycle sismique qui a pu être développé pour le chevauchement himalayen. Dans un premier temps, nous décrivons la structure de la chaîne dans sa portion centrale au Népal, le long de la coupe AA' au niveau du bassin de Katmandou (*figure 1*). Nous présentons comment les vitesses de déformation crustales en Himalaya ont pu être déduites d'analyses géomorphologiques et géologiques. Nous décrivons ensuite les séismes himalayens majeurs, puis l'activité microsismique actuelle et ses relations avec les déformations crustales mesurées par les techniques géodésiques. Enfin, nous montrons comment l'ensemble de ces données permet de construire et de valider un modèle du cycle sismique, dont nous discutons les implications pour l'évaluation de l'aléa.

2. Soulèvement, raccourcissement crustal et érosion de la chaîne Himalayenne du Népal

2.1. Structure

Le chevauchement majeur himalayen émerge au front des plis de piémont qui forment les chaînons des Siwaliks du sub-Himalaya (*figure 2*). Sa position en carte coïncide avec le *Main Frontal Thrust* [39, 51], mais, par cohérence avec la compréhension que nous avons maintenant de sa géométrie en profondeur et de son rôle majeur dans la tectonique active himalayenne, nous l'appellerons ici le *Main Himalayan Thrust fault* (MHT). Les coupes équilibrées réalisées au travers du piémont montrent que le MHT décolle les séries post-orogéniques, datées de ~ 15 Ma à l'Actuel, au toit du socle indien à une profondeur qui varie latéralement, au Népal central, entre 4 et 6 km [16, 30, 38]. Le pendage de la rampe frontale est généralement assez fort, de l'ordre de 30° , vers le nord. Le décollement s'étend vers le nord sur près de 100 km, avec un faible pendage de 2 à 5° . Plus au nord, la schistosité du Moyen Pays forme un large dôme anticlinal [7, 44], qui suggère que le MHT s'enracine à une profondeur

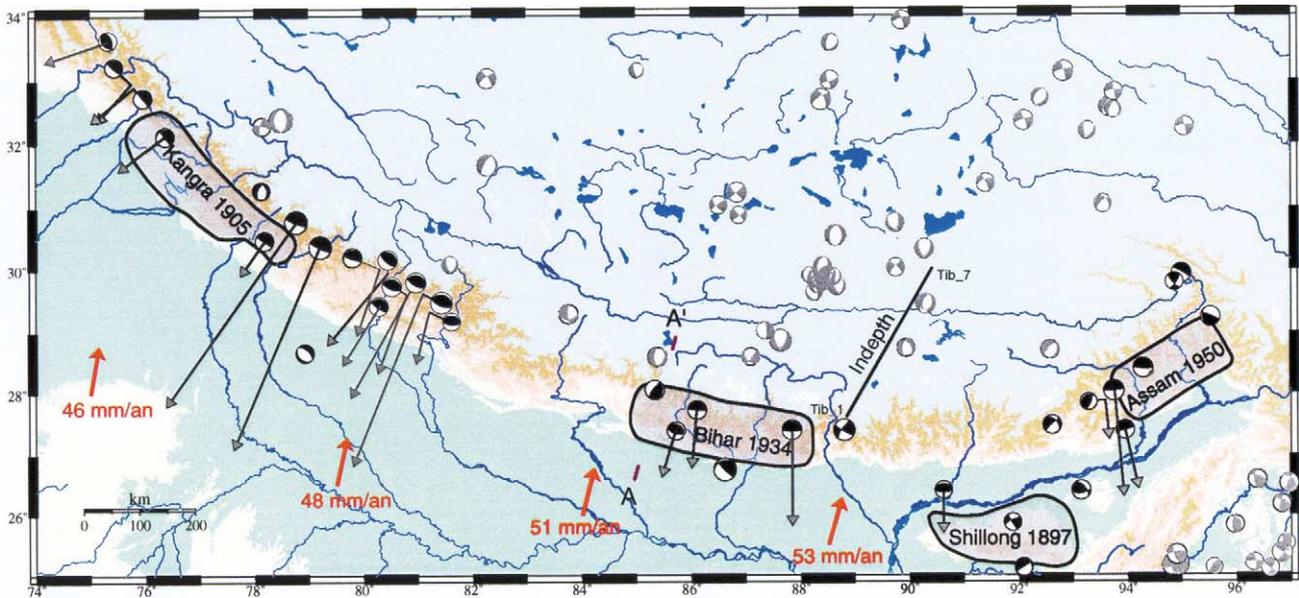


Figure 1. Localisation des zones de rupture des séismes historiques le long de l’arc Himalayen depuis 1897 (modifié d’après [11, 37, 51]). Mécanismes au foyer des séismes majeurs ($m_b > 5$) de 1963 à 1999, d’après le catalogue CMT d’Harvard et la compilation de Bollinger [6]. Les flèches grises représentent les vecteurs glissement des séismes chevauchants himalayens, résolus sur le plan à pendage vers le nord. Les flèches rouges indiquent le mouvement de l’Inde par rapport à l’Eurasie d’après le modèle de tectonique des plaques global Nuvel1-A [17]. AA’ indique la position de la coupe de la figure 2. Localisation des profils Indepth [40, 52] présentés sur la figure 8.

Figure 1. Rupture area of major historical earthquake along the Himalaya since 1897 (modified after [11, 37, 51]). Focal mechanism of major earthquakes ($m_b > 5$) between 1963 and 1999 from the Harvard CMT catalogue and a compilation by Bollinger [6]. Grey arrows show slip vectors on north dipping planes. Red arrows show motion of India relative to stable Eurasia from Nuvel1-A global plate model [17]. AA’ shows the location of the cross section in figure 2. Location of INDEPTH profiles [40, 52] (figure 8) is also shown.

d’environ 30 km le long d’une rampe mi-crustale de 15° de pendage (figure 2) [30, 47]. Son prolongement vers le nord coïncide avec le réflecteur sub-horizontale majeur, qui fut d’abord révélé par les profils de sismique réflexion grand-angle [24], puis imagé lors de l’expérience Indepth [40, 52] (figure 2). Nous interprétons ce réflecteur comme une zone de cisaillement ductile sub-horizontale, dans laquelle le MHT vient s’enraciner.

2.2. Vitesse de soulèvement et de dénudation à long terme

L’incision fluviale nous renseigne sur les mouvements verticaux. En effet, les rivières ont tendance à s’encaisser dans les zones soulevées et à déposer des sédiments dans les zones en subsidence. Étant donné que les processus de versants qui contrôlent l’évolution des interfluvies semblent généralement s’ajuster de façon à s’équilibrer avec les vitesses d’incision fluviale [8, 25], on peut supposer, en première approximation, que l’incision fluviale est égale à la vitesse de dénudation moyenne de la topographie.

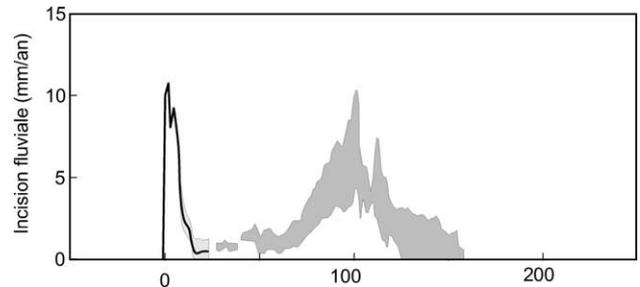
Au gré des variations de son régime hydrologique, une rivière forme puis abandonne des niveaux de terrasses, témoins de la géométrie du lit fluvial à

l’époque de l’abandon. Lorsque de telles terrasses sont préservées et qu’elles peuvent être datées, la vitesse d’incision fluviale se déduit simplement de leur altitude par rapport à la rivière actuelle. De telles terrasses, d’âge Holocène, ont pu être identifiées et datées le long de diverses rivières au travers des chaînons du sub-Himalaya et montrent des vitesses d’incision qui atteignent 10 à $15 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ [29–31] (figure 2c).

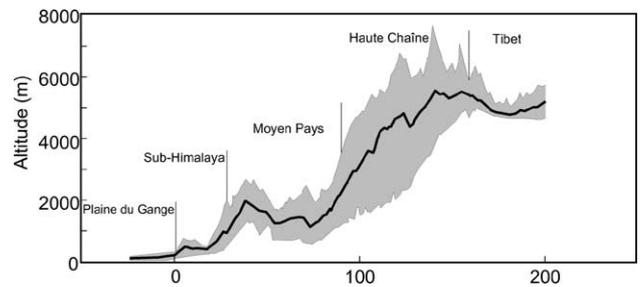
Dans le Moyen Pays et la Haute Chaîne, les terrasses sont beaucoup moins bien préservées et une autre approche a dû être adoptée. Elle consiste à évaluer la capacité d’érosion du socle à partir du calcul des forces cisailantes hydrauliques induites durant les fortes crues. Ce calcul passe par la mesure de la géométrie du chenal fluvial et requiert également une estimation du régime hydrologique dans les conditions de crue [29, 31]. Cette approche a été appliquée à une dizaine de rivières majeures au Népal central. Malgré les différences des tailles des bassins versants et des géométries en carte du drainage, les différentes rivières montrent des profils très semblables, avec des vitesses d’incision faibles (de l’ordre de $1 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$) dans le Moyen Pays et de l’ordre de 4 à $8 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ dans la Haute Chaîne [31]. Il est à noter que l’incision fluviale est forte au front du sub-Himalaya,

Figure 2. a. Coupe géologique de la chaîne Himalayenne, au Népal central [30]. Voir localisation sur la *figure 1*. Le chevauchement majeur himalayen (MHT, en trait épais) émerge en surface au front des plis de piémont qui forment les chaînons des Siwaliks, où il coïncide avec le MFT. Le plissement des terrasses holocènes le long des rivières Bagmati et Bakeya indique qu'il accommode une vitesse de raccourcissement de $21 \pm 1,5 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ [30]. Les autres failles, indiquées en trait fin, qui ont joué un rôle dans la construction de la chaîne depuis le Miocène ne sont apparemment plus actives. Le MHT rejoint en profondeur un réflecteur mi-crustal sub-horizontale [24, 40] interprété comme une zone de cisaillement ductile. **b.** Altitude moyenne, minimale et maximale dans une bande de 50 km de large, centrée le long de la coupe AA'. Du sud au nord, on distingue sur cette coupe la plaine Indo-gangétique, qui constitue la zone de sédimentation actuelle, les plis de piémont du sub-Himalaya, le Moyen Pays, la Haute Chaîne et le plateau Tibétain. **c.** Vitesses d'incision fluviale au travers de la chaîne Himalayenne du Népal central [31]. Le trait épais indique l'incision fluviale au travers des chaînons des Siwaliks, déduite des terrasses holocènes le long de la rivière Bagmati. Trois terrasses datées de 9,2, 6,2 et 2,2 ka ont été exploitées. L'incision fluviale au travers du Moyen Pays et de la Haute Chaîne (indiquée en grisé) a été déduite de la capacité d'incision des rivières majeures du Népal central pour leur régime hydrologique actuel.

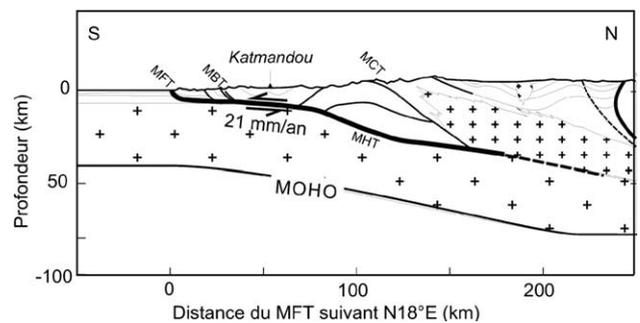
Figure 2. a. Geological section across the Himalaya of central Nepal [30]. Thick line shows the Main Himalayan Thrust fault, MHT, which reaches the surface at front of the Siwalik hills. Folding of Holocene terraces along the Bagmati and Bakeya rivers indicates $21 \pm 1.5 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ slip rate [30]. The other faults, shown as thin lines, are no more active. The MHT roots at depth into a sub-horizontal reflector [24, 40], which is interpreted as a ductile shear zone. **b.** Mean, maximum and minimum elevation within a 50 km wide swath centered on section AA'. Several domains are distinguished from north to south: Tibet, High Himalaya, Lesser Himalaya, sub-Himalaya and the Gangetic plain. **c.** Rate of river incision across the Himalaya of central Nepal [31]. Thick line shows river incision across the Siwalik hills deduced from three Holocene terraces, dated to 9.2, 6.2 and 2.2 ka, along the Bagmati river. River incision across the Lesser Himalaya (grey shading) was derived from the computation of river incision along the major rivers of central Nepal based on their present hydrological regime.



(c)



(b)



(a)

où le MHT forme une rampe à fort pendage, ainsi qu'au front de la Haute Chaîne, à l'aplomb de la rampe mi-crustale déduite des données structurales. Il existe donc une corrélation claire entre la géométrie du MHT et les vitesses d'incision fluviale.

2.3. Estimations géologiques de la vitesse de raccourcissement au travers de la chaîne

Une valeur minimale du raccourcissement au travers de la chaîne Himalayenne peut être obtenue à partir des coupes structurales. On applique alors à l'ensemble de la chaîne des techniques réservées usuellement à la restauration de plis de couverture, négligeant en particulier les variations d'épaisseur des séries liées au développement de la schistosité. Cette approche fournit néanmoins des estimations probablement acceptables des quantités de raccourcissement. Les coupes réalisées au niveau du segment central de l'arc Himalayen indiquent un raccourcissement minimum postérieur au fonctionnement du MCT de

l'ordre de 350 km à la longitude 80°E , [49] et de 320 km à la longitude 90°E [22]. En admettant que l'activité du MCT est essentiellement postérieure à 20 Ma [20], on obtient une vitesse minimale de raccourcissement de l'ordre de $16 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$.

Lyon-Caen et Molnar [32] se sont intéressés à la vitesse de progradation des sédiments sur le socle indien. Au fur et à mesure qu'il approche du front Himalayen, le socle fléchit sous le poids de la topographie de la chaîne, piégeant une partie des produits d'érosion de la chaîne. Ce processus induit un gradient des âges des sédiments se trouvant au contact du socle pré-orogénique. Les données de forage montrent effectivement ce diachronisme avec une vitesse de migration de $10\text{--}20 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ [32, 35]. Cette vitesse de migration renseigne sur la vitesse de chevauchement, car la déflexion du socle est contrôlée par sa position par rapport au front topographique de la chaîne, qui recule sous l'action de l'érosion, ainsi que par le poids des sédiments piégés. La sédimentation dans le

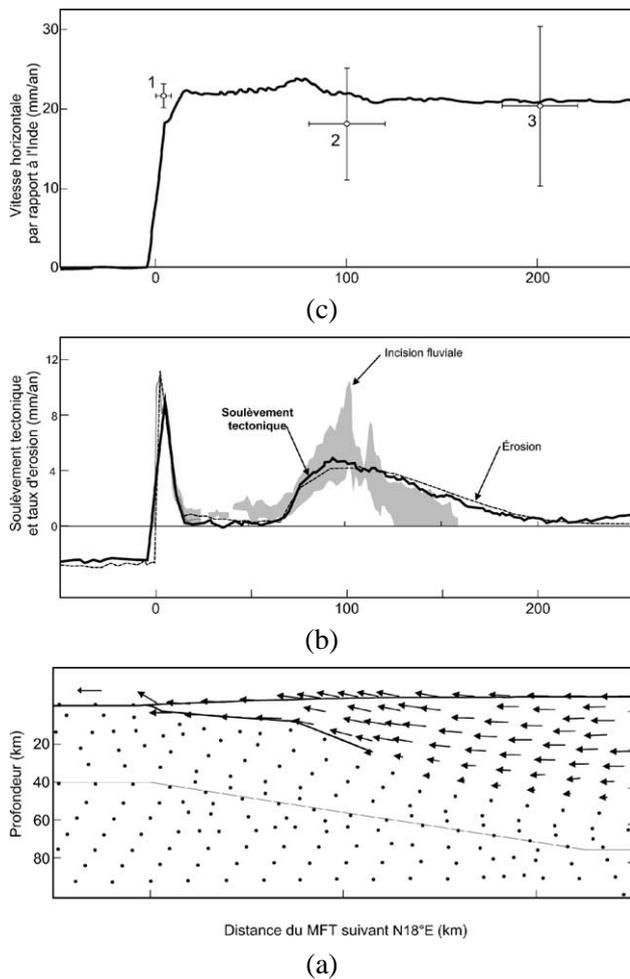


Figure 3. a. Vitesses de déplacement par rapport à l’Inde, calculées à partir d’un modèle qui tient compte de l’érosion–sédimentation et de la dépendance à la température de la rhéologie [9]. Dans ce modèle, une vitesse de raccourcissement de $21 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ est imposée aux limites ; le glissement le long du MHT, dont la géométrie au travers de la croûte supérieure fragile est imposée, est frictionnel. **b.** Comparaison entre les vitesses de soulèvement tectonique et d’érosion calculées et le profil moyen d’incision fluviale reporté de la figure 2c. **c.** Vitesses horizontales par rapport à l’Inde (1) du sub-Himalaya, déduite du glissement sur le MFT (voir § 2.5), (2) de la Haute Chaîne, estimée entre 10 et $25 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$, d’après la vitesse de progradation des sédiments sur l’avant-pays et les coupes équilibrées au travers de la chaîne (voir paragraphe 2.3) et (3) du Sud-Tibet, déduite de l’extension est–ouest au Sud-Tibet (voir paragraphe 2.4). L’accord entre les vitesses de raccourcissement au travers de la Chaîne et celle mesurée sur le MHT suggère qu’il se produit peu de déformations internes du compartiment chevauchant. Ceci est reproduit par le modèle (trait continu), tant que le coefficient de friction le long du plat reste inférieur à $0,2$, voire à $0,3$ si l’on admet une forte pression de pore [9].

Figure 3. a. Velocity field relative to India computed from a finite element model, which accounts for the dependency of rheology on local temperature and for erosion–sedimentation at the surface [9]. The model assumes frictional sliding along the MHT across the brittle upper crust. **b.** Comparison between computed uplift and erosion profiles and measured river incision profile of figure 2c. **c.** Horizontal velocity relative to India of (1) sub-Himalaya as derived from the slip rate on the MFT, (2) of the high Himalaya as derived from the rate of sediment progradation in the foreland and balanced cross-section and (3) of southern Tibet derived from the east–west extension rate of southern Tibet. These data indicate that deformation of the hanging wall of the MHT is negligible. The model (continuous line) fits the pattern providing that friction on the flat portion of the MHT does not exceed $0,2$, or $0,3$ if a high pore fluid pressure is assumed [9].

cône du Bengale au cours des derniers 10 millions d’années [33] permet d’estimer le recul du front topographique à environ $4\text{--}7 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Nous déduisons une vitesse de raccourcissement moyenne au travers de l’arc Himalayen au Népal central, c’est-à-dire entre la Haute Chaîne et l’Inde, entre 14 et $27 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ (point 2 sur la figure 3c).

Les mécanismes au foyer des séismes majeurs en Himalaya montrent des chevauchements à faible pendage ($10\text{--}20^\circ$), avec une direction de raccourcissement généralement perpendiculaire à la direction locale de la chaîne (figure 1). La divergence des directions de chevauchement à l’échelle de l’arc induit une extension parallèle à l’arc, qui se manifeste par les mécanismes au foyer en faille normale [36] et l’orientation nord–sud des grabens du Sud-Tibet [50]. En négligeant les variations latérales éventuelles de la vitesse de raccourcissement au travers de la chaîne, la divergence géométrique des directions de chevauchement semble en bon accord avec l’estimation des vitesses d’extension au travers des grabens sud-tibétains [1]. Ce raisonnement géométrique conduit à estimer à $20 \pm 10 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ la vitesse de raccourcissement au travers de la chaîne [1] (point 3 sur la figure 2c).

Ces estimations sont relativement conformes aux mesures de convergence entre l’Inde et le Sud-Tibet par GPS [28]. Il faut noter qu’il est généralement difficile de déterminer les vitesses de déformation moyennes à long terme à partir de mesures géodésiques, car cette détermination suppose un modèle du cycle sismique. Nous réservons donc la discussion des données géodésiques à la discussion des processus intrasismiques (§ 4).

2.4. Vitesse de glissement sur le MHT

Outre les vitesses d’incision, les terrasses holocènes plissées ont permis de déduire la vitesse de raccourcissement au travers du pli frontal qui marque l’émergence du MHT [30]. En effet, connaissant la vitesse de sédimentation à l’avant du chevauchement, de l’ordre de $0,45 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$, il est possible d’estimer les vitesses de surrection tectonique et, tenant compte des données structurales définissant la géométrie du pli, d’en déduire le raccourcissement. Cette démarche a été appliquée aux terrasses plissées d’âge Holocène le long des rivières Bagmati et Bakeya, toutes deux situées à proximité de la coupe AA’. Cette analyse conduit à une vitesse de raccourcissement remarqua-

Tableau. Paramètres estimés pour les séismes himalayens majeurs ($M_w > 8$) depuis 1897.**Table.** Rated parameters for the main Himalayan seisms ($M_w > 8$) since 1897.

| Date | Coordonnées épicentrales | | L (km) | l (km) | M_0 (N·m) | M_w |
|------|--------------------------|--------|-------------|----------|-------------------|-------|
| 1897 | ~ 26°N | ~ 91°E | 200–300 | ~ 100 | $3 \cdot 10^{21}$ | ~ 8,7 |
| 1905 | 33°N | 76°E | 280 (> 120) | 80 | $2 \cdot 10^{21}$ | 8,2 |
| 1934 | 27,6°N | 87,1°E | 250–300 | 100 | $4 \cdot 10^{21}$ | 8,4 |
| 1950 | 28,4°N | 96,8°E | 200 | 120 | $8 \cdot 10^{21}$ | 8,7 |

blement bien contrainte de $21 \pm 1,5$ mm·an⁻¹. Le glissement le long du MHT (point 1 sur la *figure 3c*) semble donc accommoder la totalité du raccourcissement crustal au travers de l'ensemble de la chaîne (points 2 et 3 sur la *figure 3c*). Cette cinématique simple montre que le compartiment chevauchant, en particulier le Moyen Pays, ne subit que des déformations internes minimales, rendues nécessaire par la géométrie du MHT, qui, contrairement à certaines attentes (voir par exemple [35]), n'absorbent pas de raccourcissement notable. Ce comportement est assez différent de celui des prismes d'accrétion au front des zones de subduction.

2.5. Modélisation de la déformation à long terme

Nous avons testé la validité mécanique de cette cinématique à l'aide du code aux éléments finis Adeli [21]. Nous avons introduit la dépendance à la température locale de la loi de fluage et les processus d'érosion-sédimentation en surface [9]. L'érosion des reliefs est modélisée par une loi de diffusion linéaire, la diffusivité étant calibrée de façon à ce que le volume total de sédiment érodé soit égal à celui estimé à partir des données géologiques [31, 33], soit environ $300 \text{ km}^2 \cdot \text{Ma}^{-1}$ en moyenne pour une coupe perpendiculaire à la chaîne. Les sédiments se déposent horizontalement dans la zone subsidente de l'avant-chaîne, de façon à maintenir une altitude constante arbitrairement fixée à zéro.

Le modèle mécanique suppose que le coefficient de friction sur la partie sub-horizontale du MHT soit faible, de l'ordre de 0,2–0,3 au plus, afin que les contraintes induites par le cisaillement basal n'engendrent pas de déformation interne au niveau du Moyen Pays [9]. Le compartiment chevauchant ne se raccourcit alors pas et l'ensemble de la convergence est effectivement accommodée par le glissement le long du MHT, conformément aux observations.

Les taux de soulèvement tectonique sont proches de ceux estimés à partir de l'incision fluviale (*figure 3b*). Des tests de sensibilité ont permis de montrer que cet accord nécessite la présence de la rampe micro-crustale. C'est donc probablement la présence de cette rampe qui explique la position du front de la Haute Chaîne, près de 100 km en arrière de l'endroit où

le MHT émerge en surface. Le modèle produit un couplage entre l'épaississement crustal, qui dépend non seulement du glissement sur le MHT, mais aussi des déformations dans la croûte inférieure ductile, et les processus de surface [2]. Un équilibre dynamique s'établit ainsi avec des vitesses de surrection tectonique et des vitesses d'érosion à peu près égales (*figure 3*).

3. Les séismes majeurs en Himalaya

L'Himalaya a produit en moins d'un siècle dernier quatre séismes de magnitude supérieure à 8 (*tableau* et *figure 1*). Il produit aussi régulièrement des séismes destructeurs de magnitude 7–7,5, tels que les séismes d'Uttarkashi près de Dehra Dun en 1991 ou de Chamoli au Garwal en 1997. Nous montrons ici que ces séismes ont probablement activé le MHT.

3.1. Le séisme de Bihar–Népal, 1934

Le séisme de Bihar–Népal a dévasté en 1934 le bassin de Katmandou, tout l'Est du Népal et le Nord de l'Inde [19, 45].

Ce séisme a provoqué des dégâts importants ($I_{MSK} > VIII$) dans une zone qui s'étend sur plus de 350 km le long du piémont Himalayen (*figure 4*) [11], où affaissements du sol et expulsion de volcans de boue [19] suggèrent des effets de site importants. L'intensité des dégâts dans l'avant-chaîne a conduit certains auteurs à proposer que la rupture se soit produite sur un décollement au toit du socle indien et propagée sur plus d'une centaine de kilomètres en avant du MFT, sous la plaine du Gange [48].

Le bassin de Katmandou a également été très sévèrement touché ($I_{MSK} > IX$) (*figure 4*), sans doute en raison de sa situation sur un bassin lacustre propice aux effets de site. Les dégâts ont été considérables dans les régions montagneuses de l'Est du Népal [45], où les descriptions sont insuffisantes pour définir les isoséistes, mais il pourrait s'agir de la région épicentrale [37]. Les données sismologiques, encore peu nombreuses à l'époque, fournissent une position épicentrale compatible avec cette hypothèse, mais qui pourrait être erronée de plus de 50 km [13].

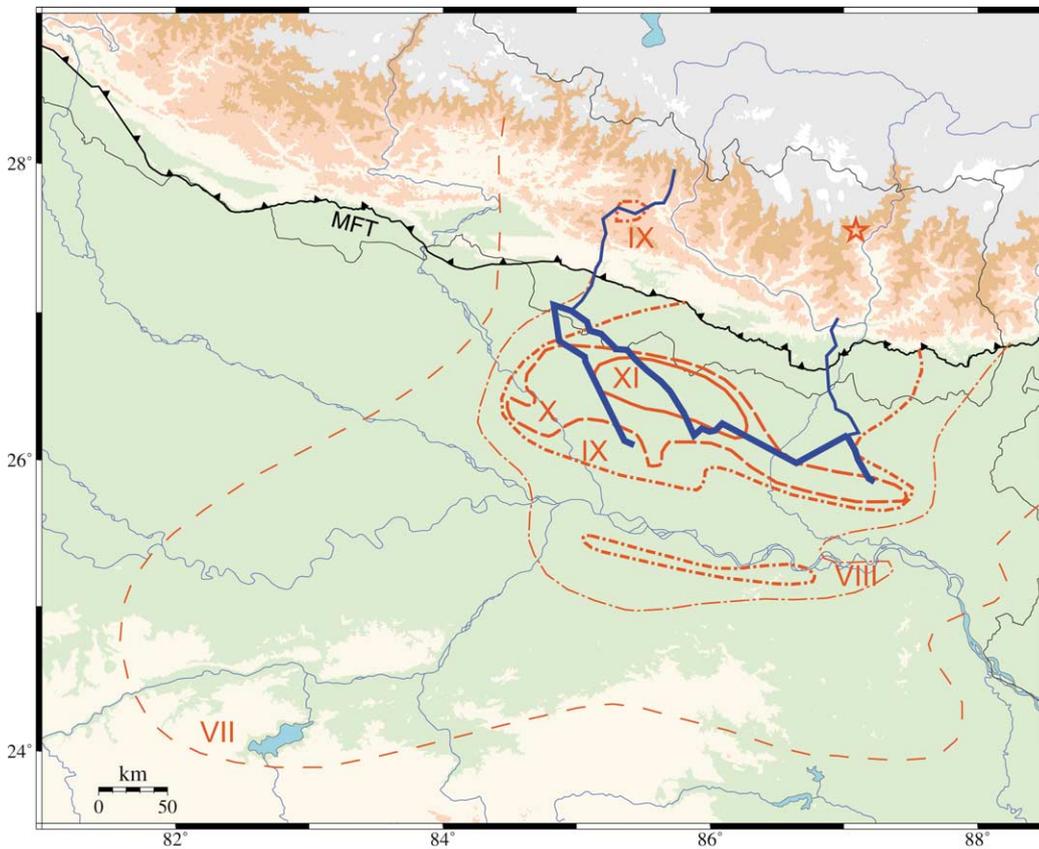


Figure 4. Isoseistes (intensité MM) du séisme de Bihar–Népal en 1934. Épicentre du séisme, d’après Chen et Molnar [13]. Nous avons aussi reporté les différents profils de nivellement qui ont été mesurés en 1920 et 1935, d’après Bilham et al. [5].

Figure 4. Macroseismic intensity (MM) due to the 1934 Bihar–Nepal earthquake. Epicenter from Chen and Molnar [13]. Leveling profiles measured in 1920 and 1935 reported from Bilham et al. [5].

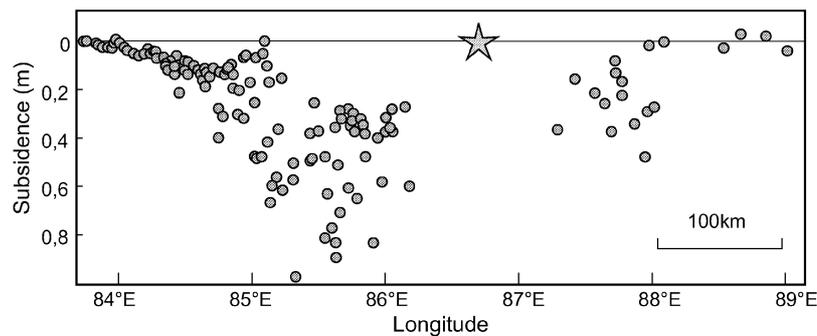


Figure 5. Variations d’altitude déduites de la comparaison des profils de nivellement (reportés sur la figure 4) mesurés en 1920 et 1935 dans la plaine du Gange à proximité de l’épicentre de 1934. D’après Bilham et al. [5].

Figure 5. Elevation changes derived from the comparison of leveling measurements in 1920 and 1935 in the Ganga plain. After Bilham et al. [5].

En s’appuyant sur les spectres des ondes sismiques longue période et en faisant l’hypothèse d’un chevauchement de pendage 5° vers le nord, Deng et Molnar [18] estiment le moment sismique libéré à environ $4,1 \cdot 10^{21}$ N·m, soit une magnitude $M_w \sim 8,4$.

La comparaison de mesures de nivellement réalisées le long du piémont en 1920 et en 1935 montre de fortes subsidences au sud du MFT entre 85°E et 88°E de longitude (figure 5) [5]. Cette subsidence pourrait refléter les déformations élastiques co-sismiques. Dans ce cas, la limite méridionale de la zone rompue

par le séisme de 1934 se situerait nécessairement au nord et pourrait coïncider avec le MFT. La variabilité spatiale des subsidences mesurées suggère toutefois qu’elles ont probablement aussi résulté de la compaction des sédiments, induite par les sollicitations sismiques, phénomène à l’origine des figures de liquéfaction décrites par Dunn et al. [19]. Ce type de phénomène est en effet très variable dans l’espace, car il dépend de la nature des sols et de leur contenu en eau. Si le plan de faille qui a rompu en 1934 s’étendait au-delà du MFT, on aurait dû observer une zone

de soulèvement co-sismique parallèle au front de la chaîne, associée à une zone de subsidence située immédiatement au sud. Il nous paraît improbable que ce signal ait été complètement masqué par les tassements liés aux sollicitations sismiques.

L'hypothèse la plus vraisemblable est donc celle d'un épïcêtre situé dans le Moyen Pays, à l'est de Katmandou, et d'une zone de rupture qui se serait étendue sur 100 km environ, depuis le front de la Haute Chaîne jusqu'au MFT [11, 35]. On observe par endroits, le long du MFT, des escarpements qui pourraient être le résultat de déplacements co-sismiques cumulés, mais il n'est pas impossible que ces escarpements se soient formés lors d'une propagation post-sismique de la rupture, comme ceci semble se produire dans les prismes sédimentaires à l'avant des zones de subduction. L'analyse de cette question nécessite des études en tranchées qui n'ont pas encore été réalisées à ce jour. Nous déduisons donc que le séisme de 1934 s'est probablement produit sur le MHT. En supposant que le séisme ait rompu un plan de faille de 250 à 300 km de longueur, pour une largeur de 100 km, on déduit, pour une valeur standard de μ fixée à $3 \cdot 10^{10}$ Pa, un glissement co-sismique moyen de l'ordre de 4 à 6 m.

3.2. Les autres séismes majeurs ($M_w > 8$) depuis 1897 en Himalaya

La *figure 1* présente l'extension des zones de rupture présumées attribuées aux autres grands séismes himalayens depuis 1897.

Le séisme de Kangra (1905) est assez comparable à celui de 1934 quant à sa magnitude [46] et sa position vis-à-vis des structures. L'extension est-ouest de la zone rompue est encore controversée, car les dégâts observés à l'est, dans la région de Dehra Dun, ont probablement été fortement amplifiés par des effets de site. Sur la base des intensités macrosismiques, on peut retenir une extension latérale de 300 km [48], comparable à celle attribuée au séisme de 1934, mais une extension moindre de l'ordre de 120 km est aussi possible [35]. Des données géodésiques montrent de faibles déformations co-sismiques, avec environ 15 cm de soulèvement dans le sub-Himalaya, à proximité de Dehra Dun [10]. Ceci suggère, soit un sous-événement proche de Dehra Dun, dont la rupture ne serait pas connexe à celle du choc principal à l'ouest, soit que la rupture s'est effectivement étendue jusqu'à Dehra Dun, mais avec un plan faille moins large à l'est qu'à l'ouest et qui n'aurait pas atteint la surface. Cette dernière hypothèse est celle retenue ici (*figure 1*); elle correspond à une longueur du plan de faille de 250–300 km environ [10]. La largeur du plan de faille, peu contrainte elle aussi, est estimée à 80 km [34]. Le moment sismique de cet événement

pourrait être comparable à celui de 1934, étant donné les magnitudes proches, mais Molnar [35] propose une valeur moindre de l'ordre de $2 \cdot 10^{21}$ N·m.

Le séisme de 1897 a engendré des dégâts considérables sur le plateau de Shillong [41]. Les dégâts provoqués à l'est du plateau n'ont pas été décrits systématiquement, de sorte que les isoséistes y sont peu contraints. L'extension des dégâts bien au-delà du plateau de Shillong vers l'ouest et le nord-ouest a conduit Seeber et Arbuster [48] à proposer une longueur de rupture de l'ordre de 550 km, les descriptions d'époque montrant une influence considérable des effets de site; Molnar [35] les estime en fait à 300 km au plus. La plupart des auteurs s'accordent pour une longueur minimale de 200 km. La largeur de rupture de 300 km proposée par Seeber et Arbuster [48] a probablement aussi été largement surestimée, en raison des effets de site dans la plaine du Brahmapoutre. Une largeur plus probable serait de l'ordre de 100 à 150 km. La comparaison de mesures géodésiques acquises sur le plateau de Shillong en 1860 et 1897 suggère un raccourcissement nord-sud, interprétable par un chevauchement vers le sud, avec environ 2 à 3 m de glissement [5]. Ces paramètres conduisent à un moment sismique d'environ $3 \cdot 10^{21}$ N·m. Un moment inférieur à celui de 1905 semble improbable au vu l'extension des dégâts, mais on ne pourrait exclure un moment bien supérieur.

La morphologie du rebord sud du plateau ainsi que la forte accumulation sédimentaire depuis le mi-Miocène au sud du plateau [26] sont cohérentes avec un chevauchement actif à pendage nord. À l'est du Népal, la convergence entre l'Inde et le Sud-Tibet est donc accommodée par des accidents autres que ceux situés en Himalaya.

Le séisme d'Assam, en 1950, est encore plus complexe, car il résulte probablement de plusieurs sous-événements en chevauchement et en décrochement sénestre [35]. Deng et Molnar [18] attribuent une zone de rupture de 120 km par 200 km et un moment sismique de $8 \cdot 10^{21}$ N·m à la composante chevauchante. Ce sous-événement est compatible avec une orientation du plan de faille parallèle à la direction locale de l'arc et avec un glissement perpendiculaire à l'arc. On peut noter que ce séisme a été précédé, en 1947, par un événement de magnitude 7,9 (M_w) qui s'est produit à moins de 300 km à l'est ($28,5^\circ\text{E}$, 94°E).

Le mode d'accommodation de la convergence entre l'Inde et le Sud-Tibet se complique donc significativement à l'est du Népal, où les déformations sont réparties sur plusieurs systèmes actifs.

3.3. Les lacunes et la sismicité antérieure à 1897

Près de la moitié de l'arc Himalayen a donc rompu en moins d'un siècle. Des zones de lacunes de-

meurent, la plus conséquente étant celle qui s'étend entre les zones rompues en 1934 et 1905. Une bonne description des événements majeurs survenus avant le XX^e siècle serait donc essentielle pour évaluer le fonctionnement sismique des lacunes, ainsi que la période de récurrence éventuelle des séismes connus. Les données sont malheureusement rares et peu fiables (par exemple [12]). Au Népal, au XIX^e siècle, deux événements majeurs semblent s'être produits en 1803 et 1833. L'événement de 1803 a touché l'Ouest du Népal, mais les données sont insuffisantes pour évaluer sa magnitude. Il est assez improbable que cet événement, qui a peu touché Katmandou, ait pu rompre une fraction importante de la lacune. On estime généralement que le séisme de 1833 a dû rompre une zone située à l'ouest de la zone rompue en 1934 [42]. Les dégâts sont cependant assez semblables à ceux observés en 1934, de telle sorte qu'en fait, on serait peut-être en présence de la répétition d'un même événement à un siècle d'intervalle [3].

Katmandou a par ailleurs subi des destructions majeures lors d'autres séismes que ceux de 1934 et 1833, par exemple en 1255, 1408 et 1681, mais les informations sont insuffisantes pour qu'on puisse discerner s'il s'agit de séismes majeurs semblables à celui de 1934 ou d'événements de moindre magnitude, situés à proximité immédiate du bassin de Katmandou. La période de retour d'un événement tel que celui de 1934 est donc sur cette période, en moyenne, d'au moins 170 ans, mais pourrait en réalité être beaucoup plus grande.

Il n'est donc pas possible, sur la base de ces données, d'évaluer précisément la période de retour des séismes majeurs, tels que celui de 1934. Quant aux lacunes, on pourrait imaginer qu'elles rompent lors de séismes majeurs, tels que ceux de 1934 ou 1905, ou alors, au contraire, qu'elles sont asismiques. Nous rejetons cette hypothèse plus loin, sur la base de données géodésiques.

3.4. Les séismes de magnitude supérieure à 5

Outre les séismes majeurs évoqués au § 3.2, l'arc Himalayen produit régulièrement des séismes destructeurs de magnitude de l'ordre de 7. Deux séismes récents de ce type sont ceux d'Uttarkashi (1991, $M_s \sim 7,2$) et de Chamoli (1999, $M_s \sim 7,3$). Ces événements se produisent généralement à l'aplomb de la Haute Chaîne, comme la plupart des séismes importants enregistrés par les réseaux sismologiques internationaux (*figure 1*). Ces séismes rompent apparemment des chevauchements à pendage vers le nord de l'ordre de 10–20°, avec un glissement généralement proche de la perpendiculaire à la direction locale de l'arc, comme le suggèrent les mécanismes au foyer ou, plus spécifiquement, l'analyse des don-

nées accélérométriques du séisme d'Uttarkashi [15]. La fréquence et le glissement co-sismique lors de ces événements sont insuffisants pour qu'ils contribuent significativement à absorber le raccourcissement entre l'Inde et le Sud-Tibet. Sur les trente dernières années, ces événements représentent en effet environ 2 à $4 \cdot 10^{19}$ N·m. Ces événements montrent néanmoins clairement que la direction compressive maximale est généralement perpendiculaire à la direction locale de la chaîne.

4. Déformation crustale et microsismicité pendant la phase intersismique

L'installation d'un réseau sismologique au Népal dans le cadre d'une collaboration entre le LDG et le Département des mines et de la géologie du Népal [42, 43], ainsi que les campagnes de mesures géodésiques menées dans ce même cadre ou dans le cadre du programme IDYL-Him ou encore par des groupes américains [4, 27, 28] permettent de décrire les processus intersismiques dans l'Himalaya du Népal.

Le réseau sismique népalais, qui couvre tout le Népal depuis 1994, a révélé une microsismicité intense (*figure 6*). On note, en particulier, une forte concentration des épencentres le long du front de la Haute Chaîne, environ 100 km au nord du MFT (*figure 6*). La sismicité est, en revanche, très modérée dans le Sud du Moyen Pays et le sub-Himalaya. Étant donné que l'essentiel de la sismicité est située au nord du réseau permanent, les profondeurs hypocentrales sont relativement mal contraintes. Trois stations 3-composantes, installées temporairement au nord du bassin de Katmandou, ont permis une meilleure détermination. Il ressort que les séismes se concentrent au voisinage de la rampe mi-crustale, donc bien en arrière de la zone où le MHT émerge en surface. Nous disposons de données sur les déformations, accumulées pendant approximativement la même période de quelques années grâce aux mesures GPS (*figure 7*) et à la remesure d'un profil de nivellement (*figure 8b*) situé le long de la coupe AA'. Ces données montrent que l'essentiel du raccourcissement est absorbé au nord du bassin de Katmandou, dans une zone de soulèvement rapide (5 à 8 mm·an⁻¹), large de 50 à 100 km, qui coïncide avec la zone de forte microsismicité (*figure 8*).

Le moment cumulé correspondant à cette sismicité représente moins de 2 % de la déformation mesurée par la géodésie. Cette déformation est par conséquent, soit permanente et essentiellement asismique, soit élastique. Le fait que la vitesse sur le MHT soit égale

Figure 6. Sismicité du Népal central enregistrée et localisée par le réseau du DMG entre le 04/01/1995 et le 10/12/1999 [43]. Le trait tireté délimite la zone de sismicité attribuée au chargement intersismique à proximité de la transition fragile–ductile le long du MHT. La sismicité située au nord est plus probablement relative aux failles normales nord–sud du Sud-Tibet.

Figure 6. Seismicity of Nepal recorded by the DMG seismological network between 04/01/1995 and 10/12/1999 [43]. The dashed line delineates the zone of seismic activity supposedly triggered by interseismic straining at the ductile–brittle transition on the MHT. Seismic activity north of this zone is probably mostly related to active normal faulting in southern Tibet.

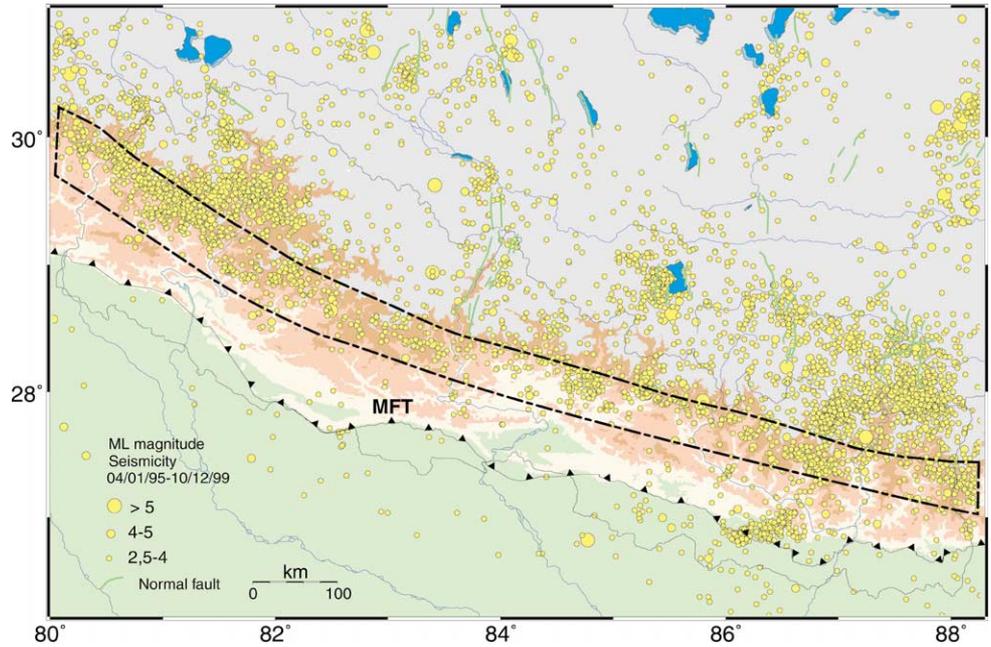
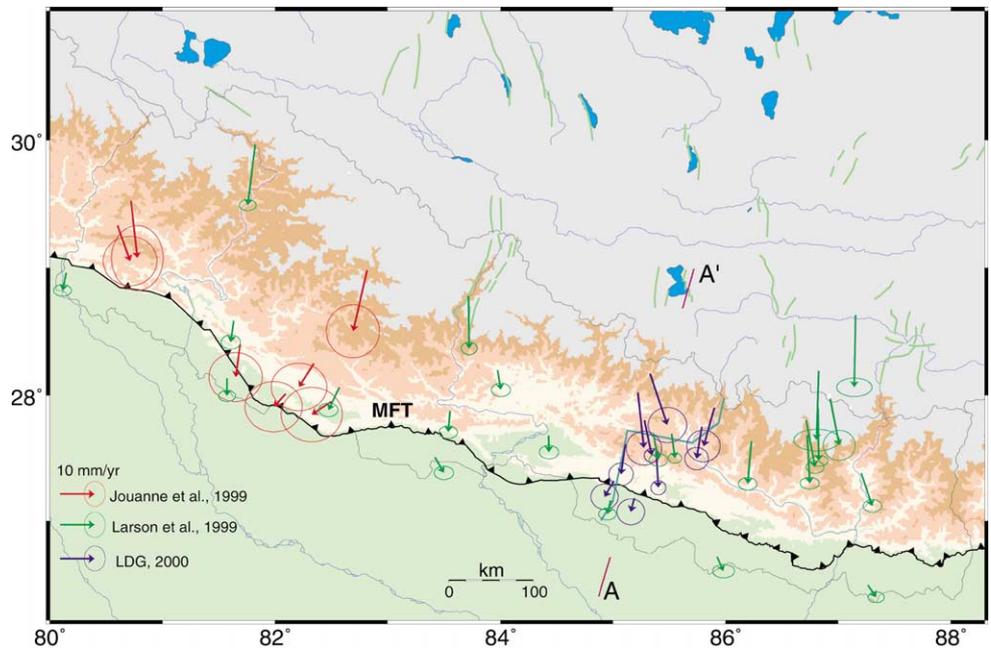


Figure 7. Vitesses de déplacement par rapport à l'Inde déduites de la comparaison de mesures GPS réalisées par le groupe Idyl–Him (en rouge), le LDG (en bleu) et le Cires (en vert). Le trait bleu continu indique le chemin de nivellement qui a permis de déterminer les vitesses de surrection intersismiques présentées sur la *figure 8b*.

Figure 7. Velocity relative to India determined from GPS measurements by IDYL-HIM (red) LDG (blue) and CIRES (green). The uplift rate profile of *figure 8b* was derived from leveling measurements along the blue line.



au raccourcissement au travers de la chaîne milite en faveur de cette seconde hypothèse.

Ces observations sont compatibles avec la modélisation mécanique de Cattin et Avouac [9]. En effet, la modélisation thermique de la chaîne [23] prédit des températures supérieures à 400–500 °C à l'endroit où le MCT s'enracine à l'aplomb de la Haute Chaîne et sous le Sud-Tibet, donc un fluage ductile efficace. Il s'ensuit, dans le modèle mécanique, le développement d'une zone de cisaillement ductile, coïncidant avec le réflecteur imagé lors de l'expérience Indepth

(*figure 8a*). Ce mécanisme conduit à une accumulation de contraintes en bordure de la zone de fluage. Le modèle reproduit ainsi de façon satisfaisante le gradient abrupt du champ de déplacement horizontal et la zone de soulèvement (*figure 8*) [9]. La modélisation mécanique montre, en outre, que la microsismicité se produit dans la zone où la contrainte de Coulomb augmente pendant la phase intersismique (*figure 8a*).

Les données géodésiques et microsismiques suggèrent donc que, pendant la période intersismique, le MHT est bloqué du front du sub-Himalaya, où il at-

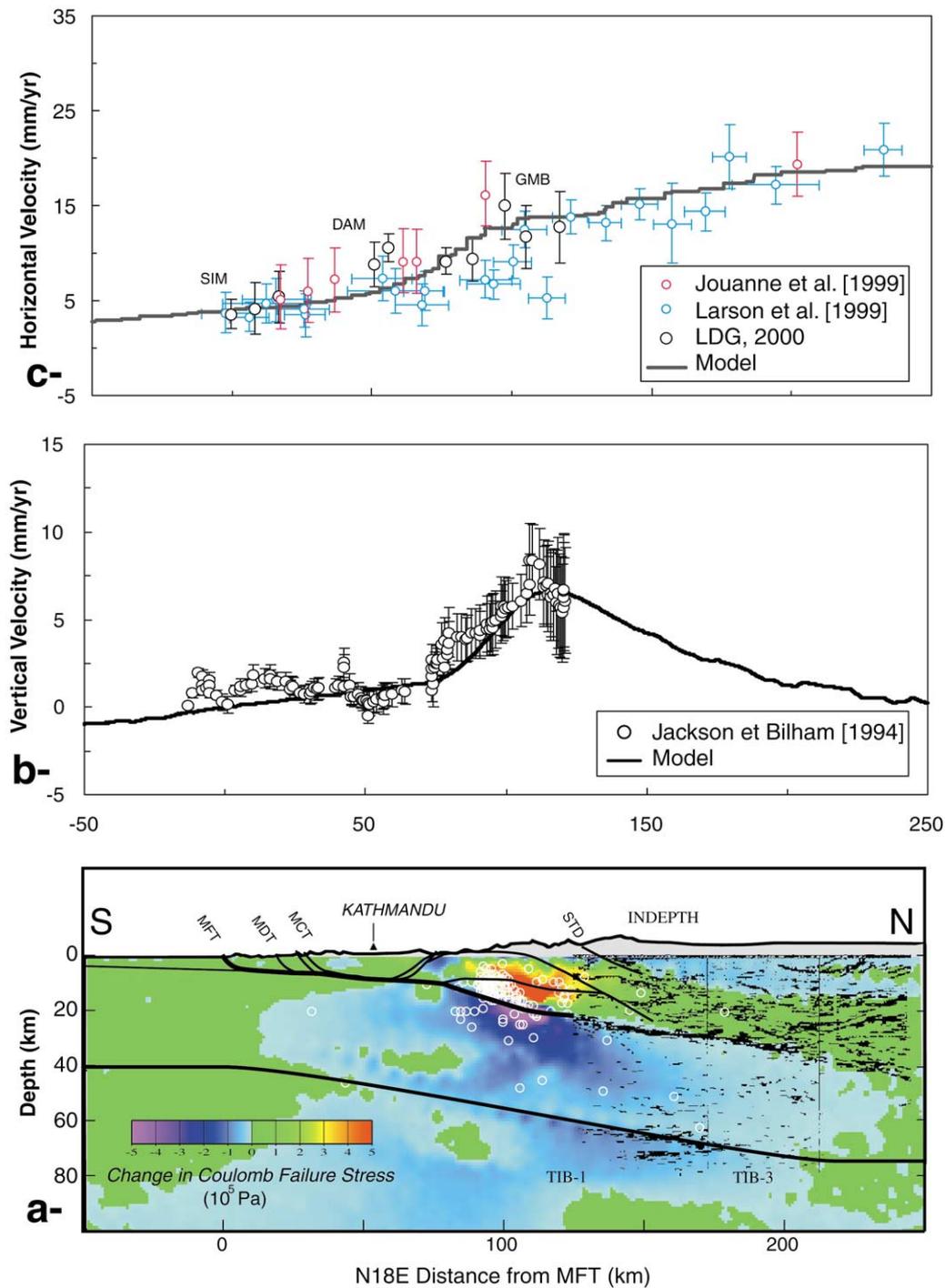


Figure 8. a. Sismicité localisée avec l'aide du réseau temporaire de trois stations « trois composantes » installées en 1996 à proximité de la coupe AA'. Les niveaux de couleur indiquent la variation de la contrainte de Coulomb sur les plans orientés de manière optimale, pour une période de 100 ans [9]. La coupe structurale AA' et les profils sismiques Indepth ont aussi été reportés pour comparaison [40, 52]. **b.** Vitesses de surrection obtenues par comparaison des données de nivellement le long de la coupe AA' [4] (voir tracé du chemin de nivellement sur la figure 7) et déduites de la modélisation mécanique (trait continu) lorsque le MHT est bloqué. **c.** Vitesses de déplacement horizontal mesurées par GPS et rapportées à un référentiel fixe par rapport à l'Inde. Les symboles noirs correspondent aux points mesurés par le LDG le long de la coupe AA' (zone encadrée sur la figure 1a). Les autres mesures [27, 28] ont été projetées latéralement sur la même coupe, en tenant compte de la courbure de l'arc.

Figure 8. a. Seismicity located from the three 3-component seismic station installed in 1996 near section AA'. Colors show variation of Coulomb stress computed on optimally oriented planes, for a 100 yr period [9]. The structural section and INDEPTH profiles [40, 52] are also reported for comparison [40, 52]. **b.** Uplift rates derived from the leveling measurements along the blue line in figure 7 [4] and computed from the mechanical model (continuous line) when the MHT is blocked. **c.** Horizontal velocities relative to India determined from GPS measurements. Black dots indicate LDG measurements along section AA'. Other measurements [27, 28] were projected on section AA' with account for the arc curvature.

teint la surface, jusqu'à l'aplomb de la Haute Chaîne, où il s'enracine en profondeur. Les déformations observées au voisinage du front de la Haute Chaîne semblent induites par la réponse élastique de la croûte supérieure au fluage ductile du MHT en profondeur sous le Sud-Tibet.

Ce mécanisme, bien documenté à la longitude de Katmandou, s'applique probablement à l'ensemble de l'Himalaya du Népal. La sismicité suit en effet le front de la Haute Chaîne tout le long de l'Himalaya du Népal (figure 6); les données géodésiques acquises sur l'ensemble du territoire népalais sont au premier ordre compatibles avec celles acquises le long de la coupe AA' (figure 8).

Cette discussion se fonde sur l'analyse d'une période de quelques années, dont nous supposons qu'elle est représentative de l'ensemble de la période intersismique. On ne peut cependant complètement écarter la possibilité qu'il se produise occasionnellement sur le MHT des événements de glissement asismique.

5. Fonctionnement sismique du MHT

5.1. Modèle du cycle sismique en Himalaya

Cette étude permet de proposer un modèle de cycle sismique pour le chevauchement himalayen (figure 9). Les données géodésiques et de microsismicité acquises au Népal montrent que la partie non ductile du MHT est verrouillée en période intersismique, tandis que son prolongement sub-horizontale vers le nord flue de manière asismique (figure 9a). Sachant que le raccourcissement à long terme au travers de la chaîne est localisé sur le MHT, les déformations de la croûte supérieure observées en périodes intersismiques sont nécessairement élastiques pour l'essentiel. Il doit donc exister des périodes transitoires où cette déformation est transférée vers le sud, de sorte qu'à long terme le compartiment chevauchant du MHT ne subit pas de raccourcissement interne significatif. Les séismes de magnitude 6,5–7,5 ne rompent apparemment qu'une zone limitée au front de la Haute Chaîne (figure 9b). De plus, ils ne libèrent qu'un moment très faible, de l'ordre de quelques pour-cent, en comparaison de celui qu'implique ce transfert. Ils jouent donc un rôle cinématique négligeable. Le transfert est probablement essentiellement assuré par de très forts séismes rompant la zone verrouillée. Ce scénario est plausible au vu des informations disponibles sur les séismes de 1905 et 1934, et s'applique à la zone de la lacune qui s'étend à l'ouest du bassin de Katmandou. Il est cependant difficile de déterminer la proportion de ce transfert qui est vraiment co-sismique, car une partie peut avoir lieu en période post-sismique, comme on le voit parfois lors de séismes de subduction, voire en période pré-sismique.

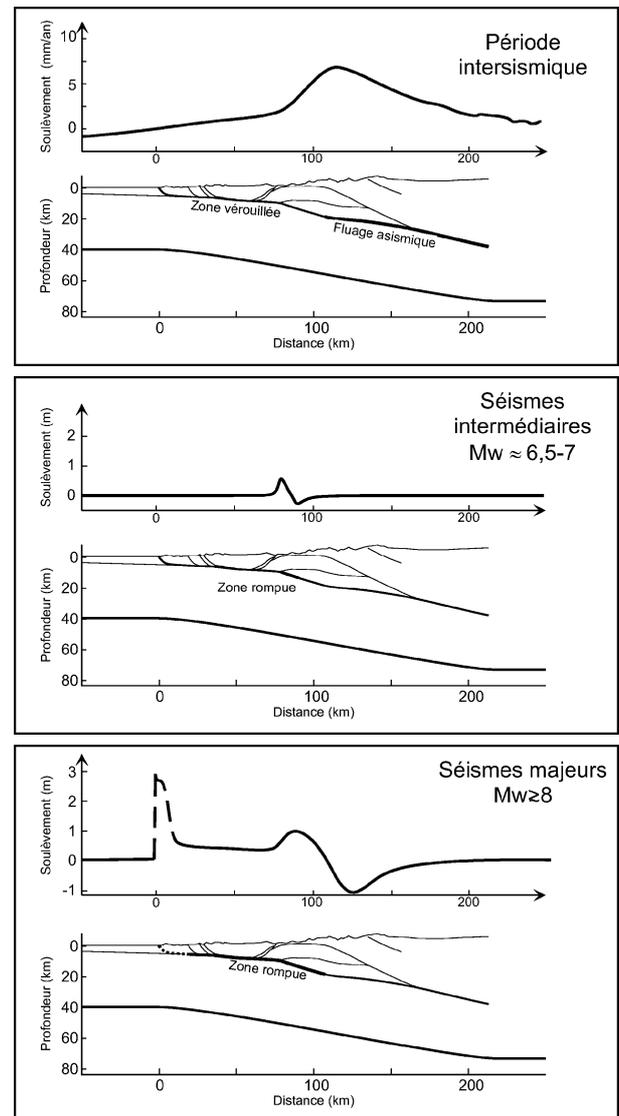


Figure 9. Modèle du cycle sismique sur le MHT. Voir discussion dans le texte.

Figure 9. Model of the seismic cycle on the MHT. See text for discussion.

En particulier, il n'est pas établi que, lors de l'activation sismique du MHT, la rupture se propage jusqu'en surface. On pourrait imaginer que le glissement se produit essentiellement en post-sismique sur la partie la plus frontale, où le MHT recoupe les molasses de l'avant-pays.

5.2. Segmentation et lacunes

Les données acquises au Népal montrent que le MHT est verrouillé dans la zone de lacune qui s'étend entre les zones rompues en 1934 et 1905. Ceci est manifeste dans les données géodésiques (figures 7b et 8c) et se traduit aussi par la ceinture de microsismicité que nous attribuons aux accumulations de contraintes à proximité de la transition entre la zone verrouillée et

la zone de fluage aiséismique au nord. Nous déduisons que la largeur de la zone verrouillée est d'environ 100 km (*figure 6*). Ces données permettent d'exclure la possibilité que la lacune, au moins dans sa partie située au Népal, accommode la convergence par des déformations aiséismiques. Il est donc très probable que cette zone soit activée par des séismes de très forte magnitude, tels que ceux de 1833, 1934 ou 1905. Le dernier très fort séisme connu à l'ouest du Népal s'est produit en 1803, et celui de 1833 pourrait avoir activé un segment au Népal central entre 82° et 85° de longitude est. Il s'est donc, depuis lors, accumulé l'équivalent de 3,5 m de glissement sur le MHT à l'ouest de Katmandou, voire un peu plus à l'ouest de la zone rompue en 1833, soit bien assez pour produire un séisme de magnitude supérieure à 8.

5.3. Récurrence des séismes majeurs et couplage sismique sur le MHT

Connaissant la vitesse de glissement sur le MHT, on peut comparer le glissement, sur une période donnée, avec le moment sismique libéré par les forts séismes. En admettant que le séisme de 1934 a libéré $4 \cdot 10^{21}$ N·m en rompant une zone de 300 km de large, on obtient qu'il a fallu au minimum 180 ans pour accumuler les déformations élastiques relâchées lors de ce séisme. Il semble donc improbable que le séisme de 1934 soit une répétition de celui de 1833, à moins d'admettre que le séisme de 1833 n'a libéré qu'une fraction des déformations élastiques disponibles au moment de son occurrence. Il se peut aussi que le séisme de 1833 ait activé un segment du MHT situé immédiatement à l'ouest de la zone de rupture de 1934.

En tenant compte des incertitudes sur la vitesse de glissement et sur le moment sismique de l'événement de 1934, ce séisme pourrait avoir libéré jusqu'à l'équivalent de 330 années de déformation intersismique. Si l'on tient compte d'un éventuel glissement pré-sismique ou post-sismique sur le MHT, c'est-à-dire d'un couplage sismique inférieur à 100 %, la période de récurrence de ce séisme pourrait être significativement plus grande. En supposant que les cinq séismes qui ont détruit Katmandou depuis 1255 correspondent à des événements majeurs semblables à ceux de 1934 ou de 1833, la récurrence moyenne serait de 170 ans, dans l'hypothèse où ces événements se rapporteraient à un seul segment, et de 340 ans, s'ils se rapportent à deux segments. Le couplage sismique serait alors proche de 100 % dans le premier cas et de 70 % dans le second.

Les données historiques au Népal central ne permettant pas de bien cerner ce point, on peut l'aborder plus globalement à l'échelle de l'arc. Le moment sismique total libéré par les séismes majeurs dans l'Himalaya depuis celui de 1897 est de l'ordre de

$17 \cdot 10^{21}$ N·m. Les séismes de moindre magnitude peuvent être négligés, car ils représentent au plus $4 \cdot 10^{19}$ N·m si l'on considère les données instrumentales de ces trente dernières années, soit, en extrapolant sur un siècle, moins de 1 % du cumul. En admettant que la largeur de la portion sismogénique du MHT est en moyenne de 100 km environ, et que la vitesse de glissement mesurée au niveau du Népal central est représentative de la vitesse moyenne, on obtient que le glissement le long du MHT est équivalent à environ $1,5 \cdot 10^{18}$ N·m·an⁻¹ (pour une rigidité de $3 \cdot 10^{10}$ N·m⁻²). La sismicité depuis 1897 aurait donc libéré un moment cumulé légèrement supérieur à celui correspondant au glissement sur le MHT accumulé pendant un peu plus d'un siècle. Il semblerait donc que le couplage sismique sur le MHT serait proche de 100 %. Il faut toutefois tempérer cette conclusion par la grande incertitude associée à l'estimation des moments sismiques et la sensibilité du choix de la période à laquelle on se rapporte. On peut, par exemple, répéter le raisonnement sur une période un peu plus longue, en remontant jusqu'en 1800. En admettant que le catalogue de Chandra [12] est complet pour les très forts séismes, il faut alors prendre en compte deux séismes supplémentaires, de magnitude probablement supérieure à 8, qui sont ceux de 1803 et 1833. Nous leur attribuons forfaitairement des moments sismiques de l'ordre de 2 à $4 \cdot 10^{21}$ N·m. On obtient alors que la sismicité des deux derniers siècles en Himalaya aurait libéré un moment sismique d'environ 21 à $24 \cdot 10^{21}$ N·m, représentant un couplage sismique de 70 à 80 %. Cette discussion montre, au demeurant, toutes les sources d'incertitude qui viennent entacher l'estimation des vitesses de déformation à partir des moments sismiques. L'estimation dépend beaucoup de la période couverte, de la qualité des données et du couplage sismique admis, souvent implicitement fixé à 100 %.

6. Implications pour l'aléa sismique

Les données acquises dans l'Himalaya du Népal central permettent donc de proposer un modèle du cycle sismique étayé par une modélisation mécanique 2D, qui rend compte du fonctionnement à long terme du MHT et des déformations intersismiques. Ce modèle peut servir à la discussion des paramètres de base de toute analyse de l'aléa sismique. Le fait que les séismes majeurs sur le MHT absorbent l'essentiel des déformations liées à la convergence entre l'Inde et le Sud-Tibet implique que la probabilité de séisme sur les autres failles susceptibles de contribuer à absorber cette convergence est nécessairement faible. On voit que le MHT est l'accident qui est susceptible de provoquer les séismes destructeurs les plus fréquents, que les lacunes sont verrouillées en intersismique

et constituent les zones où la probabilité qu'un fort séisme se produise dans un avenir proche est la plus grande. On ne peut cependant exclure la possibilité de séismes chevauchants destructeurs survenant ailleurs que sur le MHT, comme par exemple le séisme d'Udaypur en 1988 ($M_1 = 6,5$) [14], qui s'est produit dans le manteau supérieur, sous le sub-Himalaya. Enfin, le raisonnement ne considère que l'accommodation du raccourcissement crustal au travers de la chaîne. Dans cette discussion, on a ignoré les mouvements décrochants qui, au Népal, sont faibles en comparaison de la composante chevauchante [27]. Certaines failles décrochantes, telle celle de la Bari Gad au Népal occidental, pourraient toutefois aussi provoquer de forts séismes.

Les données de sismicité historique et instrumentale ne font pas apparaître de séquences caractéristiques qui pourraient résulter des transferts de contraintes qu'on peut observer dans les systèmes décrochants. Il semble donc que, dans ce type de contexte, on puisse raisonnablement faire l'hypothèse d'une indépendance des événements majeurs et d'une augmentation de la probabilité de rupture du MHT, au fil de l'accumulation des contraintes intersismiques.

Deux paramètres importants pour l'évaluation de l'aléa sismique dans ce contexte sont la segmentation latérale de l'arc, d'une part, et l'extension perpendiculaire à l'arc des zones rompues, d'autre part. Concernant ce dernier point, nos données apportent des éléments déterminants, car il est clair que, pour ce qui est du Népal central, le MHT ne s'étend pas sous l'avant-pays au-delà du MFT et que sa portion sismogénique ne s'étend pas, vers le nord, au-delà du front de la Haute Chaîne.

Concernant la segmentation, on peut, à titre d'hypothèse simple, supposer que les forts séismes sur le MHT impliquent des segments de l'ordre de 300 km de longueur, comme en 1905 ou en 1934, et éventuellement comme en 1803 et en 1833. La microsismicité et les données géodésiques montrent que le processus d'accumulation de contrainte intersismique varie quelque peu latéralement. On note en particulier des changements d'azimut et des nœuds de sismicité vers 81–82°E et 87°E (figures 6 et 7). Ces variations latérales semblent, par ailleurs corrélées, avec les variations latérales des structures géologiques et de la morphologie (figure 6). Vers 81–82°E, on observe, par exemple, un rentrant vers le nord du MCT, corrélé avec une indentation du front morphologique de la Haute Chaîne et un dédoublement de la ceinture de sismicité. Les variations latérales du système pourraient donc refléter une segmentation qui perdure à long terme, éventuellement reliée au fonctionnement sismique du système. Les séismes de 1803 et 1833 pourraient, en particulier, avoir rompu des segments définis par ces variations latérales.

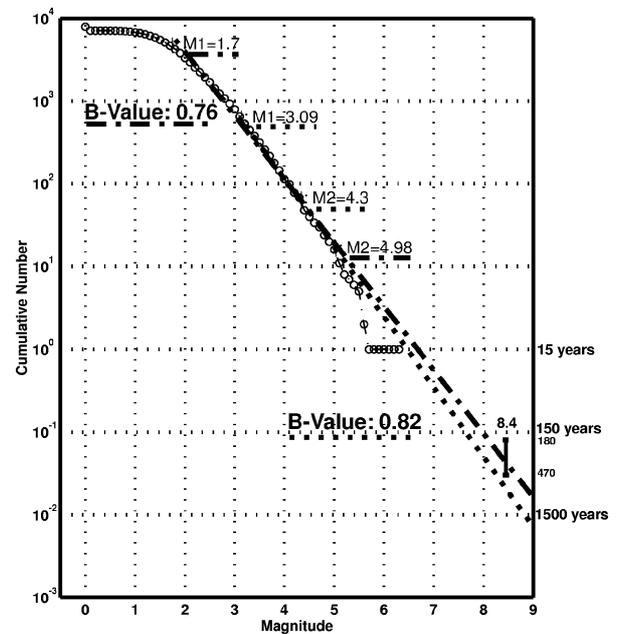


Figure 10. Distribution en fréquence et magnitude des séismes dans l'Himalaya du Népal. Chaque cercle d'ordonnée N et d'abscisse M représente le nombre N de séismes de magnitude locale M_1 supérieure à M , enregistrés à l'intérieur de la zone définie sur la figure 6. La barre verticale correspond aux séismes majeurs sur le MHT qui sont supposés activer le MHT au Népal. Nous avons retenu une magnitude locale de l'ordre de 8,2, supposé une longueur de rupture le long de l'arc de 250–300 km et admis un glissement co-sismique de 4 à 6 m. La récurrence est déduite de la vitesse de glissement sur le MHT en supposant un couplage sismique entre 70 et 100 %.

Figure 10. Frequency–magnitude distribution of earthquakes in the Himalaya of Nepal. Each circle with ordinate N and abscissa M shows the number N of events with local magnitude larger than M_1 , recorded within the area defined in figure 6. The vertical bar was obtained by assuming that the MHT breaks during major events with local magnitude of the order of 8.2, 250–300 km long rupture area and 4–6 m of co-seismic slip. The return period is then derived from the slip rate on the MHT, assuming a seismic efficiency between 70 and 100 %.

L'hypothèse d'une segmentation pérenne, intimement liées aux variations latérales des structures, ne signifie toutefois pas qu'il faille exclure la possibilité de ruptures de zones bien plus longues que des segments de 300 km. Il n'apparaît pas exclu qu'un séisme puisse rompre les 700 km d'arc s'étendant entre les ruptures de 1905 et de 1934, produisant un séisme plus fort que les séismes himalayens connus historiquement.

L'étude de l'Himalaya du Népal a donc permis de montrer que la microsismicité résulte, au moins en partie, des déformations intersismiques associées au cycle sismique sur le MHT et permet de délimiter les zones d'accumulation de contraintes et de discuter la segmentation latérale éventuelle du système. Les données cinématiques (déduites des études géomorphologiques ou des mesures géodésiques) permettent d'estimer la période de retour des forts séismes, tels

que celui de 1934, à 180–330 ans dans l'hypothèse d'un couplage sismique de 100 %, ou 250–470 ans, pour un couplage sismique de 70 %. On peut, dès lors, tester si les taux de sismicité observés en période intersismique peuvent être extrapolés aux fortes magnitudes. À cette fin, nous avons prolongé la loi de Gutenberg–Richter, définie par les microséismes enregistrés dans la zone associée à l'accumulation de contraintes intersismiques sur le MHT. On obtient une période de retour d'un séisme de magnitude 8,4 (M_1), qui devrait être de l'ordre de 300 à 500 ans (figure 10). Il semble donc que, dans le contexte himalayen, l'extrapolation de la loi de Gutenberg–Richter conduit à une estimation correcte au premier ordre des périodes de retour des très forts séismes. Si nous n'avions pas d'information sur la magnitude des séismes majeurs sur le MHT, nous aurions pu l'estimer à partir de la vitesse de glissement mesurée géologiquement et de la distribution en fréquence–magnitude des micro-séismes. Ce faisant, on obtient par exemple une estimation de 8,6 (en équivalent M_l) en faisant l'hypothèse d'un couplage sismique de 100 % et de segments de 300 km de longueur.

7. Conclusions

L'étude de l'Himalaya du Népal à l'aide des diverses techniques décrites ici a donc permis de développer un modèle du cycle sismique qui peut servir de base physique dans des études d'évaluation de

l'aléa sismique. Nous voyons en particulier ici que la distribution de la déformation dans l'Himalaya du Népal implique que les séismes majeurs se produisent surtout sur le MHT, puisque c'est l'accident actif qui domine l'accommodation de la convergence entre l'Inde et le Sud-Tibet. On voit cependant que, même dans ce contexte, l'estimation des magnitudes des séismes majeurs et des périodes de retour reste, pour le moment, relativement incertaine. On cerne encore mal les paramètres des séismes historiques, la segmentation latérale de l'arc et son incidence sur le comportement sismique, et il est difficile d'évaluer la part du glissement sur le MHT qui pourrait se produire de manière asismique en phase pré- ou post-sismique, voire éventuellement lors d'événements de glissement asismique.

Cette étude de cas met en évidence, en particulier, la manière dont les données de microsismicité peuvent permettre de caractériser les processus intersismiques, de décrire la géométrie et l'accumulation de contraintes sur des failles majeures verrouillées, comme ici le MHT, et éventuellement d'évaluer la période de retour des forts séismes. La microsismicité enregistrée dans d'autres contextes très sismiques relève aussi probablement, au moins en partie, des mêmes mécanismes et pourrait donc être analysée de la même façon. Il est, en revanche, peu probable que ce mécanisme soit le processus dominant gouvernant la sismicité de fond dans les régions de faible activité tectonique.

Remerciements. Nous sommes reconnaissants à J. Angelier et à P. Tapponnier de nous avoir invités à rédiger cet article ainsi que des commentaires qu'ils nous ont apportés. Nous remercions le CEA pour le soutien au programme mené en collaboration avec le Département des mines et de la géologie du Népal, du cadre duquel sont issus les résultats présentés ici. Nous devons beaucoup à MM. Pandey, Tandukar, Chitrakar, à toute l'équipe du Seismic Centre (DMG) ainsi qu'à toutes les personnes qui, au CEA/DAM, ont contribué à cette collaboration dont T. Héritier, J.-P. Massot, A. Mesteers et Y. Caristan. Merci à F. Guillois pour la mise en forme des figures.

Références

[1] Armijo R., Tapponnier P., Mercier J.-L., Tonglin H., Quaternary extension in southern Tibet, *J. Geophys. Res.* 91 (1986) 13803–13872.

[2] Avouac J.-P., Burov E.B., Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *J. Geophys. Res.* 101 (1996) 17747–17769.

[3] Bilham R., Location and magnitude of the 1833 Nepal earthquake and its relation to the rupture zones of contiguous great Himalayan earthquakes, *Curr. Sci.* 69 (2) (1995) 101–128.

[4] Bilham R., Larson K., Freymuller J., Project IDYL-HIM members, Indo-Asian convergence rates in the Nepal Himalaya, *Nature* 386 (1997) 61–66.

[5] Bilham R., Blume F., Bendick R., Gaur V., Geodetic constraints on the translation and deformation of India: implication for future great Himalayan earthquakes, *Curr. Sci.* 74 (3) (1998) 213–229.

[6] Bollinger L., Déformation du Népal, approche sismotectonique et géologique, mémoire de DEA, École normale supérieure et université Paris-Sud, 1999.

[7] Brunel M., Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations, *Tectonics* 5 (1986) 247–265.

[8] Burbank D.W., Leland J., Fielding E., Anderson R.S., Brozovic N., Reid M.R., Duncan C., Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature* 379 (1996) 505–510.

[9] Cattin R., Avouac J.-P., Modelling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal, *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 13389–13407.

[10] Chander R., Interpretation of observed ground level changes due to the 1905 Kangra earthquake, Northwest Himalaya, *Tectonophysics* 149 (1988) 289–298.

[11] Chander R., Southern limits of major earthquake ruptures along the Himalaya between 15°E and 90°E, *Tectonophysics* 170 (1989) 115–123.

[12] Chandra U., Seismotectonics of Himalaya, *Curr. Sci.* 62 (1–2) (1992) 40–71.

[13] Chen W., Molnar P., Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in central Asia, *J. Geophys. Res.* 82 (1977) 2945–2969.

- [14] Chen W.P., Kao H., Seismotectonics of Asia: some recent progress, in: Yin A., Harrison M. (Eds.), *The tectonic of Asia*, Cambridge University Press, 1996, pp. 37–62.
- [15] Cotton F., Campillo M., Deschamps A., Rastogi B.K., Rupture history and seismotectonics of the 1991 Uttarkashi, Himalaya earthquake, *Tectonophysics* 258 (1996) 35–51.
- [16] Delcaillau B., Dynamique et évolution morpho-structurale du piémont frontal de l'Himalaya : les Siwalik de l'Himalaya du Népal oriental, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.* 27 (1986) 319–337.
- [17] DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on current plate motions, *Geophys. Res. Lett.* 21 (1994) 2191–2194.
- [18] Deng Q., Molnar P., Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia, *J. Geophys. Res.* 89 (1984) 6203–6227.
- [19] Dunn J.A., Auden J.B., Gosh A.M.N., Wadia D.N., The Bihar–Nepal earthquake of 1934, *Mem. Geol. Surv. India* 73 (1939).
- [20] Harrison T.M., Copeland P., Kidd W.S.F., Yin A., Taising Tibet, *Science* 255 (1992) 1663–1670.
- [21] Hassani R., Jongmans D., Chéry J., Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 17951–17965.
- [22] Hauck M.L., Nelson D., Brown L.D., Zhao W., Ross A.R., Crustal structure of the Himalayan orogen at 90° east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles, *Tectonics* 17 (1998) 481–500.
- [23] Henry P., Le Pichon X., Goffé B., Kinematic, thermal and petrological model of the Himalayas: constraints related to metamorphism within the underthrust Indian crust and topographic elevation, *Tectonophysics* 273 (1997) 31–56.
- [24] Hirn A., Sapin M., Lépine J.-C., Xu Z.X., Gao E.Y., Teng J.W., Pandey M.R., Himalaya border of Tibet: crustal structure and variability, *Nature* 307 (1984) 23–25.
- [25] Hurtrez J.-E., Lucazeau F., Lavé J., Avouac J.-P., Investigation of the relationship between basin morphology, tectonic uplift and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills (Central Nepal), *J. Geophys. Res.* 104 (1999) 12779–12796.
- [26] Johnson S.Y., Alam A.M.N., Sedimentation and tectonics of the Shylet trough, northeastern Bangladesh, *US Geol. Surv. Open File Report*, 90-314, 1990.
- [27] Jouanne F., Mugnier J.-L., Pandey M.R., Gamond J.-F., Le Fort P., Serrurier L., Vigny C., Avouac J.-P., Oblique convergence in the Himalayas of western Nepal deduced from preliminary results of GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.* 13 (1999) 1933–1936.
- [28] Larson K., Bürgmann R., Bilham R., Freymueller J., Kinematics of the India–Eurasia collision zone from GPS measurements, *J. Geophys. Res.* 104 (1999) 1077–1093.
- [29] Lavé J., *Tectonique et érosion : l'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal central*, thèse, université Paris-7, 1997.
- [30] Lavé J., Avouac J.-P., Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills (Himalaya of central Nepal), *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 5735–5770.
- [31] Lavé J., Avouac J.-P., Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal, *J. Geophys. Res.* (sous presse).
- [32] Lyon-Caen H., Molnar P., Gravity anomalies, flexure of the Indian plate and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga Basin, *Tectonics* 4 (1985) 513–538.
- [33] Métivier F., Gaudemer Y., Tapponnier P., Klein M., Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic, *Geophys. J. Int.* 137 (1999) 280–318.
- [34] Molnar P., The distribution of intensity associated with the 1905 Kangra earthquake and bounds on the extent of the rupture zone, *J. Soc. India* 29 (1987) 221–229.
- [35] Molnar P., A review of the seismicity and rates of active underthrusting and deformation at the Himalaya, *J. Himalayan Geol.* 1 (1990) 131–154.
- [36] Molnar P., Lyon-Caen H., Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins, *Geophys. J. Int.* 99 (1989) 123–153.
- [37] Molnar P., Pandey M.R., Rupture zones of great earthquakes in the Himalayan region, *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth and Planet. Sci.)* 98 (1) (1989) 61–70.
- [38] Mugnier J.-L., Leturmy P., Mascle G., Huyghe P., Chalaron E., Vidal G., Husson L., Delcaillau B., The Siwaliks of western Nepal. I. Geometry and kinematics, *J. Asian Earth Sci.* 17 (1999) 629–641.
- [39] Nakata T., Active faults of the Himalaya of India and Nepal, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 232 (1989) 243–264.
- [40] Nelson K.O., Zhao W., Brown L.D. et al., Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results, *Science* 274 (1996) 1684–1688.
- [41] Oldham R.D., Report on the great earthquake of 12th June 1897, *Mem. Geol. Surv. India* 29 (1899) 1–379.
- [42] Pandey M.R., Tandukar R.P., Avouac J.-P., Lavé J., Massot J.-P., Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal), *Geophys. Res. Lett.* 22 (1995) 751–754.
- [43] Pandey M.R., Tandukar R.P., Avouac J.-P., Vergne J., Héritier T., Seismotectonics of Nepal Himalayas from a local seismic network, *J. Asian Earth Sci.* 17 (1999) 703–712.
- [44] Pêcher A., Déformation et métamorphisme associés à une grande zone de cisaillement, exemple du grand chevauchement central Himalayen (MCT), transversales des Annapurnas et du Manaslu, Népal, thèse d'État, université de Grenoble, 1978, 310 p.
- [45] Rana B.S.J.B., *The great earthquake of Nepal (in Nepali)*, Kathmandu, Nepal, 1935.
- [46] Richter C.F., *Elementary Seismology*, 1958.
- [47] Schelling D., Arita K., Thrust tectonics, crustal shortening and the structure of the far eastern Nepal Himalaya, *Tectonics* 10 (1991) 851–862.
- [48] Seeber L., Armbruster J., Great detachment earthquakes along the Himalayan arc and the long term forecasts, in: Simpson D.W., Richards P.G. (Eds.), *Earthquake Prediction: an International Review*, Maurice Ewing Series 4, Am. Geophys. Un., Washington, DC, 1981, pp. 259–277.
- [49] Srivastava P., Mitra G., Thrust geometrics and deep structure of the outer and lesser Himalaya, Kumaon and Garhwal (India): implications for evolution of the Himalayan fold-and-thrust belt, *Tectonics* 13 (1) (1994) 89–109.
- [50] Tapponnier P., Molnar P., Active faulting and tectonics of China, *J. Geophys. Res.* 82 (1977) 2905–2930.
- [51] Yeats R.S., Nakata T., Farah A., Fort M., Mirza M.A., Pandey M.R., Stein R.S., *The Himalayan Frontal Fault System, Annales Tectonicae (special issue)* 6 (1992) 85–98.
- [52] Zhao W., Nelson K.D., project INDEPTH Team, Deep seismic-reflection evidence continental underthrusting beneath southern Tibet, *Nature* 366 (1993) 557–559.