Déformation Holocène de l'Himalaya du Bhoutan. Apport de la géomorphologie et de la paléosismologie.

Romain Le Roux-Mallouf

▶ **To cite this version:**

Romain Le Roux-Mallouf. Déformation Holocène de l'Himalaya du Bhoutan. Apport de la géomorphologie et de la paléosismologie.. Géomorphologie. Université de Montpellier, 2016. Français. NNT : . tel-02086615

HAL Id: tel-02086615

https://theses.hal.science/tel-02086615

Submitted on 1 Apr 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Collège Doctoral du Languedoc-Roussillon

THÈSE

Pour obtenir le grade de

Docteur

Délivré par l'**Université de Montpellier**

Préparée au sein de l'école doctorale **Gaïa**
Et de l'unité de recherche **Géosciences Montpellier**

Spécialité: **Géomorphologie quantitative et paléosismologie**

Présentée par **Romain Le Roux-Mallouf**

Déformation Holocène de l'Himalaya du Bhoutan. Apport de la géomorphologie et de la paléosismologie.

Soutenue le 10 Novembre 2016 devant le jury composé de

M. Laurent Bollinger	CEA	Examinateur
M. Rodolphe Cattin	Univ. de Montpellier	Directeur de thèse
M. Matthieu Ferry	Univ. de Montpellier	Directeur de thèse
M. Jérôme Lavé	CRPG Nancy	Examinateur
M. Mustapha Meghraoui	Univ. de Strasbourg	Rapporteur
M. Jean-François Ritz	Univ. de Montpellier	Invité
M. Peter van der Beek	Univ. de Grenoble Alpes	Rapporteur

Université Montpellier

Il nous semble, à nous, que notre ascension n'est pas achevée, que la vérité de demain se nourrit de l'erreur d'hier, et que les contradictions à surmonter sont le terreau même de notre croissance.
Nous reconnaissons comme nôtres ceux mêmes qui diffèrent de nous. Mais quelle étrange parenté ! elle se fonde sur l'avenir, non sur le passé. Sur le but, non sur l'origine.
Nous sommes l'un pour l'autre des pèlerins qui, le long de chemins divers, peinons vers le même rendez-vous.

Antoine de Saint-Exupéry - Lettre à un otage

Abstract

The Himalayan arc is one of the most of active intra-continental orogen in the world. Geological explorations of the Himalayas since the late 19th century have emphasized a 2500-km-long roughly cylindrical structure, with striking continuity of main units and thrust faults. However recent geophysical and geological investigations have revealed lateral variations (present-day convergence rates, gravimetry, seismicity, morphology, exhumation rates, and crustal structures).

Over the las centuries, several major earthquakes (Mw $>$ 7.5) have struck the arc and the dramatic effects of the Gorkha earthquake sequence in 2015 point to the important societal dimension. However, both the maximum size and the occurence probability of such earthquakes are still debated. While the kingdom of Bhutan is a key area in the understanding of the whole Himaayan arc, the country is still poorly documented. Long considered as a 350-km-long seismic gap, a single historical account reports a devastating earthquake in AD 1713.

The first part of this thesis focuses on the quantification of vertical deformation along a N-S transect, from the southern-most thrust (The Main Frontal Thrust) to the High Himalaya. In the past three years we have carried out three fieldwork campains during which we sampled different deformation features such as (1) alluvial terraces along the front in order to quantify and the spatial and temporal variation of the Holocene uplift, (2) watershed basins in order to quantify the short term denudation rate ($<$ 20 ky) derived from cosmonuclides ^{10}Be and (3) alluvial terraces hinterland within the Higher Himalaya to quantify the incision rate at longer time scale ($<$ 50 ky).

The second part focuses on the several paleoseismic study along the west and central bhutanese front. Six sites were investigated during three fieldwork campains. Detritic charcoals sampling and modelisation have lead to highlight the occurence of at least five surface-rupturing earthquakes during the last 2700 years. These results demonstrate that the present-day low seismicity rate observed in Bhutan is not representative of the seismic activity at longer time scale. At regional scale, they also take part of a broader discussion on the probability of occurence of a magnitude 9 earthquake along the Himalayan arc.

Résumé

La chaîne Himalayenne est l'un des exemples les plus spectaculaires de déformation active à la surface de notre planète. Bien que les structures lithologiques et tectoniques semblent montrer une cylindricité le long des 2500 km de l'arc Himalayen, de nombreuses études menées principalement au Népal ont permis de mettre en évidence des variations latérales (GPS, gravimétrie, sismicité, morphologie, taux d'exhumation ou structure profonde).

Au cours des derniers siècles, de nombreux séismes majeurs (Mw $>$ 7.5) ont affecté l'Himalaya et le lourd bilan humain du séisme de Gorkha en 2015 indique un aspect sociétal important. Cependant, la taille maximale et la probabilité d'occurrence de ces méga-séismes sont toujours matière à débat. Or, bien qu'étant une zone charnière le long de l'arc, le royaume du Bhoutan reste pas ou peu documenté. Longtemps considéré comme une zone asismique de 350 km de long, un seul écrit historique rapporte l'occurrence d'un séisme dévastateur en 1713.

L'objectif de ce travail de thèse est de quantifier la déformation, à différentes échelles spatiale et temporelle, de l'Himalaya du Bhoutan à travers des études morphotectonique et paléosismologique.

Un premier volet vise à quantifier les mouvements verticaux le long d'un profil N-S allant de la structure la plus frontale (le Main Frontal Thrust) à la haute chaîne. Trois campagnes de terrain ont été réalisées permettant l'échantillonnage de (1) de terrasses alluviales le long du front permettant de quantifier et d'étudier les variations du soulèvement frontal Holocène, (2) de bassins versants pour l'étude de la dénudation court-terme ($<$ 20 ka) dérivée des cosmonucléides (^{10}Be) et (3) de terrasses alluviales dans le Moyen-Pays pour quantifier la dénudation à une échelle de temps un peu plus longue ($<$ 50 ka).

Le second volet de cette étude porte sur différentes études paléosismologiques le long du front ouest et centre Bhoutanais. Trois campagnes de terrain ont permis d'investiguer six sites différents. La datation et la modélisation de charbons détritiques a permis de mettre en évidence l'occurrence de cinq séismes majeurs durant les derniers 2700 ans. Ces résultats montrent que le Bhoutan ne peut pas être considéré comme une zone asismique. A une échelle régionale, l'occurrence de séismes majeurs au Bhoutan participe au débat d'un séisme de magnitude 9 le long de l'arc Himalayen.

Remerciements

A ceux pour qui, ces deux pages n'auraient pas l'effet escompté, je pencherais pour une explication rationnelle : "Entre ce que je pense, ce que je veux dire, ce que je crois dire, ce que je dis, ce que vous voulez entendre, ce que vous entendez, ce que vous croyez comprendre, ce que vous voulez comprendre et ce que vous comprenez, il y a au moins neuf possibilités de ne pas se comprendre" *Werber, B.* Pour les autres...vous esquisserez, je l'espère, un petit sourire...

Rodolphe, merci de m'avoir donné la possibilité et les moyens de participer à ce grand projet. Tes qualités humaines, ta vision de la recherche, de l'enseignement et de la famille m'ont permis de grandir petit à petit. Je n'aurais pas pu trouver meilleure école pour mettre un premier pied dans la recherche et tenter de comprendre comment mettre le deuxième. Merci.
Tu connais pas Sheraf ? C'est un groupe, ils étaient number one. Mais c'est pas le plus important. Matthieu, grâce à toi la morpho et la paléosismologie n'ont (presque) plus (beaucoup) de secrets ! « si c'est à la fois plus jeune et plus vieux, c'est que ça a le même âge...» Merci...
Jeff, merci d'avoir toujours pris le temps, ici ou ailleurs, de papoter, de faire un bloc 3D ou de patauger dans une rivière bhoutanaise en caleçon et en bottes ! Isa (Coutand) et Djordje (Grujic), merci pour votre accueil et votre gentillesse durant ce séjour de l'autre coté de l'atlantique sous 2 mètres de neige, un homard dans l'assiette et la chaleur d'un pub. Claire, Halifax n'aurait pas été pareille sans nos longues discussions à parler de voyages.
Pour ces centaines de kilomètres sur les routes sinueuses du Bhoutan, pour ta gentillesse et ta générosité. Phajo, kadinché la ni gui tsharo, le Bhoutan n'aurait pas eu la même saveur sans toi. Merci à tous les collègues Boutanais.
Pour votre réconfort, votre soutien. Au risque de faire tomber vos couvertures de membres de la secte secrète. Vincent (Godard), merci pour tous ces moments passés ensemble, à jouer avec du sable. C'est quand même incroyable tout ce qu'un quartz peut raconter ! (et merci de m'avoir confirmé qu'un être humain « normalement » constitué pouvait manger un poulet entier au petit déjeuner). György (Hetenyi), merci pour ta gentillesse, ton aide et merci de m'avoir inculqué quelques notions de rigueur Suisse ! Martine, kiwinimalou tachidélé...Merci pour ta patience, ta bonne humeur, tes conseils et pour ces pauses détente en terrasse alluviales !

Pour finir, merci à ceux, au sein de GM, qui font que le labo n'est pas qu'un lieu de travail, mais un lieu de partage et d'échange (de rires, de barbecues et d'apéros...et de bonnes idées !).

Cette thèse n'aurait jamais pu se dérouler dans d'aussi bonnes conditions sans

vous...les copains !
Pour ces midis de discussions et de fous rires, ces foot et ces badmintons endiablés, pour ces soirées au bar ou à danser une mazurka sur le belvédère du Peyrou, pour ces congrès. Merci Audrey, Eunaïsse, Robinette, Cyp, la Gaine, Max, Sev, Carlotta, la Ben, Laïse, Sam, Anita, Bawbara, Alizia, Sven, Sofia, Fab, Olivier, Pujol, José, Yannick, Jean-Luc, Mushegh, Gwladys, Nathalie, Christian, Christelle. Un air de trompette et ciaooo les pizzas !
Pour tous ces voyages, ces fous rires, ces guinguettes. Le comique de répétition n'a plus de secrets ! Bien plus que des piliers de comptoir ! Manoone, Lulu et Loulou, merci les gars (et merci Basile, qui aura prononcé une des seules phrases vraiment censées que j'ai entendu durant ces trois ans...« Tu souris tout le temps, tu dois avoir une énorme boite de légo chez toi !»
Pour tous ces moments, barbecue party, pool party, garden party, soirées party, sports party, qui n'auraient pas eu la même saveur sans tous ces fous rires ! Philippe, Tommy, Marion, Lamia, Sarah, BB, Je ne vous remercie pas pour ma fin de thèse, on est d'accord !
Le temps passe, on en aura croisé des gens, la plupart n'auront fait que passer, mais de chez nous, personne ne manque à l'appel. Ben, Alice, ma Nine, Raquel, Renard, Flo, Matoo, Mr Soliveres, Le Rouquin, Emi, Le Blond, Emi, Tof, Typh, Touc, Amel, Edith le petit michel, Guigui, Denise, Alex, Chasseur, Benet, Lolo, Lolo, Pierro, Astrou, Cécile, Aurore, Alex, 26 ans qu'on partage des souvenirs ! La vie aurait été bien différente si on l'avait pas passée tous ensemble. Merci pour tout.
En parlant de famille. Je finirais par vous, qui m'avez fait grandir. Hélène, Marie, Gabriel et Robert et toute ma famille. Merci.
Pour avoir lu le manuscrit mot par mot. Merci d'avoir pris soin de nous depuis toujours. Charles (et Anaïs !), merci. Alors tiens ! Ton dollar, ta banane mon pote, voilà. Salut et marche à l'ombre !
Alors que j'ai la chance d'arpenter le monde à travers tous ces voyages, mes ailes ne me serviraient pas à grand-chose sans mes racines. Vous êtes mon réconfort, mon coin de paradis, la maison du bonheur. Merci papa et maman de m'avoir fais découvrir la vie de cette façon, avec autant de sourires et de générosité. Merci...
Toi t'as rien choisi du tout...à part te faire voler tes tartines. Une enfance, c'est bien...à deux c'est beaucoup plus rigolo ! Thib (et Manon !), merci pour tout. Ça va bien se passer, j'ai confiance en toi ! À la santé de l'homme en rouge !
Et enfin, pour me soutenir tous les jours, me donner le sourire et illuminer mes journées au quotidien, merci Clémence.

TABLE DES MATIÈRES

Abstract 5
Résumé 6
Remerciements 7

1 Introduction générale **13**
1.1 Spécificités de l'Himalaya du Bhoutan 18
1.1.1 Structures de surface et topographie 18
1.1.2 Unités lithologiques 20
1.1.3 Mise en place et chronologie des structures 23
1.1.4 Activité du MFT 25
1.2 Problématique générale de la thèse 25

I Quantification des mouvements verticaux dans l'ouest Bhoutan **29**

2 Introduction et méthodes **31**
2.1 Introduction 33
2.2 Les isotopes cosmogéniques 35
2.2.1 De l'atmosphère à la surface 35
2.2.2 L'influence du champ magnétique 36
2.2.3 Isotopes cosmogéniques in situ 37
2.2.4 Taux de production et corrections 37
2.3 Du sédiment au taux de dénudation 38
2.3.1 Principe 38
2.3.2 Analyse des sédiments détritiques 38
2.3.3 Extraction des concentrations en ^{10}Be des sédiments 40

2.3.4 Signification des taux de dénudation 41

3 GRL **43**

4 Court terme et long terme **73**

4.1 Introduction 75

4.2 Comparaison de la dénudation Holocène et l'exhumation long-terme 75

4.2.1 Les données 78

4.2.2 Influence du rebond post-glaciaire 82

4.2.3 Influence de la morphologie 85

4.2.4 Influence des duplex 86

4.2.5 Conclusions et perspectives 86

4.3 Comparaison de la dénudation Holocène et des données de géodésie 86

4.4 Conclusions de ces différentes études 91

5 Taux d'incision **93**

5.1 Les terrasses alluviales : un marqueur enregistrant la déformation . 96

5.2 Les méthodes de datation 101

5.2.1 La datation par ^{14}C 101

5.2.2 La datation par ^{10}Be 103

5.2.3 La datation OSL (Optically Stimulated Luminescence) . . . 105

5.3 Incision au centre de la chaîne 107

5.3.1 Introduction 107

5.3.2 Les terrasses alluviales au centre de la chaîne 109

5.3.3 Étude des points d'inflexion 114

5.4 Quantification des mouvements verticaux au front 117

5.4.1 Piping et Lhamoyzingkha 117

5.4.2 Site d'étude de Sarpang 134

5.4.3 Phuentsholing et le linéament de Goalpara 136

5.4.4 Site d'étude de Menchu 140

5.4.5 Site d'étude de Bangtar 142

5.4.6 Comparaison avec d'autres études 146

5.4.7 Taux de soulèvement et de raccourcissement Holocène 148

II Paléosismologie **155**

6 Les séismes passés **157**

6.1 Comprendre les séismes passés 159

6.1.1 Introduction . . . 159
6.1.2 Les marqueurs des séismes passées . . . 162
6.1.3 Et l'arc Himalayen dans tout ça ? . . . 166
6.2 Papier JGR . . . 171
6.3 Études de reconnaissance entre Lhamoyzingkha et Piping . . . 227
6.3.1 Site de Lhamoyzingkha . . . 231
6.4 Entre Lhamoyzingkha et Piping . . . 233
6.4.1 Chokott Creek . . . 234
6.4.2 Peacock Creek . . . 238
6.5 Tranchée de Piping . . . 243

7 Conclusions et perspectives 265
7.1 Synthèse et discussions . . . 267
7.2 Perspectives . . . 271
7.2.1 Relation intensité, magnitude, déplacement de surface, longueur de rupture . . . 271
7.2.2 Étude de la zone de déformation du MFT sur le site de Piping 272
7.2.3 Étude petro-structurale d'une roche de faille . . . 272
7.2.4 Des études morphotectoniques et paléosismologiques supplémentaires . . . 282
7.2.5 Imagerie géophysique de proche surface . . . 284
7.2.6 Dépôt de faible énergie dans le Moyen-Pays et déstabilisation des versants . . . 285

Bibliographie 288

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Dzong de Paro

Bhutan could become like any other country, but no other country could become like Bhutan

John Wehrheim - Bhutan : Hidden Lands of Happiness

Sommaire

1.1 Spécificités de l'Himalaya du Bhoutan 18
1.1.1 Structures de surface et topographie 18
1.1.2 Unités lithologiques 20
1.1.3 Mise en place et chronologie des structures 23
1.1.4 Activité du MFT 25
1.2 Problématique générale de la thèse 25

La chaîne Himalayenne (du sanskrit *hima* (neige) et *alaya* (demeure), littéralement « *demeure des neiges* »), s'étend sur plus de 2400 km de long et de 250 km à 400 km de large (Fig. 1.1). Elle abrite les reliefs émergés les plus hauts sur terre avec 14 sommets culminants à plus de 8000 m d'altitude, dont le mont Everest (en tibétain « *Chomolungma* », en népalais « *Sagarmatha* ») à 8848 m et sépare le sous-continent indien du plateau tibétain.

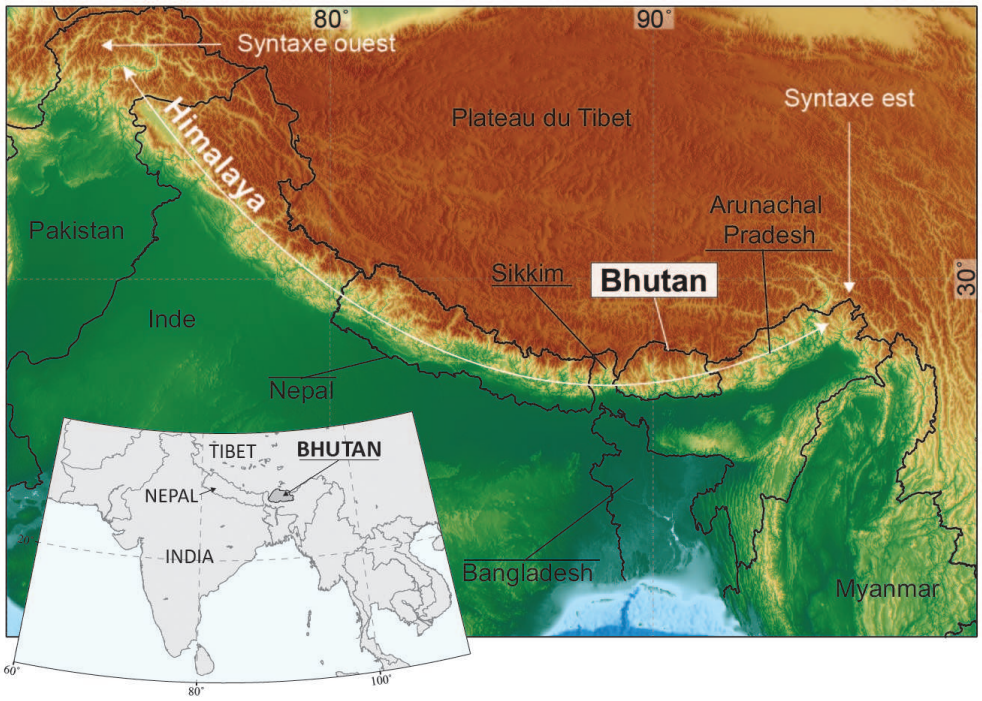


FIGURE 1.1 – Carte de contexte simplifiée de la chaîne Himalayenne et du Bhoutan. Carte topographique [SRTM 90 m, Farr and Kobrick, 2000]

Elle s'étend sur plusieurs pays dont l'Afghanistan et le Pakistan au niveau de sa syntaxe ouest (terminaison ouest de la chaîne) et la Chine et le Myanmar pour sa syntaxe est. Enfin, elle occupe le relief principal des états indien, à l'ouest (Jammu, Cachemire, Himachal Pradesh et Uttarakhand), au centre et à l'est avec la région du Sikkim et de l'Arunachal Pradesh (Fig. 1.1).

Durant les dernières décennies, de nombreuses études, essentiellement basées au Népal Central, ont permis de mieux comprendre la dynamique de cette région.

La chaîne Himalayenne est le résultat de la collision entre la plaque Indienne et la plaque Eurasie [e.g. Powell and Conaghan, 1973]. Il y a 120-130 Ma, suite à la dislocation du Gondwana [Metcalfe, 1996], le déplacement de la plaque Indienne vers le nord, à une vitesse de ∼15 cm/an a entraîné la subduction progressive d'une portion de l'océan Téthys [Dercourt et al., 1993]. La reconstruction du mouvement de l'Inde par rapport à l'Eurasie montre une diminution brutale du taux

de convergence vers 50 Ma. Ce changement brutal de vitesse, de ∼10 cm/an à ∼5 cm/an [e.g. Guillot et al., 2003; Molnar and Stock, 2009], provient de la mise en subduction de la marge continentale passive Indienne au contact de la marge active Eurasiatique. Cette collision continentale a commencé à l'ouest avant de migrer vers l'Est [e.g. Rowley, 1996; De Sigoyer et al., 2000; Ding et al., 2005] (Fig. 1.2).

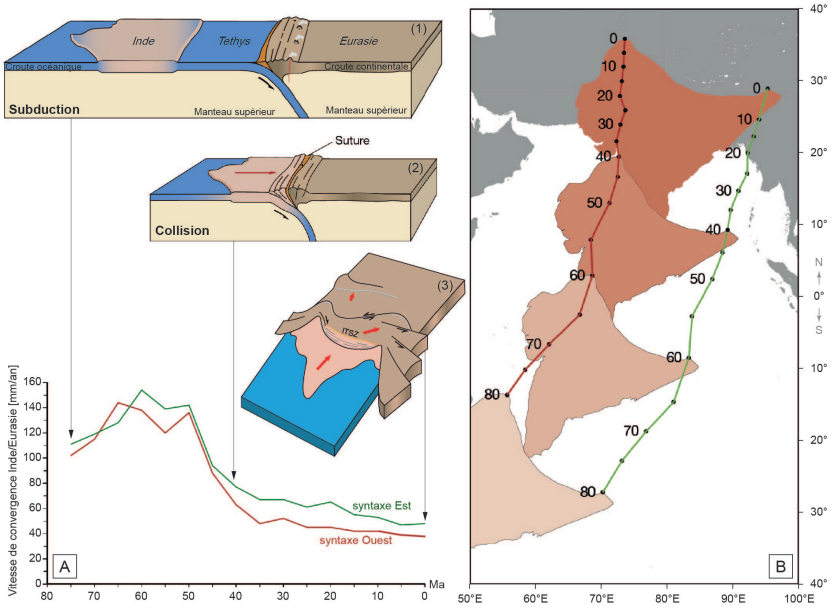


FIGURE 1.2 – Vitesse de convergence de l'Inde par rapport à l'Asie au cours du temps. La ligne rouge correspond à la position de la syntaxe ouest (extrémité ouest de la suture) et la ligne verte à l'extrémité est. Les schémas géodynamiques illustrent (1) la subduction océanique de la Téthys sous le continent asiatique (∼80 Ma), (2) l'entrée en subduction de la marge continentale indienne et (3) les effets actuels de la collision Inde-Eurasie. Modifié d'après Malavieille et al. [2002]

Evoqué par Argand [1924], il aura fallu attendre près d'un siècle pour imager de manière claire le phénomène de sous-plaquage du continent Indien sous l'Eurasie sur plus de 450 km au nord du front Himalayen. Depuis le début de la collision continentale, le raccourcissement total estimé par la reconstruction du mouvement relatif des plaques Indienne et Eurasiatique est de 2600 ± 900 km dont 1700 ± 600 km sont liés à la déformation du bloc Eurasiatique [Patriat and Achache, 1984; Achache et al., 1984; Besse and Courtillot, 1988] et le reste par le raccourcissement Himalayen [Le Pichon et al., 1992; Dupont-Nivet et al., 2010]. Ce raccourcissement entraîne des taux de convergence, au travers de l'Himalaya, de l'ordre de 15-20 mm/an, déterminés par GPS au travers de la chaîne [Bilham et al., 1997; Larson et al., 1999; Jouanne et al., 2004; Bettinelli et al., 2006; Jade et al., 2007; Mukul et al., 2010; Ader et al., 2012; Vernant et al., 2014]. L'accommodation de cette déformation se fait par deux phénomènes principaux, (1) l'épaississement crustal et (2) l'extrusion latérale [Molnar and Tapponnier, 1975].

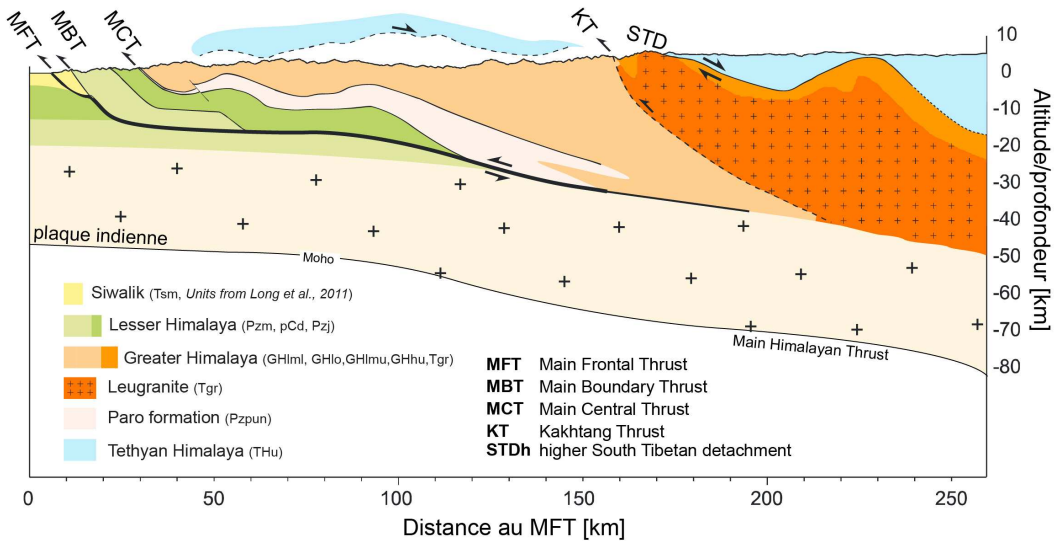


FIGURE 1.3 – Coupe géologique simplifiée de l'ouest Bhoutan, à la longitude 90 ° modifiée d'après Coutand et al. [2014]

À l'échelle des temps géologiques, il a été clairement établi que ce raccourcissement est accommodé le long de chevauchements crustaux à vergence sud incluant, du nord au sud, (1) le Kahktang Thrust (KT), (2) le Main Central Thrust (MCT), (3) le Main Boundary Thrust (MBT) et (4) le Main Frontal Thrust (MFT). Ces structures se retrouvent tout le long de l'arc Himalayen et viennent s'enraciner, en profondeur, sur un décollement commun : le Main Himalayan Thrust (MHT) [Gansser, 1964] (Fig. 1.3).

Sur une échelle de temps plus courte, l'observation des terrasses alluviales et les mesures GPS principalement au Centre et Est Népal indique que le raccourcissement actuel est presque entièrement accommodé le long du MFT au front [Lavé and Avouac, 2000, 2001; Ader et al., 2012; Paul Burgess et al., 2012; Berthet et al., 2014].

La majeure partie de ces contraintes, accumulées lors du chargement intersismique, est relâchée à travers des séismes majeurs qui s'initient aux alentours de la transition plat/rampe du MHT, sous l'unité du Haut Himalaya et se propagent vers le sud le long du MHT pouvant, pour les séismes les plus importants, aller rompre la surface au niveau du MFT [Cattin and Avouac, 2000].

Cependant, plusieurs zones Himalayennes restent peu documentées. Ainsi, bien qu'étant au cœur de l'Himalaya, le royaume du Bhoutan reste peu étudié. Cette thèse cherche à combler en partie cette lacune. Elle s'inscrit dans une problématique régionale de compréhension du cycle sismique de l'arc Himalayen en étudiant les déformations à différentes échelles temporelles et spatiales de l'Himalaya du Bhoutan. Cette zone montre des spécificités qui sont ici rappelées.

1.1 Spécificités de l'Himalaya du Bhoutan

1.1.1 Structures de surface et topographie

Comme pour le reste de l'arc Himalayen, on peut distinguer au Bhoutan 4 unités principales (1.4). Du sud au nord, on retrouve :

- les plaines du Gange et du Brahmapoutre, présentant une faible altitude (100 à 200 m),
- le piémont et le Moyen-Pays correspondant à une zone d'une centaine de km et dont l'altitude croit régulièrement avec une moyenne de l'ordre de 2000 m. Le Moyen-Pays de l'Himalaya Bhoutanais s'exprime beaucoup moins qu'au Népal,
- la Haute chaîne, zone de très forts reliefs, est constituée par les plus hauts sommets Himalayens de 7000 m et 8000 m. Large d'environ 50 km, son altitude moyenne est de 5000 km et sa topographie marquée par des versants à très fortes pentes.

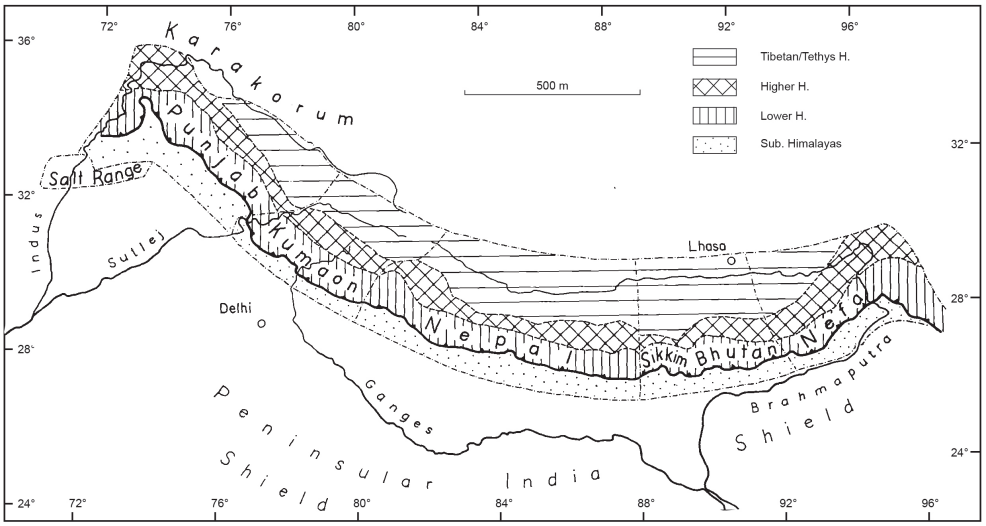


FIGURE 1.4 – Carte géologique de l'Himalaya montrant la cylindricité de la chaîne Himalayenne, modifiée d'après Gansser [1964]

.

Les études de géomorphologique structurale et lithologique de Duncan et al. [2003] ont montré des variations topographiques importantes à travers des profils N/S, perpendiculaires à la chaîne, principalement au niveau de la transition topographique entre le moyen-pays et la Haute chaîne appelée PT2 [Hodges et al., 2001]. En effet, bien visible au Népal (Fig. 1.5) à une centaine de kilomètres du front, cette transition majeure à 2000 m d'altitude, marquant le début de la haute chaîne, n'est pas visible comme telle sur le profil Bhoutanais.

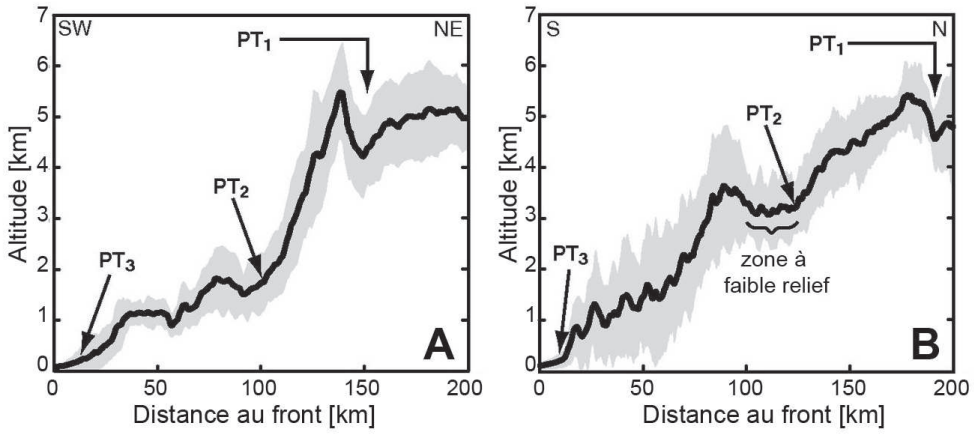


FIGURE 1.5 – Profils topographiques pour (A) le centre Népal et (B) le centre Bhoutan. les lignes noires illustrent l'élévation moyenne d'une bande de 30 km de large. La région grisée représente l'écart-type à 2σ de la moyenne. PT_1 : transition topographique 1 ; PT_2 : transition topographique 2 ; PT_3 : transition topographique 3. Modifié d'après Adams et al. [2013].

A une centaine de kilomètres du front, l'altitude du Bhoutan est déjà de 3500 m et forme une barrière orogénique importante induisant des précipitations très faible au delà de cette limite et une morphologie particulière de 50 de km de large présentant des pentes locales relativement faibles (Fig. 1.6).

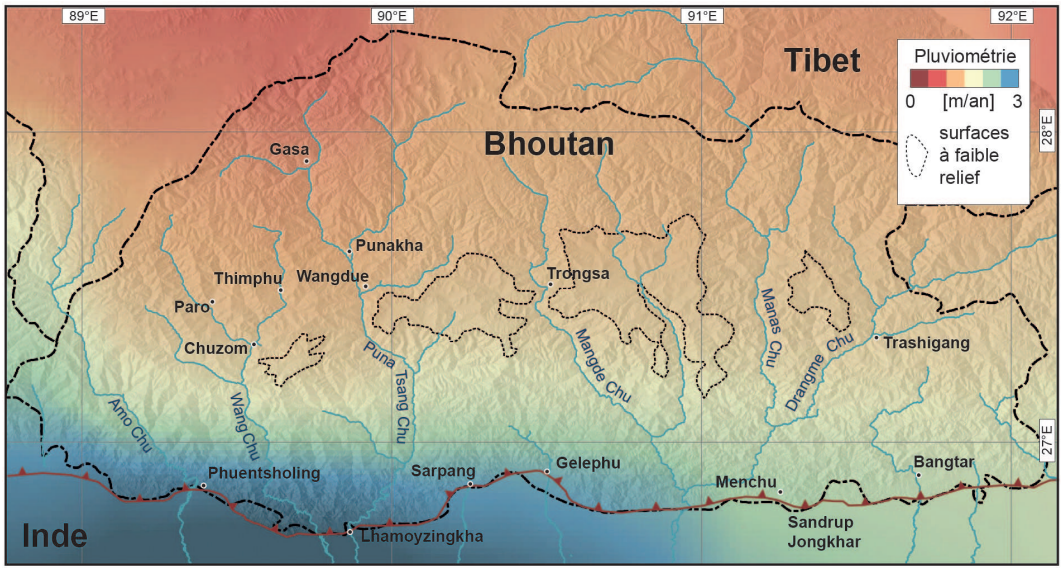


FIGURE 1.6 – Carte de pluviométrie du Bhoutan d'après Bookhagen and Burbank [2006]. Les zones en pointillées correspondent aux zones à faibles reliefs

L'origine et l'âge de cette zone de faible relief marquée par de grandes surfaces plates perchées à plus de 3000 m d'altitude sont toujours débattues. Plusieurs études ont suggéré des explications sur l'origine de ces surfaces :

1. Grujic et al. [2006] ont proposé que ces surfaces résultent d'un soulèvement

régional Pliocène à Quaternaire sous un climat plus humide en réponse à une chute du taux d'érosion causée par une diminution des précipitations plutôt qu'une origine tectonique.

2. Plus récemment, Adams et al. [2013, 2015] proposent une explication tectonique, en relation avec la PT2 et la formation récente d'un duplex en profondeur.

A une échelle plus large, cette discussion participe à la compréhension des mouvements verticaux le long de l'arc. Depuis une vingtaine d'années, l'interaction dans les chaînes de montagne entre la géométrie des structures en profondeur, les mouvements verticaux et l'érosion associée a été étudiée à l'aide de différents jeux de données, incluant des données d'exhumation, de dénudation ou d'incision, et de modélisations numériques et analogiques [Avouac and Burov, 1996; Cattin and Avouac, 2000; Willett et al., 2001; Konstantinovskaia and Malavieille, 2005].

Une attention toute particulière sera donc portée sur la quantification des mouvements verticaux au Bhoutan.

1.1.2 Unités lithologiques

Pour comprendre l'implication des structures en profondeur sur la dynamique de la chaîne, il est important de comprendre leur mise en place et leur évolution au cours du temps.

Toutes les structures majeures du Bhoutan ont été cartographiées principalement par Gansser [1983]; McQuarrie et al. [2008]; Grujic et al. [2011].

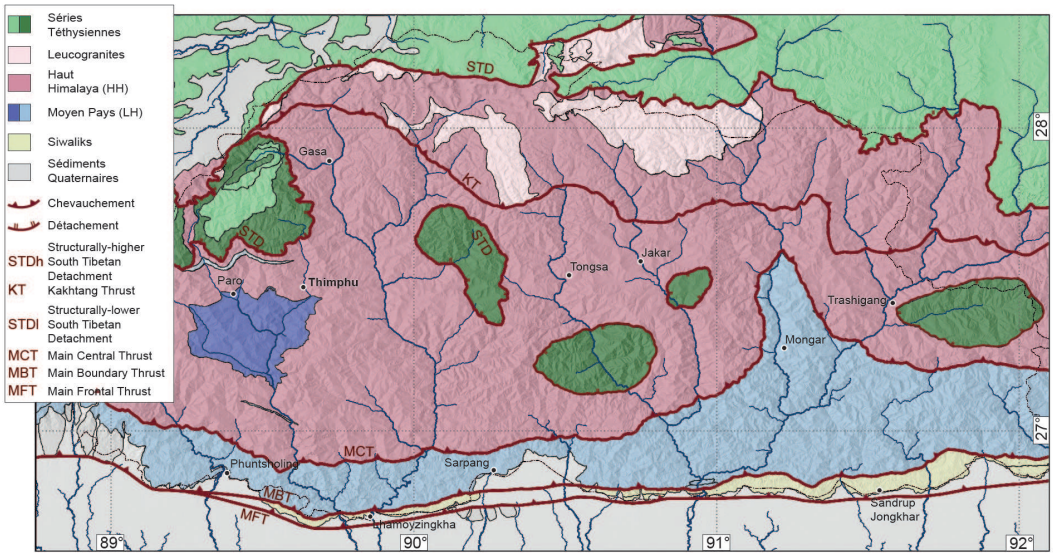


FIGURE 1.7 – Carte géologique simplifiée d'après Mackey and Roering [2011] et références incluses.

Le Bhoutan, approximativement de la taille de la Suisse, présente une topographie très variée, allant de 300 m à la frontière avec l'Inde à plus de 7500 m pour les sommets qui marquent au nord la frontière avec le Tibet. Limité au sud par la Main Frontal Thrust (MFT) et au nord par la suture de l'Indus-Tsangpo, le prisme orogénique est composé d'une série de failles crustales séparant 4 domaines géologiques qui contrôlent en partie la topographie de l'Himalaya du Bhoutan (Fig. 1.7), incluant du sud au nord :

- Les Siwaliks ou Bas-Himalaya, sont constitués de dépôts Miocène à Quaternaire des bassins d'avant-pays, plissés lors de la propagation frontale de la déformation. Elles sont constituées d'une alternance de grès, argile et conglomérats et forment la bordure nord des bassins d'avant-pays actuels. Ce groupe des Siwaliks est divisé en trois sous parties, inférieur, moyen et supérieur [Nautiyal et al., 1964; Jangpangi, 1974; Gansser, 1983; McQuarrie et al., 2008; Long and McQuarrie, 2010]. À l'est du pays, du coté de Samdrup Jongkhar, les trois unités sont à l'affleurement avec une épaisseur totale de 5.6 km [Long and McQuarrie, 2010]. Au centre-est Bhoutan, du coté de la Manas Chu, seuls les Siwaliks inférieurs et moyens sont présents avec une épaisseur moyenne de 2.3 km. Au centre-ouest, aux exutoires de la Wang Chu et de la Puna Tsang Chu, seule l'unité moyenne est à l'affleurement avec une épaisseur inférieure au km. La faible épaisseur des Siwaliks à l'ouest Bhoutan implique une épaisseur très faible du bassin d'avant-chaîne. Cette faible épaisseur est visible principalement devant la partie centre et est du Bhoutan, où la morphologie met à l'affleurement, au milieu du bassin d'avant-pays, des reliefs correspondant à la plaque indienne.

- Le Moyen-Pays ou Lesser Himalaya (LH), composé principalement par des roches sédimentaires précambriennes déposées sur la marge Indienne avec localement des zones de carbonates [Gansser, 1964; Schelling and Arita, 1991; Upreti, 1999; Yin et al., 2006]. Durant l'orogénèse Himalayenne, la majorité des roches a subi un métamorphisme de faible degré (faciès des schistes verts) [Gansser, 1964; Stocklin, 1980; Schelling and Arita, 1991]. Les roches du LH ont subi des déformations internes principalement par un chevauchement à vergence sud, le Main Boundary Thrust, (MBT) le long duquel elles chevauchent les Siwaliks. Il est divisé en deux unités stratigraphiques : le paleo-protérozoique inférieur et le Néoprotérozoic-paléozoic supérieur [McQuarrie et al., 2008; Mackey and Roering, 2011]. L'unité Néoportérozoic-

paléozoic supérieure est divisée en trois, le groupe de Baxa, la formation de Jaishidanda et la formation de Paro. Stratigraphiquement, l'unité de Baxa est séparée des Siwaliks par le MBT, à quelques kilomètres au nord du MFT. La zone LH est séparée des unités du Haut Himalaya (HH) par le STD (Fig. 1.8) [Grujic et al., 2002].

- Le Haut Himalaya ou Higher Himalaya (HH), constitué par des métasédiments du Protérozoïque supérieur au Cambrien intrudés par des complexes cristallins syn-orogéniques [Gansser, 1983]. Cette série est principalement composée par des orthogneiss, paragneiss, les formations métasédimentaires de la fenêtre de Paro, migmatite et leucogranite. Ce domaine recouvrant le LH le long du Main Central Thrust (MCT) [Gansser, 1964] constitue pour la majeure partie des plus hauts sommets Himalayens.

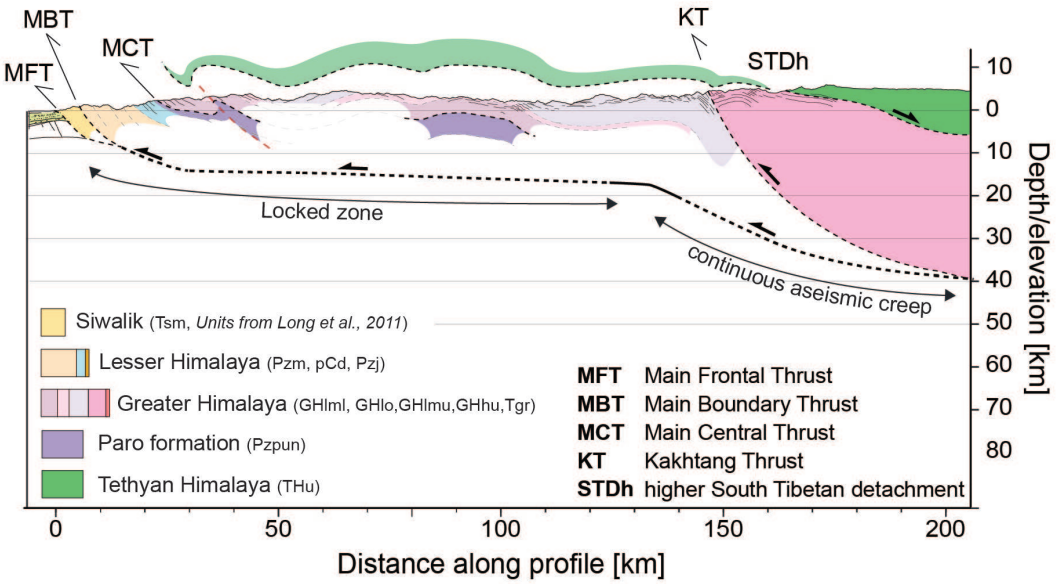


FIGURE 1.8 – Coupe géologique et structurale de l'ouest du Bhoutan le long d'un profil nord-sud. Les différentes structures, lithologies correspondent à la carte géologique de Mackey and Roering [2011] et références incluses. Les différents pendages en surface sont extraits des études de Gansser [1964, 1983]

- Les séries Téthysiennes Himalayennes (TH) sont constituées de roches sédimentaires silicoclastiques et carbonatées déposées sur la marge Indienne entre le Cambrien et l'Eocène. Structuralement au-dessus des roches du Haut Himalaya, on les retrouve entre la suture de l'Indus Tsangpo et les hauts sommets Himalayens où elles sont délimitées par la faille normale du sud Tibet (STD) [Burg et al., 1983; Burchfiel et al., 1992]] mais également bien visibles sous forme de klippes plus au sud. La déformation à vergence sud de la zone des séries Téthysiennes a commencé durant l'Éocène avec

l'initiation de la subduction de la plaque Indienne sous l'Asie [Powell and Conaghan, 1973].

1.1.3 Mise en place et chronologie des structures

Les deux principaux moteurs de la mise en place des structures semblent être constants depuis le début de la déformation [Hirschmiller et al., 2014] à travers (1) le taux de convergence entre la plaque Indienne et la plaque Eurasiatique stable depuis environ 11 Ma [Molnar and Stock, 2009] et (2) la mousson Indienne qui contribue à la majeure partie des précipitations en Himalaya, présente depuis au moins 13.5 Ma [Dettman et al., 2003]. Le paragraphe suivant décrit la chronologie de mise en place du MCT, MBT et MFT.

- Main Central Thrust
  Dans son ensemble, le fonctionnement de l'arc Himalayen débute au Miocène Inférieur [Hubbard and Harrison, 1989; Hodges et al., 1996]. Pour le Bhoutan, quelques données sont accessibles pour contraindre l'âge de fonctionnement du MCT. A l'est Bhoutan, basé sur des datations sur monazites sur des gneiss HH et des schistes LH collectés immédiatement de part et d'autre du contact, Daniel et al. [2003] proposent un fonctionnement entre 22 et 16 Ma. A l'ouest Bhoutan, la structure du MCT présente un plissement à grande échelle bien plus important qu'à l'est, permettant l'exhumation de fenêtre comme la fenêtre de Paro. Cette géométrie complexe offre une opportunité unique pour documenter la magnitude du déplacement et l'âge du déplacement de la structure. Une étude de Tobgay et al. [2012], également sur des datations sur monazites, montre que le fonctionnement du MCT est compris entre 20.8 ± 1.1 et 15 ± 2.4 Ma. A travers la restauration de coupes équilibrées, le déplacement cumulé associé est de $\sim$230 km (Fig. 1.9). L'initiation est donc légèrement plus tardive à l'ouest Bhoutan. Plus au nord, le chevauchement de Kakhtang a une activité hors-séquence aux alentours de 15 Ma [Grujic et al., 2002; Daniel et al., 2003] contemporain à la mise en place d'un duplex dans le LH venant plisser le HH à environ 120 km du front actuel. A partir de 10 Ma, le raccourcissement est principalement accommodé par la formation d'un duplex dans la formation de Baxa (LH) [McQuarrie et al., 2008; Tobgay et al., 2012] exhumant la fenêtre de Paro à l'ouest du Bhoutan, bien visible sur la carte géologique.

- Main Boundary Thrust

L'âge de fonctionnement du MBT dans l'Himalaya central est beaucoup moins bien contraint. Deux hypothèse sont proposées, incluant (1) un début de fonctionnement aux alentours de 11 Ma à partir d'un changement de variations de vitesse et de nature des dépôts dans les remplissages sédimentaires des bassins d'avant-pays [Meigs et al., 1995] ou (2) un début de fonctionnement après 5 Ma basé sur l'apport en sédiments clastiques grossiers dans les dépôts Siwaliks correspondant aux conglomérats Siwaliks supérieurs [DeCelles et al., 1998].

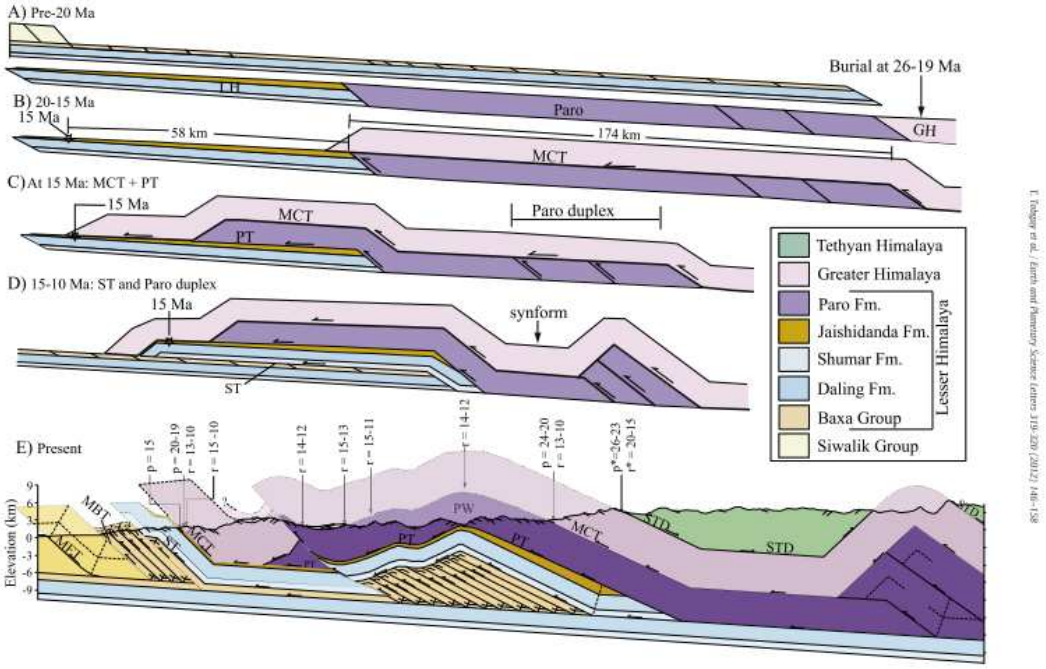


FIGURE 1.9 – Restauration en séquence de coupes équilibrées illustrant le raccourcissement accommodée à l'ouest Bhoutan par les structures principales, le STD, ST, MCT, MBT et MFT. **A :** Distribution des séries LH et GH avant 20 Ma. **B :** Déplacement le long du MCT entre 20 et 15 Ma. **C et D :** Déplacement continu le long du Shumar Thrust (ST) et développement du duplex de Paro entre 15 et 10 Ma. **E :** Coupe géologique équilibrée à travers l'ouest Bhoutan. Modifié d'après Tobgay et al. [2012]

- Main Frontal Thrust

  Plus tardivement, le MFT aurait été initié aux environs de 2.4 à 1.8 Ma [Mugnier et al., 2004] et correspond au front actif actuel. Des données de thermochronologie détritique sur des sédiments Siwaliks le long du MFT datent un début d'exhumation à environ 2 Ma à l'ouest et au centre Népal [van der Beek et al., 2006] et environ 1 Ma en Arunachal Pradesh [Chirouze et al., 2013].

  L'Himalaya du Bhoutan est le seul segment caractérisé par une structure active dans la partie crustale d'avant-chaîne, le plateau du Shillong. Depuis le début de l'accommodation du raccourcissement par les structures

frontales (appelées FTB pour fold-and-thrust belt, Avouac [2003]), les vitesses GPS de convergence observées au Bhoutan ne sont pas plus faibles que celles observées le long de l'arc [Stevens and Avouac, 2015].

1.1.4 Activité du MFT

L'activité actuelle du MFT est principalement montrée à travers différentes études géomorphologiques au centre Népal et une étude préliminaire au Bhoutan :

- Les datations associées aux terrasses alluviales au front de la chaîne ont permis de mettre en évidence un soulèvement d'environ 1.5 cm/an couplant (1) l'incision de la rivière et (2) la sédimentation des rivières associées [Lavé and Avouac, 2000, 2001; Mugnier et al., 2004; Berthet et al., 2014].
- L'analyse paléosismologique de ruptures de surface observées mettant en évidence des soulèvements plus ou moins importants allant de quelques mètres à une dizaine de mètres pour le(s) séisme(s) majeurs ayant rompu une grande partie de l'arc Himalayen [Upreti, 1999; Nakata et al., 1998; Kumahara and Jayangondaperumal, 2013; Lave, 2005; Kumar et al., 2010; Mugnier et al., 2013; Sapkota et al., 2013; Berthet et al., 2014]

1.2 Problématique générale de la thèse

Les explorations géologiques de l'Himalaya, depuis la fin du 19^{eme} siècle, ont donc souligné la cylindricité de la chaîne avec une continuité et une similarité des principales unités et structures [e.g. Gansser, 1964; Le Fort, 1975]](Fig. 1.10).

Plus récemment, de nombreux réseaux instrumentaux ont été mis en place pour apporter de nouvelles contraintes sur la structure et les déformations associées comme par exemple, obtenir une meilleure distribution spatiale des déformations intersismiques [Ader et al., 2012], localiser la sismicité [Pandey et al., 2015] ou encore imager les structures crustales [Nábelek et al., 2009] à l'échelle de l'arc Himalayen.

De récentes études géophysiques et géologiques ont montré des variations de la structure crustale (Fig. 1.10) [McQuarrie et al., 2008; Hirschmiller et al., 2014; Harvey et al., 2015], de la topographie [Duncan et al., 2003], des taux d'exhumation long terme [Robert et al., 2011], de la sismicité [Bollinger et al., 2004; Gahalaut et al., 2011] ou encore, du taux de raccourcissement actuel [Chen, 2004; Meade, 2007].

Le Bhoutan, au centre-est de la chaîne, reste très mal documenté et l'étude des déformations récentes de cette zone est un point clé dans la compréhension des

variations latérales de la déformation de l'ensemble de l'arc Himalayen notamment pour (1) apporter de nouvelles contraintes sur les interactions entre tectonique et processus de surface à différentes échelles de temps et (2) approfondir la compréhension du cycle sismique.

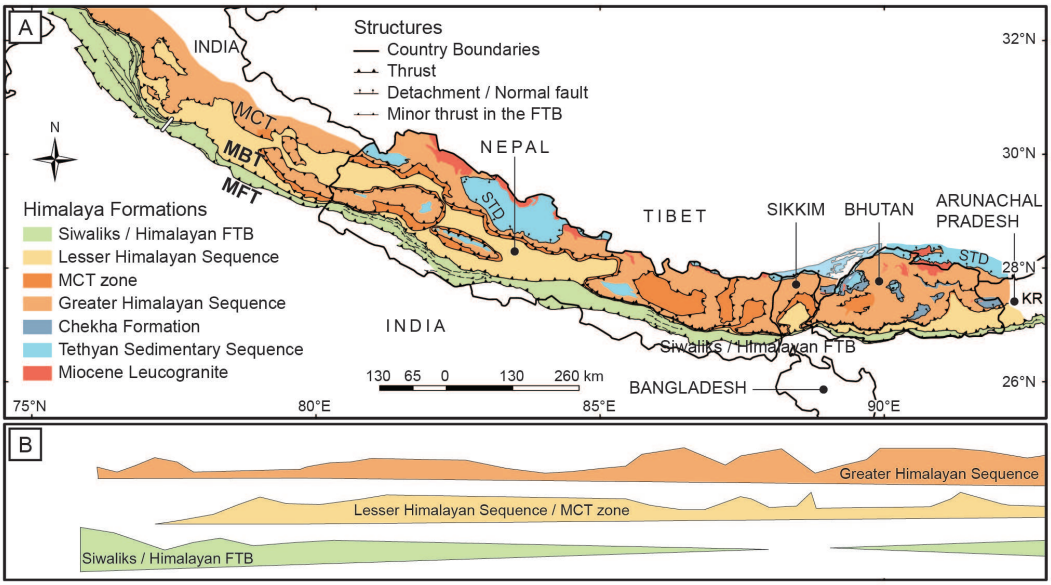


FIGURE 1.10 – Variation latérale de la lithologie le long de l'arc Himalayen. **A :** Carte géologique de l'Himalaya modifiée d'après Hirschmiller et al. [2014], ainsi que les auteurs qui y sont cités. **B :** Représentation schématique des épaisseurs relatives du GHS : Great Himalayan Sequence, LHS : Lower Himalayan Sequence et Siwaliks, le long de l'arc Himalayen

En effet, apporter de nouvelles contraintes sur l'occurrence (où et quand) de séismes majeurs est un enjeu sociétal fort dans une région fortement peuplée comme la région Himalayenne. Le lourd bilan humain causé par le séisme de Gorkha en février 2015 est un tragique exemple de ce qui est considéré comme le pire désastre naturel au Népal depuis le séisme de Bihar-Népal en 1934 [Ministry of Home Affairs, 2015].

Plusieurs questions fondamentales, pour la compréhension de la géodynamique de l'arc Himalayen, restent donc en suspens et font l'objet de ce travail de thèse :

- Quelle est la géométrie des structures crustales sous le Bhoutan ?
- Est-ce que la géométrie des structures en profondeur a un impact sur la taille et la distribution des séismes ?
- Quel est l'impact de la géométrie des structures profondes sur la variation Holocène de la topographie (soulèvement tectonique, variation des taux de dénudation) ?
- Est-il possible de générer des méga-séismes (magnitude 9) le long de l'arc Himalayen ?

- Qu'est ce qui contrôle la segmentation des séismes majeurs le long de l'arc ?
- Quel est l'effet à court terme et à long terme de la segmentation dans la dynamique et la propagation de la rupture lors de séismes majeurs ?
- Peut-on coupler différents jeux de données représentatifs d'échelles de temps différentes pour une compréhension globale des mécanismes ?

La réponse à ces questions est complexe et nécessite de dresser une étude s'intéressant aux différentes relations entre tectonique, processus de surface et climat à différentes échelles de temps et différentes échelles spatiales. Pour être cohérent et faciliter la compréhension de la lecture pour les changements d'échelle de temps, les termes employés seront définis comme suit :

Très court terme sera employé pour des échelles de temps « instantanées »correspondant aux données GPS.

Holocène correspond à une période définie par l'échelle stratigraphique de référence s'étalant de -12000 ans à l'actuel.

Court terme sera employé pour définir une période de temps allant de 20000 ans à l'actuel. Ce terme est défini principalement pour l'étude de dénudation dérivée des isotopes cosmogéniques.

Moyen terme sera employé pour une gamme d'âge allant de ∼12000 ans à 1 Ma.

Long terme (ou temps géologiques) sera employé pour des âges supérieurs au million d'années.

Cette étude s'appuie principalement sur une approche en géomorphologie quantitative, couplant différentes méthodes incluant (1) la morphotectonique (qui a pour but de quantifier l'impact des forçages tectonique et climatique sur l'évolution de la morphologie) et (2) la paléosismologie (l'étude des séismes passés).

Nous nous intéressons ici principalement à un profil N-S au travers de la partie ouest du Bhoutan et à l'ensemble du front Himalayen Bhoutanais, avec pour objectif d'apporter de nouvelles contraintes sur la compréhension de ces interactions mais également de remettre ces résultats dans un contexte régional portant sur l'étude des processus de propagation et d'évolution de la déformation le long de l'arc Himalayen. Ce travail s'inscrit dans un projet ANR (BhutanNepal) qui s'intéresse à l'étude des variations latérales de l'Himalaya. Deux projets CNES, basés principalement sur l'apport de l'imagerie satellitaire dans l'estimation de l'aléa sismique le long de l'arc ont permis de compléter le soutien financier de l'ANR.

Le manuscrit est organisé en deux grandes parties. La première partie porte sur la quantification des mouvements verticaux dans l'ouest Bhoutan à travers (1)

une étude des taux de dénudation court terme, (2) la comparaison de ces résultats avec des études à différentes échelles de temps (GPS, incision moyen terme et thermochronologie) et (3) une étude des terrasses alluviales dans le Moyen-Pays et au front Himalayen. La deuxième partie du manuscrit présente les études paléosismologiques, effectuées au front, en s'intéressant aux séismes passés, incluant les questions de récurrence, de relations et de lois d'échelles (magnitude, longueur de rupture, déplacement en surface, intensité) et de la probabilité d'un méga-séisme Himalayen.

Avant de passer à la suite, je souhaiterais mentionner ici que ce travail est le fruit de nombreuses collaborations listées ci-dessous :

- Vincent Godard pour l'étude de la dénudation court terme dérivés de isotopes cosmogéniques,
- Martine Simoes et Jérôme Lavé pour la cartographie et la quantification de l'incision à une échelle de temps allant de l'actuel à $\sim$50 ka,
- Isabelle Coutand et Djordje Grujic pour l'étude combinée des taux de dénudation court terme et long terme et une introduction à la géologie et à la structure de l'Himalaya du Bhoutan,
- Glenn Biasi et György Hetényi pour une utilisation plus détaillée des données paléosismologiques,
- Alain Chauvet, Roger Soliva et Jacinthe Caillaud pour l'étude pétro-structurale de la zone de déformation.

Première partie

Quantification des mouvements verticaux dans l'ouest Bhoutan

CHAPITRE 2

INTRODUCTION ET MÉTHODES

Exutoire d'un affluent de la Wanch Chu

"Le luxe ne se niche pas dans les marbres des palaces."

Sylvain Tesson - L'aventure pour quoi faire ?

Sommaire

2.1 Introduction 33
2.2 Les isotopes cosmogéniques 35
2.2.1 De l'atmosphère à la surface 35
2.2.2 L'influence du champ magnétique 36
2.2.3 Isotopes cosmogéniques in situ 37
2.2.4 Taux de production et corrections 37
2.3 Du sédiment au taux de dénudation 38
2.3.1 Principe 38
2.3.2 Analyse des sédiments détritiques 38
2.3.3 Extraction des concentrations en ^{10}Be des sédiments . . 40
2.3.4 Signification des taux de dénudation 41

2.1 Introduction

La seconde partie de ce chapitre est composée d'un article publié [Le Roux-Mallouf et al., 2015] portant sur la quantification de la dénudation Holocène à moyen terme (< 20000 ans) dérivés de la concentration en nucléides cosmogéniques de sables de rivière. Cette étude, menée à l'ouest du Bhoutan, est le résultat d'une campagne de terrain (février 2014) durant laquelle 32 échantillons de sables ont été prélevés le long d'un profil N-S d'environ 130 km. L'étude présentée dans la section suivante est le point de départ d'une étude plus large, portant sur l'ouest Bhoutan, qui vise à :

- Étudier la dénudation court terme (section 2, [Le Roux-Mallouf et al., 2015]).
- Comparer les taux de dénudation court terme et long terme obtenus par thermochronologie (section 2).
- Comparer les taux de dénudation court terme avec le soulèvement obtenu par GPS (section 3).
- Quantifier l'incision dans le Moyen-Pays et au front Himalayen à partir du soulèvement des terrasses alluviales.

Pour différencier les différents phénomènes induits par les interactions entre tectonique et climat, un point lexical sur les termes employés tout au long de ce manuscrit est détaillé.

Lors d'une orogène, la dénudation, associée à la tectonique permet la remontée des roches profondes à la surface, c'est l'exhumation. Il est important de noter que cette exhumation est indépendante de la variation d'altitude de la zone en question. Une exhumation n'est pas forcément couplée à une augmentation de l'altitude des reliefs.

La formation et le soulèvement d'une altitude moyenne d'un orogène, par rapport à une position verticale de référence sont donc contrôlés par deux paramètres, incluant la surrection de l'ensemble du massif moins la dénudation moyenne.

Dénudation et érosion sont utilisées pour décrire l'évolution de la topographie sous l'action des processus de surface. Ces termes décrivent deux processus différents et sont décrits dans la littérature par Gunn [2013].

L'érosion correspond à la mobilisation des produits de l'altération et leur transport vers les piémonts des orogènes et le bassin d'avant chaîne. Le taux d'érosion, exprime un volume et suit l'évolution de sa masse au cours du temps.

La dénudation, quant à elle, s'applique à l'évolution temporelle de l'altitude d'une surface en prenant en compte la quantité totale de matière enlevée de la surface. La dénudation va, par l'action de l'érosion (processus physique) et l'altération

(processus chimique), retirer une épaisseur de matériaux à la surface. Associée principalement à la dynamique des rivières, les matériaux vont être transportés de l'amont vers l'aval des bassins versants. Ce taux s'exprime en mm/an. Ces deux taux précédents ne distinguent pas le mécanisme d'altération d'un massif qui peut-être mécanique et/ou chimique.

D'autre part, l'incision des reliefs est le résultat de la dénudation et de l'érosion. Cette incision, principalement induite par les rivières, est clairement exprimé dans le paysage par la mise en place des réseaux de drainage. La mesure de ce taux d'incision revient à quantifier l'abaissement au cours du temps du niveau de la rivière, appelé niveau de base. Ce taux d'incision est exprimé en mm/an peut être induit par différents processus :

- le soulèvement d'un massif lié à la tectonique ou à l'isostasie [Tucker and Hancock, 2010],
- l'abaissement du niveau de base,
- le développement du réseau de drainage [e.g. Vassallo et al., 2007].

Le niveau de base d'un cours d'eau est l'altitude en dessous de laquelle l'incision est nulle. Il correspond à l'altitude minimum du réseau hydrographique considéré (la mer pour un fleuve, ou un lac ou une dépression endoréique pour une rivière). L'évolution de ce niveau de base au cours du temps est un paramètre important dans la compréhension de la géométrie d'une rivière car elle entraîne la formation de marqueurs morphologiques, comme des points d'inflexion (ou *knickpoints*) dans le paysage. L'étude de ces marqueurs morphologiques (quantification, datations) apporte des informations sur l'évolution du réseau de drainage. Différentes méthodes permettent de quantifier les processus de surface et vont dépendre de l'échelle de temps considérée.

Pour des échelles de temps plus longues, intégrant le million d'années (plusieurs milliers d'années à plusieurs millions d'années), la quantification du taux de dénudation se base sur des données thermochonologiques d'exhumation, correspondant à la mise à l'affleurement d'un massif cristallin. On date alors un taux de refroidissement correspondant au passage d'une isotherme en profondeur d'un échantillon donné.

Pour l'étude de la dénudation court terme, l'échantillonnage de sables de rivière à l'exutoire d'un bassin versant de taille moyenne (< 300 km2) donne accès aux taux de dénudation moyen d'un bassin versant donné pour une échelle de temps de l'ordre de 10^3 à 10^4 [Siame et al., 2011].

2.2 Les isotopes cosmogéniques

Au cours des dernières décennies, de nombreuses études se sont intéressées aux datations par isotopes cosmogéniques (littéralement : « provenant du cosmos ») pour quantifier le temps passé par une roche exposée à la surface. Le principe de départ est simple : les particules de hautes énergies (provenant du rayonnement cosmique) vont interagir avec les atomes constituant les roches et créer de nouveaux isotopes qui vont s'accumuler dans les minéraux et dont la concentration permettra de déduire le temps d'exposition (temps passé par la roche à la surface ou sub-surface). Ces réactions entraînent la formation de noyaux de masse atomique plus faible que les noyaux d'origine, appelés nucléides cosmogéniques ou cosmonucléides (stables tels que ^{3}He et ^{21}Ne, ou radiogéniques tels que ^{26}Al, ^{10}Be ou ^{14}C). Ces particules de haute énergie interagissent avec les éléments dans l'atmosphère mais également avec ceux présents in situ dans les roches de la surface de l'écorce terrestre [Stone, 2000; Dunai, 2010; Gosse and Phillips, 2001; von Blanckenburg, 2005].

Initiés historiquement pour l'étude des météorites où les concentrations sont bien plus importantes, les progrès de la spectrométrie de masse par accélérateur (SMA) et de la spectrométrie de gaz rares [Lal and Arnold, 1985] ont permis une application dans les sciences de la terre notamment dans des domaines comme la glaciologie, la pédologie ou encore la géomorphologie pour l'étude de l'évolution des paysages [Nishiizumi et al., 1993].

2.2.1 De l'atmosphère à la surface

La majeure partie des interactions entre les particules cosmiques et les matériaux terrestres se produit dans l'atmosphère. Les isotopes cosmogéniques sont principalement créés par réaction de spallation. Ce type de réaction nucléaire se produit lorsqu'une particule de haute énergie impacte un atome provoquant sa dislocation et éjectant des nucléons (protons ou neutrons) provenant du noyau percuté par le nucléon incident. Par exemple, lorsqu'un atome de silicium (^{28}Si) est impacté par un proton ou un neutron, il peut produire du ^{10}Be et du ^{26}Al.

Ces particules secondaires, pour la plupart des neutrons, ont suffisamment d'énergie pour provoquer à leur tour une nouvelle réaction de spallation.

La répétition du processus engendre une cascade réactionnelle de l'atmosphère jusqu'au sol, pour interagir avec les roches en proche surface (Fig. 2.1).

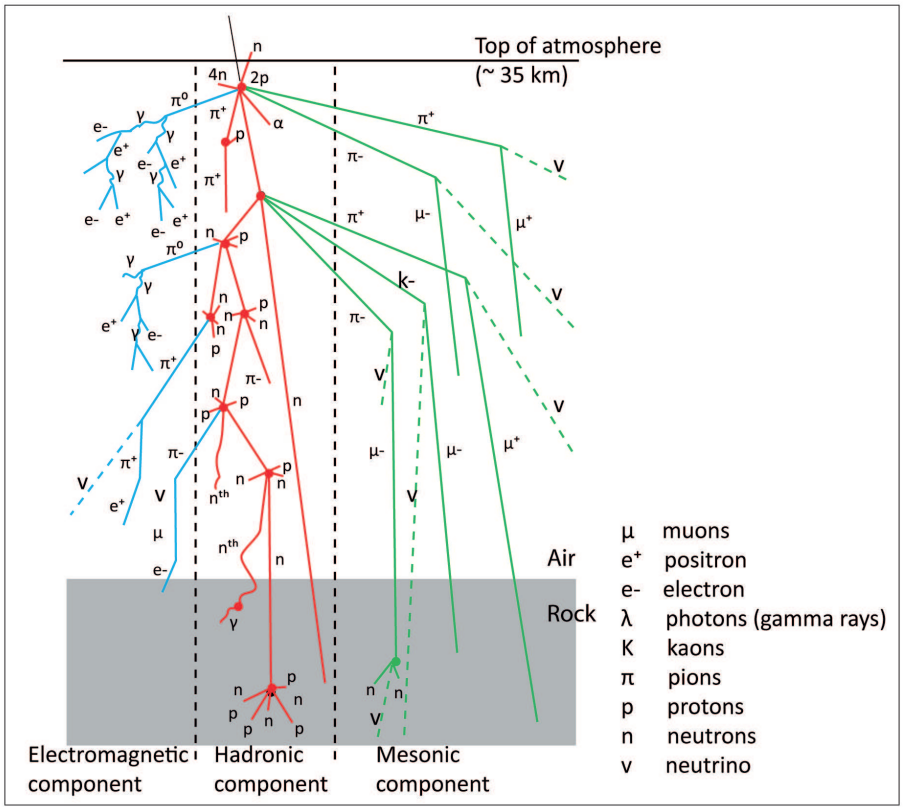


FIGURE 2.1 – Production de particules secondaires dans l'atmosphère et dans le sol. Les réactions de spallation provoque la formation de d'isotopes cosmogéniques dans l'atmosphère et dans la lithosphère. D'après Gosse and Phillips [2001]

2.2.2 L'influence du champ magnétique

La surface terrestre est exposée aux rayonnements cosmiques permanents. Or, le champ magnétique terrestre est une barrière énergétique qui va engendrer des variations des flux perçus à la surface. En effet, principalement dipolaire et centré sur l'axe des pôles au premier ordre, le champ magnétique repousse les particules cosmiques chargées. Cette répulsion est très importante à l'équateur et diminue progressivement vers les pôles [e.g. Dunai, 2010]. Pour tenir compte de ces variations, Stone [2000] propose une correction en fonction de la latitude de la zone analysée. Outre cette correction, le champ magnétique terrestre a connu, au cours des temps géologiques, des fluctuations d'intensité et comporte aussi des composantes non dipolaires. Les fluctuations du flux de particules cosmogéniques primaires sont donc modulées par le champ magnétique terrestre au cours du temps. Contrairement à la correction appliquée en fonction de la latitude, les corrections prenant en compte les fluctuations au cours du temps sont à l'heure actuelle très mal contraintes et ne seront pas prises en compte dans la suite de cette étude.

2.2.3 Isotopes cosmogéniques in situ

Lorsque le flux cosmique secondaire, issu de la cascade de réactions, arrive à la surface terrestre, certains éléments constituant les minéraux peuvent aussi réagir et générer, par spallation (neutrons) ou capture (muons) de particules cosmiques, des isotopes cosmogéniques produits in situ (sur place). Comparé à l'atmosphère, le sol et les roches possèdent une densité bien plus forte que l'air (1.2 à 2.6 contre 0.001 pour l'air) engendrant un amortissement du flux sur les premiers mètres. La production d'isotopes cosmogéniques décroît de façon exponentielle avec la profondeur. La longueur d'onde de cette atténuation est contrôlée par un paramètre appelé longueur d'atténuation (exprimée en g.cm-2), qui va dépendre du type de particules et qui sera fonction de la densité.

Ces isotopes cosmogéniques sont piégés à l'intérieur des mailles cristallines de certains minéraux, comme le quartz (SiO_2), et vont s'accumuler au cours du temps. En effet, le silicium et l'oxygène composant le quartz vont produire des atomes de ^{10}Be par réaction de spallation. Ce ^{10}Be est piégé et préservé dans la maille cristalline. Constituant 12% de la lithosphère, le quartz se retrouve en quantité importante dans les roches tels que le granite, le gneiss ou la quartzite. De plus, très résistant (7 sur l'échelle de Mohs), le quartz est présent en majorité dans les dépôts sédimentaires, ce qui va permettre de l'utiliser comme un outil de datation. En effet, la concentration en cosmonucléides va dépendre principalement du temps qu'il a passé proche de la surface terrestre [Nishiizumi et al., 1986].

2.2.4 Taux de production et corrections

Plusieurs facteurs vont donc contraindre l'estimation du taux de production total en un endroit donné :

- la latitude : liée au champ magnétique terrestre,
- l'altitude : traduit l'épaisseur d'atmosphère présente au dessus de la zone étudiée,
- la topographie locale : modifie la réception du rayonnement cosmique (appelée aussi écrantage).

Plusieurs modèles physiques, s'appuyant sur ces trois paramètres, permettent d'évaluer un taux de production en surface [e.g. Lal, 1991; Stone, 2000; Dunai, 2010]. Pour cette étude, nous utilisons les facteurs d'échelles de Stone [2000].

2.3 Du sédiment au taux de dénudation

2.3.1 Principe

Nous nous intéressons, dans ce chapitre, à l'utilisation des nucléides cosmogéniques pour la quantification de taux de dénudation court terme (10^3 à 10^4 ans) [Thorson et al., 1995; Granger et al., 1996; Siame et al., 2011]. Les nucléides cosmogéniques in-situ sont produits en continu dans les premiers ∼2 m de roche sous la surface. Leur concentration à la surface dépend principalement de la durée d'exposition et du taux de dénudation local[e.g. Lal, 1991; Gosse and Phillips, 2001].

La mesure de cette concentration en un point donné permet d'obtenir des informations sur l'évolution récente de la zone échantillonnée.

De plus, la concentration de surface est inversement proportionnelle au taux de dénudation, ce qui permet de quantifier des vitesses de processus de surface [Lal et al., 2004; Matmon et al., 2003; Portenga et al., 2013] (Fig. 2.2).

L'évolution de la concentration C en fonction du temps t et de la profondeur z peut s'écrire de la façon suivante (on considère la somme des contributions de la production par les neutrons *sp*, les muons rapides *fm* et lents *sm*) :

$$C\left(z,t\right) = \ C_0 e^{-\lambda t} + \sum_{i\in\{sp,fm,sm\}} \frac{Pi}{\frac{\rho\epsilon}{\Lambda_i}+\lambda} e^{\frac{-\rho z}{\Lambda_i}} \left(1 - e^{-\left(\frac{\rho\epsilon}{\Lambda_i}+\lambda\right)t}\right)$$

où C_0 est la concentration initiale, λ la constante de désintégration (0.499 Ma^{-1} pour le ^{10}Be), P_i la production en surface, ρ la masse volumique du milieu, ϵ la dénudation de surface et Λ la longueur d'atténuation des particules considérées.

Pour un domaine où l'érosion est considérée comme rapide, on considère que les processus étudiés sont intégrés sur une gamme de temps beaucoup plus petite que la demi-vie du cosmonucléide (1.36 Ma). En se plaçant à l'état d'équilibre ($t = +\infty$) et à la surface ($z = 0$), on obtient l'équation simplifiée suivante :

$$C = \sum_{i\in\{sp,fm,sm\}} \frac{Pi\Lambda_i}{\rho\epsilon}$$

2.3.2 Analyse des sédiments détritiques

Les limites de la méthode décrite précédemment sont essentiellement dues à la variabilité spatiale des taux de dénudation. Le taux de dénudation, obtenu pour un échantillon, est quantifié en un point et à une portée très locale. En effet, l'extrapolation d'une valeur de dénudation ne sera possible que pour un domaine

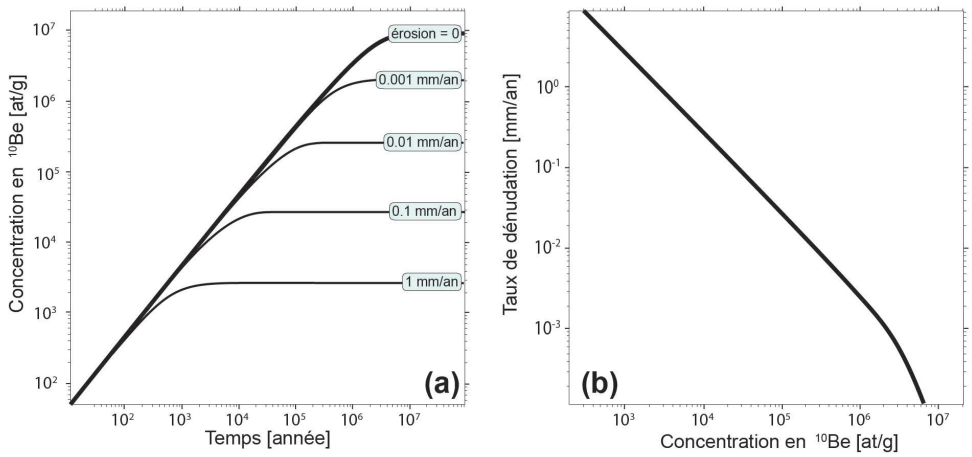


FIGURE 2.2 – Principe général de l'utilisation du ^{10}Be pour la détermination des taux de dénudation. **a :** augmentation progressive de la concentration (en atome par gramme de quartz) dans les roches exposées à la surface pour différents taux de dénudation. On observe, pour chaque courbe, un état d'équilibre entre la production in-situ par le rayonnement cosmique et les pertes liées à la décroissance radioactive et à la dénudation de surface. **b :** A l'état d'équilibre, la dénudation est inversement proportionnelle à la concentration (sauf pour les taux les plus faibles où les l'influence de la décroissance radioactive n'est plus négligeable).

où les propriétés géomorphologiques sont homogènes à grande longueur d'onde (lithologies, relief local).

Or, la dynamique des paysages dans des régions montagneuses comme l'Himalaya est le résultat de différents processus (e.g. érosion fluviale, glissement de terrain, chute de blocs) et un échantillonnage ponctuel ne serait pas représentatif.

Il convient donc de trouver une façon de moyenner ces taux de dénudations sur une zone donnée. Une approche, fréquemment utilisée, consiste à laisser les processus géomorphologiques établir cette moyenne, par le biais du réseau hydrographique qui collecte des sédiments sur l'ensemble de la surface d'un bassin versant et mélange ces contributions dans les sédiments délivrés à l'exutoire.

L'échantillonnage de ces sables de rivières à l'exutoire et la mesure de concentration moyenne de cosmonucléides fournit une estimation du taux de dénudation moyen à l'échelle du bassin [Thorson et al., 1995; Granger et al., 1996; Bierman et al., 1996; Robert Bierman and Nichols, 2004; von Blanckenburg, 2005; Granger et al., 2013; Granger and Riebe, 2013].

La première phase de cette méthode consiste en un travail préliminaire de sélections des bassins en laboratoire. Le déroulement de la mission et la qualité des mesures de dénudation dépendent en grande partie de cette première étape qui est constituée de plusieurs volets :

L'extraction du réseau de drainage et des bassins versants de 2^{nd} et $3^{ème}$ ordre correspondant à des tailles allant de $\sim$10 km^2 à $\sim$ 200 km^2. La taille des bassins est importante, afin d'éviter les bassins trop petits qui risque-

raient de ne pas moyenner suffisamment les glissements de terrain ou l'évolution long-terme [Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009] ou trop grands, qui, à l'inverse, moyenneraientt de façon trop importante les phénomènes de surface ou les lithologies.

Une analyse lithologique de chaque bassin individuellement afin de ne conserver uniquement les bassins dont la lithologie est homogène pour limiter les variations spatiales du quartz contenu dans les différentes formations.

Une analyse morphologique de chaque bassin pour mettre de coté les bassins qui présentent des mouvements gravitaires récents (glissement de terrain, effondrement) ou Holocène (analyse du relief et des masses glissées re-végétalisées) qui engendreraient un biais dans les concentrations obtenues à l'exutoire.

L'analyse de l'emprise des glaciers afin d'éviter les bassins présentant une couverture glaciaire, pour éviter d'échantillonner des sédiments provenant de l'érosion glaciaire qui pourrait compliquer fortement l'interprétation des concentrations obtenues [Wittmann et al., 2007; Godard et al., 2012].

Un itinéraire prenant en compte l'accessibilité de chaque bassin par une route ou un chemin. Cette dernière étape est d'autant plus importante que les régions montagneuses fortement escarpées présentent des zones très compliquées d'accès.

Une fois l'échantillonnage réalisé, l'analyse des sédiments et l'extraction des concentrations en ^{10}Be a été réalisée au CEREGE, à Aix-en-Provence. Le protocole chimique est décrit dans la partie suivante.

2.3.3 Extraction des concentrations en ^{10}Be des sédiments

La première étape consiste à extraire le Béryllium de chaque échantillon. La qualité des mesures de la concentration en Be dépend de la qualité des manipulations et du respect du protocole présenté ci-après.

Ce protocole est divisé en plusieurs étapes :

- Chaque échantillon de sable est, dans un premier, temps séché et tamisé pour ne conserver que la fraction comprise entre 0.25 et 1 mm. Le passage au Frantz permettra une séparation magnétique des grains. Une centaine de gramme de grains non-magnétiques sera conservée dans une bouteille de Nalgène dont la masse, à vide, a été mesurée.
- Une **décarbonatation** à l'acide chlorydrique (HCl) est effectuée afin de dissoudre les carbonates présent dans ces sables.

- On effectue ensuite plusieurs attaques chimiques afin de ne **conserver que le quartz**. Ces attaques sont réalisées par un mélange d'acide chlorhydrique (HCl) et d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6), en proportion respective de 1/3 et 2/3. Ces attaques chimiques durent 24h et sont répétées jusqu'à l'obtention d'un mélange de grains de quartz blancs dans une solution translucide. Une fois séchée, la masse de quartz est mesurée.
- On procède ensuite à un lavage à l'acide Fluorhydrique (HF) permettant **d'éliminer le ^{10}Be atmosphérique** qui aurait pu diffuser dans les imperfections du quartz à partir de la surface. Trois lavages successifs sont réalisés permettant de dissoudre ∼10% de la masse du quartz restante. Là encore, cette masse est mesurée et sera nécessaire pour le calcul des concentrations.
- On procède à **l'ajout d'un entraîneur**, ici du ^{9}Be de concentration connue (C_{ent} = 3065 ppm) afin de fixer le rapport ^{10}Be/^{9}Be. La quantité d'entraîneur (∼100 μL) entre également en compte dans les calculs de concentration.
- La dissolution totale du quartz est ensuite réalisée à l'aide d'une quantité d'HF en excès. Vient ensuite une phase de nettoyage par formation de précipités successifs. Enfin, **la séparation par résine** échangeuses d'ions va permettre de récupérer successivement le Bore, le Béryllium et l'Aluminium.
- L'oxyde de Be, récupéré dans un creuset, sera cathodé pour être placé dans la cible de l'accélérateur de spectrométrie de masse (ASTER).

Tout au long de ces étapes, quatre échantillons, appelés *« blancs »* suivront les mêmes étapes. Ces échantillons témoins permettront de corriger nos valeurs des pollutions causées par la préparation chimique des échantillons.

Les rapports de cosmonucléides du même élément chimique sont obtenus par la Spectromètre de Masse par Accélérateur (AMS). Ce rapport permet d'extraire dans un premier temps une concentration du Beryllium et par suite, un taux de dénudation.

2.3.4 Signification des taux de dénudation

Un des points discuté à l'heure actuelle dans la communauté scientifique est la signification de ces taux de dénudation dérivés de la concentration en isotopes cosmogéniques. Nous interprétons les résultats en terme de soulèvement tectonique et de relation entre dénudation de surface et géométrie des structures en profondeur. Pour cela, l'hypothèse forte prise en compte, est l'état d'équilibre de la topographie d'une région considérée.

Le raccourcissement observé par les études géodésiques et les différentes études

géomorphologiques mettent en évidence que la chaîne Himalayenne n'est pas parfaitement à l'état d'équilibre. Pour s'affranchir de ce problème nous verrons, à travers l'étude des profils de rivière, que le résultat majeur de notre étude se trouve sur une petite portion considérée comme à l'équilibre.

Pour ce qui est de la géométrie des structures en profondeur, la représentativité des données peut en effet être discutée, mais pour des régions où des contraintes de soulèvement tectonique sont disponibles (analyse de profil de rivière, thermochronologie, GPS), plusieurs études récentes dans les Alpes ou dans l'Himalaya ont montré une assez bonne corrélation, en terme de distribution spatiale, entre ces taux de soulèvement et les taux de dénudation dérivés des nucléides cosmogéniques [e.g. Wittmann et al., 2007; Cyr et al., 2010; Gudmundsdottir et al., 2013; Godard et al., 2014]. Par exemple, au centre Népal, Godard et al. [2014] ont montré, en comparaison avec des données de soulèvement existantes [Lavé and Avouac, 2001; Herman et al., 2010], que la répartition des taux de dénudation au travers de la chaîne est contrôlée au premier ordre par la variation de soulèvement tectonique associée à la transition plat rampe du MHT.

CHAPITRE 3

ARTICLE PUBLIÉ DANS GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS

Jomolhari (7326 m) depuis la vallée de Paro

"- Eh ! qu'aimes-tu donc, extraordinaire étranger ?
- J'aime les nuages... les nuages qui passent... là-bas... là-bas... les merveilleux nuages !"

Charles Baudelaire - Le spleen de Paris

L'article qui suit présente un transect nord-sud de dénudation à très haute résolution à l'ouest Bhoutan, dérivé des nucléides cosmogéniques (Fig. 3.1).

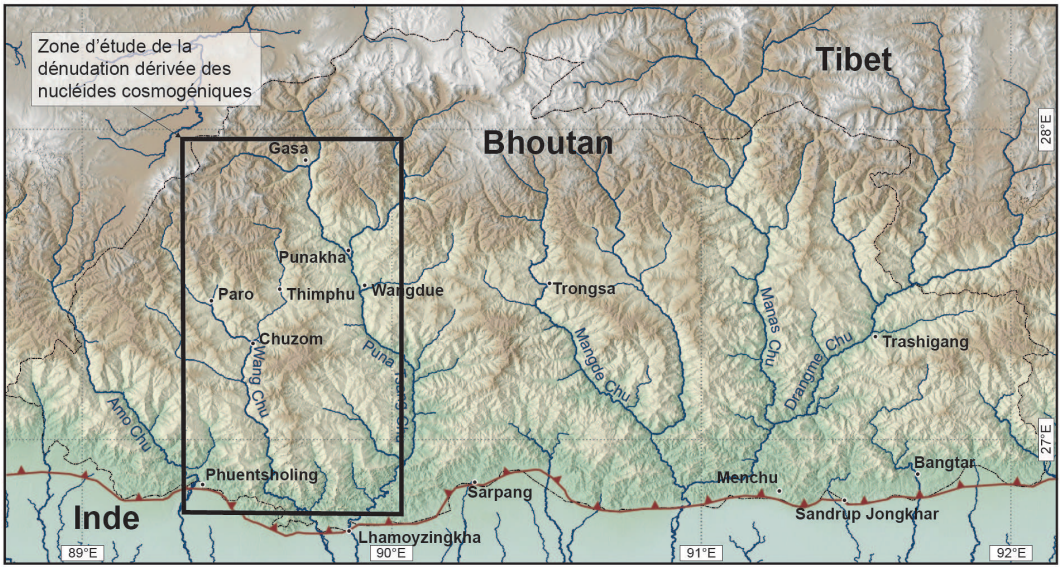


FIGURE 3.1 – Contexte géographique du profil nord-sud de dénudation réalisé à l'ouest du Bhoutan.

Un des résultats majeurs de cette étude est l'existence d'une zone de 70 km de long à très faible dénudation dans la partie centrale de la chaîne. L'extension latitudinale de cette zone de faible dénudation pose des contraintes sur l'extension du décollement et la transition décollement-rampe qui a une position beaucoup plus septentrionale qu'au Népal. Cette observation majeure peut-être traduite par différentes implications :

- Les variations latérales de géométrie du MHT impliquent une segmentation latérale majeure des structures en profondeur entre l'est Népal et l'ouest Bhoutan. Cette segmentation semble avoir lieu au niveau du Sikkim, où la morphologie de la partie centrale, marquée par un emboîtement de duplex et la partie Tibétaine, marquée par la faille normale du Yadong pourraient (1) jouer un rôle dans ces variations latérales ou (2) être le résultat de cette segmentation.
- La position plus au nord de cette transition plat-rampe va avoir un impact sur le potentiel sismique de la zone du Bhoutan le long de l'arc Himalayen. En effet l'extension du décollement peut, potentiellement, générer des séismes de magnitude plus importante que d'autres segments le long de l'arc.

AGU PUBLICATIONS

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER
10.1002/2015GL063767

Key Points:
- Assessment of denudation rates in Himalayas
- Robust constrain on the location of the flat-ramp transition of the MHT
- Evidence of a strong lateral variation in the MHT geometry

Supporting Information:
- Text S1, Figures S1–S6, and Tables S1–S3

Correspondence to:
R. Cattin,
cattin@gm.univ-montp2.fr

Citation:
Le Roux-Mallouf, R., et al. (2015), Evidence for a wide and gently dipping Main Himalayan Thrust in western Bhutan, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, doi:10.1002/2015GL063767.

Received 10 MAR 2015
Accepted 6 APR 2015
Accepted article online 10 APR 2015

©2015. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Evidence for a wide and gently dipping Main Himalayan Thrust in western Bhutan

Romain Le Roux-Mallouf[1], Vincent Godard[2], Rodolphe Cattin[1], Matthieu Ferry[1], Jampel Gyeltshen[3], Jean-François Ritz[1], Dowchu Drupka[3], Valéry Guillou[2], M. Arnold[2], G. Aumaître[2], D. L. Bourlès[2], and K. Keddadouche[2]

[1]Géosciences Montpellier, CNRS, UMR5243, Université de Montpellier, Montpellier, France, [2]Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, Aix-en-Provence, France, [3]Seismology and Geophysics Division, Department of Geology and Mines, Thimphu, Bhutan

Abstract The Main Himalayan Thrust (MHT) is the source of great earthquakes that have been documented along the range. Its geometry is a key parameter that influences accommodation of tectonic loading and earthquake magnitudes along the Himalayan Arc. Although seismic images are available for both the western and the central part of the range, this geometry remains poorly constrained for the Bhutanese Himalayas. Here we address this issue using a ^{10}Be cosmogenic nuclides denudation transect across western Bhutan. We observe a wide low denudation rate domain between 50 km and 110 km from the front followed by a strong northward increase. Using a joint inversion of denudation rates, GPS data, and Holocene uplift rates, we interpret this pattern as a consequence of a flat-ramp transition along the MHT. Compared to central Nepal and Sikkim, this location of the ramp suggests a wider décollement, with implications for greater seismogenic potential of the MHT in western Bhutan.

1. Introduction

The magnitude 7–8 earthquakes occurring along the Himalayan Arc are one of the most dramatic manifestations of the shortening between India and Eurasia [e.g., *Bollinger et al*., 2014]. Over geological time scales, it is now well established that this frontal deformation has been accommodated along crustal-scale south verging thrust faults including the Main Central Thrust (MCT), the Main Boundary Thrust (MBT), and the Main Frontal Thrust (MFT). These structures strike the entire length of the Himalayan Arc and merge into a common décollement at depth: the Main Himalayan Thrust (MHT) [*Gansser*, 1964]. Over shorter time scales, river terraces observations and GPS measurements in central and eastern Himalaya indicate that the geodetic shortening rate of 15–21 mm/yr is almost entirely accommodated by thrusting on the MFT [e.g., *Lavé and Avouac*, 2000, 2001; *Ader et al*., 2012; *Burgess et al*., 2012; *Berthet et al*., 2014]. The associated interseismic loading is suggested to be released through major earthquakes initiating beneath the Higher Himalayas and propagating southward up to the MFT [*Cattin and Avouac*, 2000]. The geometry of the MHT is thus a key parameter to improve seismic hazard assessment in the region. This geometry is now well established from receiver function images in Garhwal, central and eastern Nepal, and Sikkim [e.g., *Schulte-Pelkum et al*., 2005; *Nábělek et al*., 2009; *Acton et al*., 2011; *Caldwell et al*., 2013]. However, in other parts of the range—such as Bhutan—it remains poorly constrained. Gravity measurements provide a first-order estimate of the Moho depth beneath Bhutan [*Hammer et al*., 2013], but, except for the preliminary seismic results of *Acton et al*. [2011] and *Hetényi et al*. [2014], the geometry of the MHT has not been yet directly resolved for this region.

This lack of detailed seismic image leads to contrasting propositions for the geometry of the MHT in Bhutan. *Robert et al*. [2011] use thermokinematic modeling of apatite fission track data to propose a planar MHT with a constant dip angle of 5–7° and no lateral variations, whereas *Coutand et al*. [2014], using a much larger data set with various thermochronometers inferred a more complex geometry including along-strike variations, with a steep frontal ramp and a horizontal section at a depth of 10–15 km that connects to a 30° dipping midcrustal ramp.

In western Bhutan, the geometry proposed by *Coutand et al*. [2014] is partially controlled by the image obtained along the International Deep Profiling of Tibet and the Himalaya (INDEPTH) seismic profiles Tib-1 and Tib-2 within the Yadong-Gulu rift [e.g., *Alsdorf et al*., 1998a, 1998b; *Hauck et al*., 1998] (see Figure 1 for location). This structure, associated with one of the largest N-S trending extensional systems crossing the Himalayas and southern Tibet, causes significant changes in the topography and in the depth of the MHT

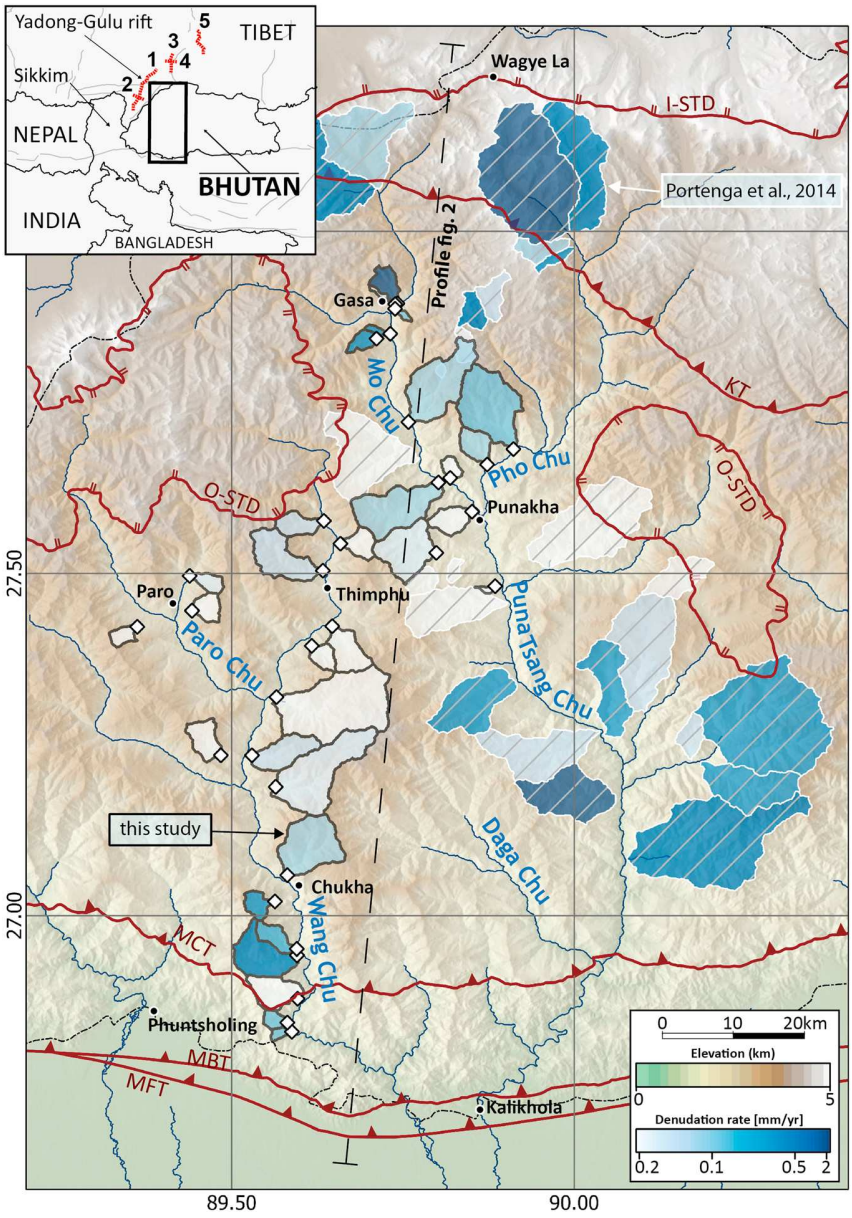


Figure 1. Sampled basins and regional context. Inset shows the location of the study area and International Deep Profiling of Tibet and the Himalaya (INDEPTH) seismic profiles Tib-1 through Tib-5 in red [after *Alsdorf et al.*, 1998a, 1998b; *Hauck et al.*, 1998]. Simplified major faults (grey lines) from *Replumaz and Tapponnier* [2003]. Location of sampled catchments and associated ^{10}Be-derived denudation rates in the western Bhutan Himalayas. Main figure shows the 32 catchments sampled for this study (solid black contours) and catchments sampled by *Portenga et al.* [2014] (white contours with hatching). White diamonds indicate the locations of stream outlets. The black dashed line is the centerline of the 20 km wide swath profile presented in Figure 2. MFT: Main Frontal Thrust; MBT: Main Boundary Thrust; MCT: Main Central Thrust; KT: Kakhtang Thrust; I-STD: Inner South Tibetan Detachment; O-STD: Outer South Tibetan Detachment (structures after *Kellett et al.* [2009] and *Long et al.* [2011]). Additional information on the distribution of precipitation, hillslope angles, and bedrock geology [after *Long et al.*, 2011] is provided in the supporting information (Figure S2).

which is suggested to be displaced along a lateral ramp [*Hauck et al.*, 1998]. Furthermore, receiver function analysis [*Acton et al.*, 2011] as well as gravity measurements [*Hammer et al.*, 2013] also suggest E-W variations in both the Moho and the MHT depths between Nepal and Bhutan.

Over the last decade, several studies relied on cosmogenic nuclides (^{10}Be) concentrations in river sediments to document denudation patterns in the Himalayas [e.g., *Vance et al.*, 2003; *Wobus et al.*, 2005; *Lupker et al.*,

2012; *Godard et al*., 2012, 2014; *Scherler et al*., 2014; *Portenga et al*., 2014]. It has been suggested that such data can provide significant insight into tectonically driven rock uplift and the geometry of related crustal structures [*Wittmann et al*., 2007; *Cyr et al*., 2010; *Gudmundsdottir et al*., 2013]. For example, assuming that the spatial distribution of denudation is mainly controlled by tectonics, *Scherler et al*. [2014] constrain variations in the dip angle of the MHT in the Garhwal Himalayas.

Here following *Scherler et al*. [2014] we use a N-S denudation profile to investigate the geometry of the MHT in western Bhutan (Figure 1). We first present a new data set of denudation rates derived from ^{10}Be concentrations in river sediments that averages surface processes over the 300–20,000 year time scale [*Brown et al*., 1995; *von Blanckenburg*, 2005]. Next, we investigate the geomorphic significance of our data, by analyzing the spatial pattern of denudation across the range. Then, we perform a joint inversion of (1) a combined denudation profile derived from our measurements and those obtained by *Portenga et al*. [2014], (2) an Holocene surface uplift rate on the MFT derived from the study of fluvial terraces in south-central Bhutan [*Berthet et al*., 2014], and (3) a horizontal GPS velocity profile [*Vernant et al*., 2014] to investigate the geometry of the MHT. Finally, our results are compared with findings published by *Robert et al*. [2011] and *Coutand et al*. [2014].

2. Methods

2.1. Sampling Strategy

We use cosmogenic nuclides inventories (^{10}Be) in river sediments [*von Blanckenburg*, 2005] to document the spatial distribution of denudation across western Bhutan. We sampled sands from 32 catchments along a 120 km long north-south profile following the Wang Chu, Paro Chu, Mo Chu, and Pho Chu, from the southern frontal foothills directly north of the MFT, and up to the Higher Himalaya (Figures 1 and 2).

We carefully selected these basins to avoid some of the biases associated with this method. First, we sampled catchments with homogeneous lithologies—on the basis of available geological maps [*Long et al*., 2011]—to limit spatial variations in quartz content in bedrock formations. Second, we selected catchments with no glacial coverage because the input of glacier-derived sediments can significantly complicate the interpretation of ^{10}Be concentrations [*Wittmann et al*., 2007; *Norton et al*., 2010; *Godard et al*., 2012]. Finally, small catchments (<5 km^2) are avoided, as they often do not appropriately account for the contribution of landslides to long-term landscape evolution [*Niemi et al*., 2005; *Yanites et al*., 2009]. A detailed description of our data and analytical methods is provided in the supporting information.

2.2. Inversion Method

Assuming that the observed denudation rates are primarily controlled by the rock uplift pattern across the range [e.g., *Godard et al*., 2014; *Scherler et al*., 2014], our new data set may be interpreted in terms of both shortening rate and geometry of the MHT. It is well known that the formulations linking surface displacements with fault geometries at depth are nonlinear [e.g., *Okada*, 1985; *Singh and Rani*, 1993]. To solve this nonlinear system, data inversion is performed using a Monte Carlo method to pseudorandomly generate a large collection of models according to the posterior probability distribution [*Mosegaard and Tarantola*, 1995]. A more detailed description of this method is provided in the supporting information.

The geometry of the MHT is defined by the coordinates of six breakpoints (a–f) (Table S3) that allow to model of a complex ramp-flat system (Figure 3). Assuming that the depth of the MHT increases northward, these coordinates are treated as dependent parameters. Furthermore, available geological and geophysical data along our study profile are used as a priori knowledge about these coordinates. This includes (1) the location of the MFT at the surface (emergence of the MHT) with a maximum dip angle of 60° [*Long et al*., 2011], (2) a subhorizontal section at a depth of 10–15 km [*Bhattacharyya and Mitra*, 2009; *Acton et al*., 2011; *Long et al*., 2011; *Tobgay et al*., 2012], (3) a maximum dip angle of 40° for crustal ramp(s) as imaged by seismic experiments in Garhwal, Nepal, and Sikkim [*Nábělek et al*., 2009; *Acton et al*., 2011; *Caldwell et al*., 2013], and (4) a depth of approximately 40 km of the southernmost point imaged beneath southern Tibet from the INDEPTH experiment [*Hauck et al*., 1998]. Because they give contrasting results, geometries obtained by *Robert et al*. [2011] and *Coutand et al*. [2014] are not used a priori but a posteriori for comparison. We assume a constant shortening rate of 15 to 18 mm/yr consistent with the convergence rate estimated across western Bhutan from GPS observations [*Vernant et al*., 2014].

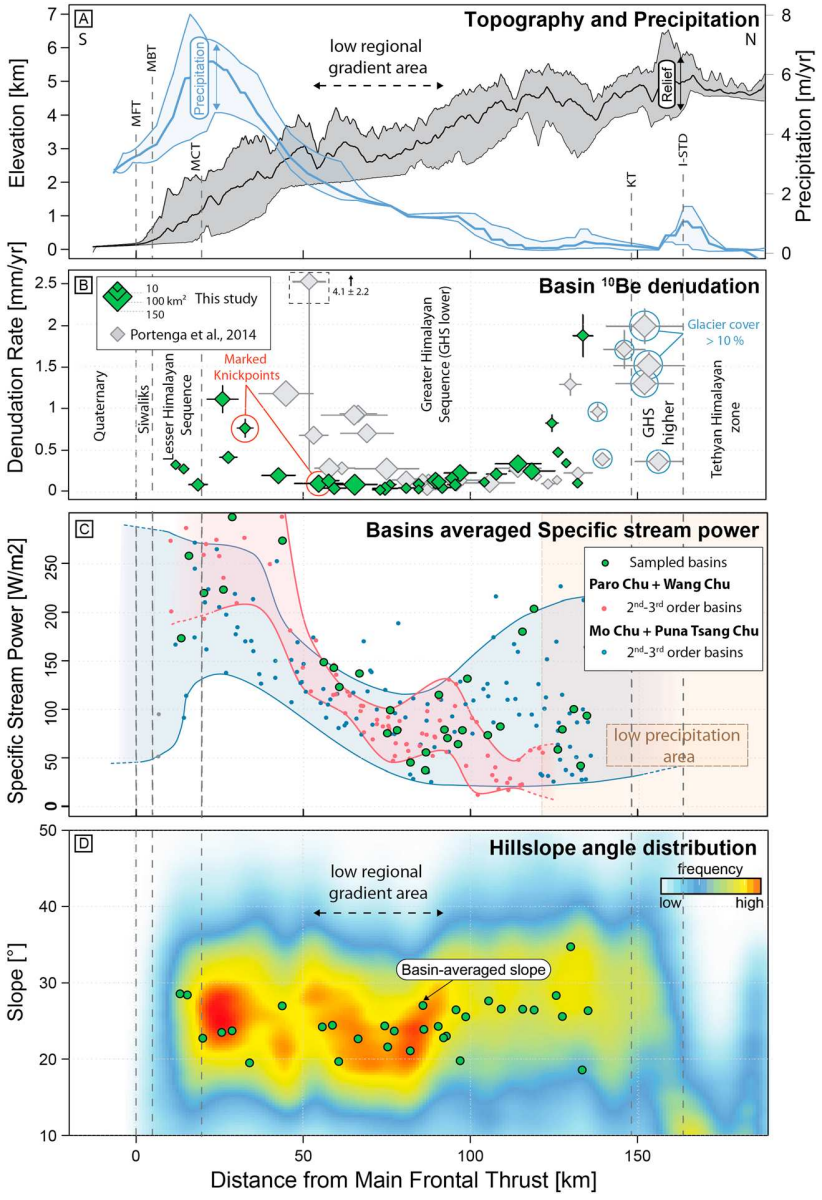


Figure 2. Swath profile (20 km wide) showing the distribution of rainfall, denudation rates, and several topographic parameters across the range (see Figure 1 for location). (a) Mean topographic profile derived from Shuttle Radar Topography Mission 90 m digital elevation model (black lines: mean, maximum, and minimum). Distribution of precipitation (blue lines: mean, maximum, and minimum) from *Bookhagen and Burbank* [2010]. Vertical dashed lines show surface location of the main tectonic structures. "Low regional gradient area" corresponds to the part of the topographic profile formed by perched patches of low-relief topography described by *Grujic et al.* [2006]. (b) Basin-averaged denudation rates derived from ^{10}Be concentration in fluvial sediments. Green and grey diamonds refer to this study and to *Portenga et al.* [2014], respectively. Error bars on denudation rates are $\pm 1\sigma$. Error bars on distance along the profile correspond to the minimum and maximum latitude of each sampled catchment. Symbol size is proportional to catchment area. Large-scale lithological units are from *Grujic et al.* [2011, and references therein]. Red circles around symbols highlight two basins with pronounced knickpoints along their main river. Blue circles around symbols highlight basins with an ice cover above 10%. (c) Distribution of basin-averaged specific stream power for sampled catchments (green circles), and second- and third-order basins along the Paro Chu/Wang Chu system (red circles) and Mo Chu/Puna Tsang Chu system (blue circles), with associated envelopes. Orange area shows the northern low-precipitation area. (d) Hillslope angles frequency profile. Green circles are average hillslope angle over the sampled catchments.

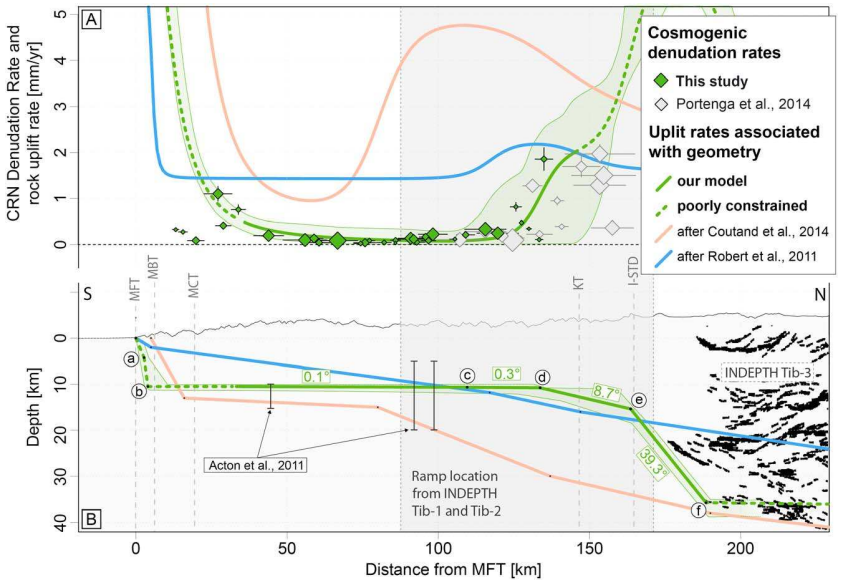


Figure 3. Denudation rates and constraints on the geometry of the MHT. (a) North-south denudation profile and calculated uplift rates. Combined denudation data set (see text) is shown by green and grey diamonds, as in Figure 2. Blue and orange lines correspond to rock uplift rates inferred from MHT geometries proposed by *Robert et al.* [2011] and *Coutand et al.* [2014], respectively. Solid green line represents the rock uplift rate derived from our best fitting model. Green envelope shows rock uplift rates associated with the 20 best fitting models. (b) North-south mean topographic profile in western Bhutan and southern Tibet. Blue and orange lines are the geometries of the MHT proposed by *Robert et al.* [2011] and *Coutand et al.* [2014], respectively. Solid green line corresponds to the geometry of the MHT obtained from our modeling. Green envelope shows the geometry of the MHT associated with the 20 best fitting models. Circled letters a to f correspond to the six breakpoints used to define the geometry. Vertical black lines are MHT depth constraints from receiver function [*Acton et al.*, 2011].

Finally, a model result consists in 13 parameters that include the shortening rate as well as the depth and distance along the profile of each of the six breakpoints. The posterior probability of each model parameter is obtained from the final collection of models.

3. Denudation Data

Measured denudation rates range from 0.025 mm/yr to 2.1 mm/yr (Figure 2b and Table S1). Their spatial distribution is consistent with the previously described contrasting geomorphic domains of the Bhutan Himalayas [*Duncan et al.*, 2003; *Adams et al.*, 2013]. From south to north, three domains can be distinguished: (1) a northward decreasing denudation trend across the range front (<50 km from the MFT), (2) very low rates within the low regional gradient area described by *Duncan et al.* [2003], and (3) a strong increase toward the northern more rugged high-relief areas (>110 km from the MFT). The transition between the Bhutanese front and the low regional gradient area is associated with a significant decrease in specific stream power (low-order tributary basins and corresponding main rivers, Figures 2c and S4, respectively). One may note that this transition also corresponds to the northern limit of the high orographic precipitation area (>3 m/yr) observed in southern Bhutan [*Bookhagen and Burbank*, 2010]. The second transition, located approximately 110 km north of the MFT, is also associated with a gradual increase in specific stream power, however, less pronounced due to very low precipitation over that area.

We note that these first-order trends are affected by evident scatter and present several outliers, such as low denudation catchments at the northern and southern ends of the profile (Figure 2b) and variability in tributary catchments stream power (Figure 2c). Some of these outliers correspond to small catchments (<10 km^2) that may present systematic bias affecting the estimation of denudation [*Niemi et al.*, 2005; *Yanites et al.*, 2009] or for which the calculation of geomorphic parameters based on river properties (steepness index or stream power) is strongly affected by the limited length of the fluvial network. We also note (1) the presence of major knickpoints within two catchments and (2) a significant percentage of glacier cover for some of the basins studied by *Portenga et al.* [2014], at the northern end of the profile

(>140 km from MFT). Despite an unavoidable amount of natural variability in the signal, we are confident in the robustness of these increasing denudation trends at both ends of our profile. Indeed, the lowest rates observed at these locations are in average higher than the lowest rates in the central part. We also note that the rapid increase in denudation rate northward is actually the development of a slower but unambiguous rise in denudation rate starting at approximately 100 km north of the MFT.

Denudation rates generally increase with the main geomorphic metrics associated with the intensity of hillslope and river erosion processes (Figure S3). Despite the existence of outliers and significant dispersion over the first-order trends, our data set appears to follow previously reported relationships, such as a power law between denudation rate and normalized steepness index and a nonlinear asymptotic evolution of denudation rate with hillslope angles [e.g., *Ouimet et al*., 2009].

4. Discussion

4.1. Spatial Pattern of Denudation

It should be emphasized that the central and northern parts of our profile overlap with the data set of *Portenga et al*. [2014] and display a similar pattern with a rapid northward increase in denudation rates. However, the southern part of our profile was sampled along the Paro Chu and the Wang Chu, whereas *Portenga et al*. [2014] focused on the Puna Tsang Chu (Figure 1). Both data sets display a significant southward increase in denudation rates exceeding 1 mm/yr but with an offset of approximately 20 km in the location of the transition. This spatial shift in the denudation patterns is consistent with the respective positions of the major knickzones along the sampled rivers (Figure S4).

The location of the denudation transition farther north along the Puna Tsang Chu may be caused by a wider valley that could allow for a deeper penetration of moisture into the range. However, available precipitation data do not show any northward deflection of the intense precipitation area that runs along the southern front of the range [*Bookhagen and Burbank*, 2010].

Several authors have proposed that the low regional gradient area may be a remnant topography (Figure S2b) [*Grujic et al*., 2006; *Adams et al*., 2013]. The climatic or tectonic origin of the associated uplift is still debated, but we note that the correspondence between the relative offsets of the knickzones along the Wang Chu and the Puna Tsang Chu and the two denudation trends is consistent with this hypothesis. These offsets could be due to a difference in the northward propagation rates of the knickzones into the low regional gradient area due to the differences in catchments size of the two rivers.

Hereinafter we combine our denudation rates with those obtained by *Portenga et al*. [2014] between the latitude of Punakha and the Bhutanese northern border. This provides an approximately 150 km long profile across western Bhutan from the range front to the northernmost high relief. Denudation in the southern part of the profile might be affected by transient landscape evolution. On the other hand, we interpret the denudation rate increase in the northern part as the result of differential rock uplift of the high range with respect to the low regional gradient area.

The first-order distinction between the three geomorphic domains along our profile is rather clear in the evolution of the pattern of denudation and specific stream power. In contrast, there are discrepancies in the respective evolution of these parameters at shorter wavelengths. As explained in section 3, the existence of natural variability in these rapidly eroding landscapes or systematic biases in the estimation of denudation rates and geomorphic metrics indices can account for some of these discrepancies. We should also keep in mind that cosmogenic nuclides concentrations are primarily reflecting hillslope denudation, whereas specific stream power or normalized steepness index are river incision proxies. As a consequence, any comparison between these parameters will be affected either by the degree of coupling between channels and hillslopes or by the time scales at which these catchments respond to climatic or tectonic perturbations [*Willenbring et al*., 2013].

4.2. Constraints on the Geometry of the MHT

We perform a joint inversion of denudation rates [this study and *Portenga et al*., 2014], GPS measurements [*Vernant et al*., 2014], and Holocene uplift rates at the front [*Berthet et al*., 2014]. As previously mentioned, our analysis is based on the assumption that denudation rates can be used as a proxy for rock uplift and that their distribution provides semiquantitative insights into the spatial variation of relative uplift rates

across the range. While some parts of the fluvial network in southern Bhutan present transient features, we are confident that the observed northward increase in denudation rates is a consequence of a local increase in rock uplift, which may be associated with a concomitant change in the geometry of the MHT. Such working hypothesis is substantiated by previous studies in central Nepal and Garwhal Himalayas where strikingly similar evolutions of denudation across the range were interpreted as a direct consequence of a ramp-flat transition along the MHT [*Godard et al*., 2014; *Scherler et al*., 2014]. Even though our inversion is based on the whole data set, we want to stress that our primary focus is to constrain the location of the ramp-flat transition associated with this particular change in denudation.

Based on a collection of 10^7 model runs, our results are in agreement with this ramp-flat system hypothesis (Figure 3). The 20 best fitting models suggest a basal décollement at a depth of approximately 10 km dipping north at only approximately 1° beneath the low regional gradient zone before connecting to a midcrustal ramp approximately at 27°30′N. This shallow dip is controlled by the very slow denudation in the central part of the transect, whereas the depth is poorly constrained by the inversion and mostly depends on a priori knowledge [*Bhattacharyya and Mitra*, 2009; *Acton et al*., 2011; *Long et al*., 2011; *Tobgay et al*., 2012]. Concerning the dip angle, our results are consistent with geophysical studies showing a subhorizontal MHT [e.g., *Nábělek et al*., 2009; *Acton et al*., 2011; *Caldwell et al*., 2013]. Conversely, when compared with these previous investigations, the width of approximately 130 km for the flat portion of the MHT is more surprising and is the main result of our study. In the Garhwal, Nepal, and Sikkim Himalayas, the location of the midcrustal flat-ramp transition is now well established at a distance of 80–100 km north of the MFT. Here we infer a transition approximately 130 km north of the MFT below the northernmost part of Bhutan.

It is important to note that our modeling is based on the assumption of topographic steady state, which is probably not valid in the southern part of the range. Under such assumption the low denudation rates in the central part of our profile are implying a very flat décollement. The low regional gradient areas are probably still out of equilibrium with the southern base level and could be undergoing surface uplift, which would require a slightly steeper flat. This does not affect the main finding of our study which is the location of the flat-ramp transition constrained by the sharp northward denudation increase.

Additionally, our modeling constrains other features of the MHT, but with a lesser degree of confidence than the location of this flat-ramp transition. In the south ($<$50 km from the MFT), our best fitting models suggest a steep frontal ramp (50–60°) connected to the basal décollement. However, this geometry should be taken with caution as the lack of denudation data near the front leads to three different models for the horizontal distance of points a and b (Figure S6). Assuming deformation by fault-bend folding, the steepest angle obtained by *Lavé and Avouac* [2000] for the MFT in central Nepal ranges from 30° to 50°. Following a similar approach, the bedding dip angles reported by *Long et al*. [2011] and *Hirschmiller et al*. [2014] at the intersection between our profile and the morphological front can be interpreted as local dips of 40–50°. Concerning the shortening rate, we obtain a value of 15.4 mm/yr. The lower edge of the interseismic locked zone is 80–120 km north of the MFT in agreement with previous results [*Vernant et al*., 2014]. However, this model is nonunique and a trade-off exists between the estimated slip rate and the depth of the subhorizontal décollement (Figure S5).

The geometry of the MHT across western Bhutan has also been investigated from the inversion of thermochronologic data [*Robert et al*., 2011; *Coutand et al*., 2014]. Forward modeling using MHT geometries from these two studies is not consistent with the combined denudation data we present here (Figure 3). A MHT geometry with a constant dip angle as proposed by *Robert et al*. [2011] involves a constant uplift rate that cannot explain the variations of denudation. Furthermore, the location of the midcrustal ramp proposed by *Coutand et al*. [2014] and mostly inferred from seismic images obtained in the Yadong-Gulu rift is not in agreement with the rapid northward denudation rate increase at approximately 110 km from the MFT.

Several explanations can be proposed for these discrepancies. First, there is obviously a significant difference in the time scales of integration of the tectonic and geomorphic processes by the two data sets used. Thermochronological data record exhumation pathways over several Ma, a time span that might encompass significant transient events such as surface uplift of the low regional gradient area or duplexing in the Lesser Himalayan sequence. Hence, part of the difference in inferred geometries could result from some unsteadiness in topographic evolution and/or tectonic processes. More importantly, we

note that in the inversion of the western Bhutan data by *Coutand et al*. [2014], the position of the ramp-flat transition is fixed a priori, based on geophysical imagery of the MHT along the INDEPTH profile in the Yadong-Gulu rift. Significant segmentation of the MHT exists along the Himalayan Arc in this area, and important changes in its geometry are likely to occur across the 40–70 km that separate these seismic profiles from our denudation profile in western Bhutan [*Hauck et al*., 1998; *Kellett and Grujic*, 2012]. Despite the transient evolution affecting the southern part of the range, the first-order denudation rate increase observed in the northern part of our transect supports the idea of a major steepening of the MHT at that location, which is significantly farther north than other flat-ramp transitions elsewhere in the Himalayas.

5. Conclusions

We present a new data set of 32 denudation rates derived from ^{10}Be concentrations in river sediments across western Bhutan. The spatial distribution is consistent with the previously documented contrasting geomorphic domains of the Bhutan Himalayas: the High Himalayas and the Himalayan front are characterized by high denudation rates (up to approximately 2 mm/yr) with significantly lower values in between ($<$0.25 mm/yr).

This pattern of denudation can be explained by a tectonic model that includes a steep crustal ramp for the MHT fault below the northernmost relief, at approximately 130 km from the MFT. The inferred location of the ramp-flat transition strongly contrasts with geometries proposed for the MHT elsewhere along the Himalayan Arc, which has implications for its seismogenic behavior in Bhutan. This extended décollement could have the potential to generate larger earthquakes than previously expected along this section of the Himalayan Arc.

Although we consider this proposition on the ramp location to be a robust feature of our data set and associated modeling, further geophysical and geomorphic observations are now needed to better constrain the geometry of other parts of the MHT, such as the décollement depth, the dip angle of the MFT, and the geometry of the steeper segments of the MHT. Thus, additional geophysical surveys as well as geomorphic observations are now needed to address these issues.

Acknowledgments
This project is funded by the French Agence Nationale de la Recherche (ANR-13-BS06-0006-01), the CNES/ISIS program, and the CNES/TOSCA program. RLM PhD is supported by a fellowship from the French Ministry for Higher Education and Research. We would like to thank all people helping for the fieldwork in Bhutan and particularly our drivers Phajo Kinley and Tsheten from the Department of Geology and Mines. We thank also Douglas Burbank, Djordje Grujic, and an anonymous reviewer for their helpful and constructive comments. The data from this study are available in the supporting information, Tables S1–S3.

The Editor thanks Djordje Grujic for their assistance in evaluating this paper.

References

Acton, C. E., K. Priestley, S. Mitra, and V. K. Gaur (2011), Crustal structure of the Darjeeling–Sikkim Himalaya and southern Tibet, *Geophys. J. Int.*, *184*(2), 829–852.

Adams, B., K. V. Hodges, M. C. van Soest, and K. X. Whipple (2013), Evidence for Pliocene-Quaternary normal faulting in the hinterland of the Bhutan Himalaya, *Lithosphere*, *5*(4), 438–449, doi:10.1130/L277.1.

Ader, T., et al. (2012), Convergence rate across the Nepal Himalaya and interseismic coupling on the Main Himalayan Thrust: Implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, *117*, B04403, doi:10.1029/2011JB009071.

Alsdorf, D., L. Brown, K. D. Nelson, Y. Makovsky, S. Klemperer, and W. Zhao (1998a), Crustal deformation of the Lhasa terrane, Tibet plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles, *Tectonics*, *17*(4), 501–519, doi:10.1029/98TC01315.

Alsdorf, D., et al. (1998b), INDEPTH (International Deep Profiling of Tibet and the Himalaya) multichannel seismic reflection data: Description and availability, *J. Geophys. Res.*, *103*(B11), 26,993–26,999, doi:10.1029/98JB01078.

Berthet, T., J. F. Ritz, M. Ferry, P. Pelgay, R. Cattin, D. Drukpa, R. Braucher, and G. Hetényi (2014), Active tectonics in eastern Himalaya: New constraints from the first morphotectonic study in southern Bhutan, *Geology*, *42*(5), 427–430.

Bhattacharyya, K., and G. Mitra (2009), A new kinematic evolutionary model for the growth of a duplex—An example from the Rangit duplex, Sikkim Himalaya, India, *Gondwana Res.*, *16*(3), 697–715.

Bollinger, L., S. N. Sapkota, P. Tapponnier, Y. Klinger, M. Rizza, J. Van der Woerd, D. R. Tiwari, R. Pandey, A. Bitri, and S. Bes de Berc (2014), Estimating the return times of great Himalayan earthquakes in eastern Nepal: Evidence from the Patu and Bardibas strands of the Main Frontal Thrust, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *119*, 7123–7163, doi:10.1002/2014JB010970.

Bookhagen, B., and D. W. Burbank (2010), Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge, *J. Geophys. Res.*, *115*, F03019, doi:10.1029/2009JF001426.

Brown, E. T., R. F. Stallard, M. C. Larsen, and G. M. Raisbeck (1995), Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *129*, 193–202.

Burgess, W. P., A. Yin, C. S. Dubey, Z. K. Shen, and T. K. Kelty (2012), Holocene shortening across the Main Frontal Thrust zone in the eastern Himalaya, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *357*, 152–167.

Caldwell, W. B., S. L. Klemperer, J. F. Lawrence, S. S. Rai, and Ashish (2013), Characterizing the Main Himalayan Thrust in the Garhwal Himalaya, India with receiver function CCP stacking, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *367*, 15–27, doi:10.1016/j.epsl.2013.02.009.

Cattin, R., and J. P. Avouac (2000), Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal, *J. Geophys. Res.*, *105*, 13,389–13,407, doi:10.1029/2000JB900032.

Coutand, I., D. M. Whipp Jr., D. Grujic, M. Bernet, G. Fellin, B. Bookhagen, K. R. Landry, S. K. Ghalley, and C. Duncan (2014), Geometry and kinematics of the Main Himalayan Thrust and Neogene crustal exhumation in the Bhutanese Himalaya derived from inversion of multithermochronologic data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *119*, 1446–1481, doi:10.1002/2013JB010891.

Cyr, A. J., D. E. Granger, V. Olivetti, and P. Molin (2010), Quantifying rock uplift rates using channel steepness and cosmogenic nuclide-determined erosion rates: Examples from northern and southern Italy, *Lithosphere*, *2*(3), 188–198, doi:10.1130/L96.1.

Duncan, C., J. Masek, and E. Fielding (2003), How steep are the Himalaya? Characteristics and implications of along-strike topographic variations, *Geology*, *31*(1), 75–78, doi:10.1130/0091-7613(2003)031.

Gansser, A. (1964), *Geology of the Himalayas*, Wiley Interscience, London.

Godard, V., D. W. Burbank, D. L. Bourlès, B. Bookhagen, and R. Braucher (2012), Impact of glacial erosion on ^{10}Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal, *J. Geophys. Res.*, *117*, F03013, doi:10.1029/2011JF002230.
Godard, V., D. L. Bourlès, F. Spinabella, D. W. Burbank, B. Bookhagen, G. B. Fisher, A. Moulin, and L. Léanni (2014), Dominance of tectonics over climate in Himalayan denudation, *Geology*, *42*, 243–246.
Grujic, D., I. Coutand, B. Bookhagen, S. Bonnet, A. Blythe, and C. Duncan (2006), Climatic forcing of erosion, landscape, and tectonics in the Bhutan Himalayas, *Geology*, *34*(10), 801–804.
Grujic, D., C. J. Warren, and J. L. Wooden (2011), Rapid synconvergent exhumation of Miocene-aged lower orogenic crust in the eastern Himalaya, *Lithosphere*, *3*(5), 346–366.
Gudmundsdottir, M. H., K. Blisniuk, Y. Ebert, N. M. Levine, D. H. Rood, A. Wilson, and G. E. Hilley (2013), Restraining bend tectonics in the Santa Cruz Mountains, California, imaged using ^{10}Be concentrations in river sands, *Geology*, *41*(8), 843–846, doi:10.1130/G33970.1.
Hammer, P., T. Berthet, G. Hetényi, R. Cattin, D. Drukpa, J. Chophel, S. Lechmann, N. Le Moigne, C. Champollion, and E. Doerflinger (2013), Flexure of the India plate underneath the Bhutan Himalaya, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 4225–4230, doi:10.1002/grl.50793.
Hauck, M. L., K. D. Nelson, L. D. Brown, W. Zhao, and A. R. Ross (1998), Crustal structure of the Himalayan orogen at ~90 east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles, *Tectonics*, *17*(4), 481–500, doi:10.1029/98TC01314.
Hetényi, G., J. Singer, E. Kissling, T. Diehl, J. Chophel, A. Burtin, S. Löw, and D. Drukpa (2014), Crustal structure, seismicity and landslide activity in Bhutan—Preliminary results from a temporary seismological network, Abstract Book, 29th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, p. 65, edited by C. Montomoli et al., pp. 178, Lucca, Italy, Museo Regionale di Scienze Naturali, Torino, 2-4 Sept.
Hirschmiller, J., D. Grujic, B. Bookhagen, I. Coutand, P. Huyghe, J. L. Mugnier, and T. Ojha (2014), What controls the growth of the Himalayan foreland fold-and-thrust belt?, *Geology*, *42*(3), 247–250.
Kellett, D. A., and D. Grujic (2012), New insight into the South Tibetan detachment system: Not a single progressive deformation, *Tectonics*, *31*, TC2007, doi:10.1029/2011TC002957.
Kellett, D. A., D. Grujic, and S. Erdmann (2009), Miocene structural reorganization of the South Tibetan detachment, eastern Himalaya: Implications for continental collision, *Lithosphere*, *1*(5), 259–281.
Lavé, J., and J.-P. Avouac (2000), Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal, *J. Geophys. Res.*, *105*, 5735–5770, doi:10.1029/1999JB900292.
Lavé, J., and J.-P. Avouac (2001), Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal, *J. Geophys. Res.*, *106*, 26,561–26,591, doi:10.1029/2001JB000359.
Long, S., N. McQuarrie, T. Tobgay, D. Grujic, and L. Hollister (2011), Geologic map of Bhutan, *J. Maps*, *7*, 184–192, doi:10.4113/jom.2011.1159.
Lupker, M., P.-H. Blard, J. Lavé, C. France-Lanord, L. Leanni, N. Puchol, J. Charreau, and D. Bourlès (2012), ^{10}Be-derived Himalayan denudation rates and sediment budgets in the Ganga basin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *333–334*, 146–156.
Mosegaard, K., and A. Tarantola (1995), Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems, *J. Geophys. Res.*, *100*(B7), 12,431–12,447, doi:10.1029/94JB03097.
Nábělek, J., G. Hetényi, J. Vergne, S. Sapkota, B. Kafle, M. Jiang, H. Su, J. Chen, B. S. Huang, and the Hi-CLIMB Team (2009), Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment, *Science*, *325*(5946), 1371–1374, doi:10.1126/science.1167719.
Niemi, N. A., M. Oskin, D. W. Burbank, A. M. Heimsath, and E. J. Gabet (2005), Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *237*(3–4), 480–498, doi:10.1016/j.epsl.2005.07.009.
Norton, K. P., F. von Blanckenburg, and P. W. Kubik (2010), Cosmogenic nuclide-derived rates of diffusive and episodic erosion in the glacially sculpted upper Rhone Valley, Swiss Alps, *Earth Surf. Processes Landforms*, *35*(6), 651–662.
Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *75*(4), 1135–1154.
Ouimet, W. B., K. X. Whipple, and D. E. Granger (2009), Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges, *Geology*, *37*(7), 579–582, doi:10.1130/G30013A.1.
Portenga, E. W., P. R. Bierman, C. Duncan, L. B. Corbett, N. M. Kehrwald, and D. H. Rood (2014), Erosion rates of the Bhutanese Himalaya determined using in situ-produced ^{10}Be, *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2014.09.027.
Replumaz, A., and P. Tapponnier (2003), Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks, *J. Geophys. Res.*, *108*(B6, 2285), doi:10.1029/2001JB000661.
Robert, X., P. Van Der Beek, J. Braun, C. Perry, and J.-L. Mugnier (2011), Control of detachment geometry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya: Insights from low-temperature thermochronology and numerical modeling, *J. Geophys. Res.*, *116*, B05202, doi:10.1029/2010JB007893.
Scherler, D., B. Bookhagen, and M. R. Strecker (2014), Tectonic control on ^{10}Be-derived erosion rates in the Garhwal Himalaya, India, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, *119*, 82–105.
Schulte-Pelkum, V., G. Monsalve, A. Sheehan, M. R. Pandey, S. Sapkota, R. Bilham, and F. Wu (2005), Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya, *Nature*, *435*, 1222–1225.
Singh, S. J., and S. Rani (1993), Crustal deformation associated with two-dimensional thrust faulting, *J. Phys. Earth*, *41*, 87–101.
Tobgay, T., N. McQuarrie, S. Long, M. J. Kohn, and S. L. Corrie (2012), The age and rate of displacement along the Main Central Thrust in the western Bhutan Himalaya, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *319*, 146–158.
Vance, D., M. Bickle, S. Ivy-Ochs, and P. W. Kubik (2003), Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediment, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *206*(3–4), 273–288.
Vernant, P., R. Bilham, W. Szeliga, D. Drukpa, S. Kalita, A. K. Bhattacharyya, V. K. Gaur, P. Pelgay, R. Cattin, and T. Berthet (2014), Clockwise rotation of the Brahmaputra Valley relative to India: Tectonic convergence in the eastern Himalaya, Naga Hills and Shillong Plateau, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *119*, 6558–6571, doi:10.1002/2014JB011196.
Von Blanckenburg, F. (2005), The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *237*(3–4), 462–479.
Willenbring, J. K., N. M. Gasparini, B. T. Crosby, and G. Brocard (2013), What does a mean mean? The temporal evolution of detrital cosmogenic denudation rates in a transient landscape, *Geology*, *41*(12), 1215–1218.
Wittmann, H., F. von Blanckenburg, T. Kruesmann, K. P. Norton, and P. W. Kubik (2007), Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland, *J. Geophys. Res.*, *112*, F04010, doi:10.1029/2006JF000729.
Wobus, C., A. Heimsath, K. Whipple, and K. Hodges (2005), Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya, *Nature*, *434*, 1008–1011.
Yanites, B. J., G. E. Tucker, and R. S. Anderson (2009), Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins, *J. Geophys. Res.*, *114*, F01007, doi:10.1029/2008JF001088.

[Geophysical Research Letters]

Supporting Information for

[Evidence for a wide and gently dipping Main Himalayan Thrust in western Bhutan]

[Le Roux-Mallouf Romain[1], Godard Vincent[2], Cattin Rodolphe[1], Ferry Matthieu[1], Gyeltshen Jampel[3], Ritz Jean-François[1], Drupka Dowchu[3], Guillou Valéry[2], ASTER Team[2 *]]

[[1]Géosciences Montpellier, UMR5243, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier, France

[2]Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, 13545 Aix-en-Provence, France

[3]Seismology and Geophysics Division, Department of Geology and Mines, Post Box 173, 9 Thimphu, Bhutan]

Contents of this file

Text S1 to S4
Figures S1 to S6
Tables S1 to S3

Additional Supporting Information (Files uploaded separately)

None

Introduction

Here we present the methods used, that include (1) Analytical procedures for cosmogenic nuclides analysis, (2) Topographic analysis, (3) inversion method. Tables provide analytical results for our denudation rates derived from ^{10}Be concentrations in river sediments that averages processes over the 300-20.000 yr time-scale, geomorphological parameters and inversion results.

Text S1.

Analytical procedures for cosmogenic nuclides analysis

Chemical preparation and Be isolation

Bulk sand samples were sieved to extract the 250-1000 µm fraction, which was submitted to sequential magnetic separation. Decarbonatation of the remaining fraction was achieved by leaching with 37% HCl. The samples were then repetitively leached with a mix of HCl (1/3) and H_2SiF_6 (2/3) while being submitted to ~24h cycles of strong mechanical shaking. Once pure quartz was obtained, a cycle of three additional leachings with concentrated HF (40%) allowed to ensure proper decontamination from ^{10}Be atmospheric component, each leaching removed 10% of the remaining quartz mass [Brown et al., 1991]. After addition of an in-house ^{9}Be carrier solution (~100 µl with 3.025 x 10^{-3} g/g concentration) the samples were digested in concentrated HF and Be was isolated for measurements using standard ion-exchange chromatography methods [Merchel et al., 2008]. Be was then oxidized to BeO and loaded into targets for AMS measurements.

AMS measurements

The ^{10}Be/^{9}Be isotopic ratios were measured by Accelerator Mass Spectrometry at the French AMS national facility (ASTER, L2NC, CEREGE, Aix-en-Provence). The ratios were calibrated against NIST reference material 4325 with and assigned ratio of 2.79±0.03 10^{-11} [Nishiizumi et al., 2007]. The ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the "Projets thématiques d'excellence" program for the "Equipements d'excellence" ASTER-CEREGE action, IRD and CEA.

Uncertainties

Uncertainties on ^{10}Be concentrations (reported as 1σ) are calculated according to the standard error propagation method using the quadratic sum of the relative errors and include a conservative 0.5% external machine uncertainty [Arnold et al., 2010; 2013], a 1.08% uncertainty on the certified standard ratio, a 1σ uncertainty associated to the mean of the standard ratio measurements during the measurement cycles, a 1σ statistical error on counted ^{10}Be events and the uncertainty associated with the chemical and analytical blank correction. An additional uncertainty of 10% was assumed for the production rate calculation and included in the total uncertainty on the denudation rate.

Procedural blanks

Several process blanks were treated and measured along with our samples, yielding ratios of 7.84±3.76, 1.17±0.56 and 3.83±1.84 10^{-15}. Due to the failure of the measurement of one blank with our first series of sample we use the average value of the three blanks reported above to correct the ratios, which is within the uncertainty margin of the long-term process blanks prepared in CEREGE and measured at ASTER [Arnold et al., 2010].

Naturally occurring ^{9}Be

Portenga et al. [2004] reported the presence of significant amounts of ^{9}Be in their samples, in addition to that provided by the carrier solution. In order to test for such possibility we digested ~2 g of pure quartz for 26 of our samples (using the same purified and leached fraction that was used for the main samples) measured the Be concentration by ICP-OES. The average concentration is 32 ppb, with a maximum of 67 ppb (fig S1). The ratio between the amount of ^{9}Be from the carrier solution and the naturally occurring ^{9}Be is at least 100, and 290 in average, which makes us confident that natural ^{9}Be can be neglected for the calculation of ^{10}Be concentrations from the measured isotopic ratios. Previous experience with other Himalayan samples from central Nepal [Godard et al., 2012; 2014], but also Eastern Tibet, that were processed in several labs using different quartz purification protocols, suggest that the

aggressive mechanical shaking and concentrated acid leaching (H_2SiF_6, HF) used for quartz isolation at CEREGE efficiently removes the potential ^{9}Be-bearing mineral phases.

Text S2.

Topographic analysis

Data sources

All calculations were done using a 90-m SRTM DEM [Farr et al., 2007] downloaded from CGIAR-CSI website (version 4, http://srtm.csi.cgiar.org). Precipitation data are from Bookhagen and Burbank [2010].

Production and erosion rates calculations

The scaling of production rates as a function of latitude and elevation was done using the approach of Stone [2000] at each pixel of the 90-m resolution DEM. A reference sea-level high latitude production rate of 4.5 at/g/yr was used [Nishiizumi et al., 2007]. Topographic shielding was calculated at each pixel of the DEM following the method of Dunne et al. [1999]. We use a material density of 2.65 g/cm^3 and 160, 1500 and 4320 g/cm^2 for the attenuation lengths of neutrons, slow and fast muons respectively [Braucher et al., 2003; 2011].

Normalized steepness indexes

We calculated steepness index using the approach described by Wobus et al. [2006]. River networks were extracted for accumulation areas >1km^2, and along channel slope and contributing area were computed at each pixel. We use a reference concavity of 0.42, and the regression to determine the ks_n value was done on logarithmically-binned data.

Specific stream power

Specific stream power was calculated along large rivers (Paro Chu, Wang Chu, Puna Tsang Chu) flowing across the entire range. In order to compute the gradient the river profile was filtered by moving a circle with a 20 km radius under the detrended profile which removes the local maxima that are often associated with valley narrowing below the pixel size. The gradient was then calculated by linear regression over a 2 km window. Channel width was measured from Google Earth imagery [Fisher et al., 2012]. For smaller catchments we used channel widths scaled to discharge with the relationship proposed by Burbank et al. [2003].

Text S3.

Inversion method

Data inversion is performed using a Monte Carlo method. We assume that the forward problem of calculating the data from the rate of overthrusting slip along the MHT is solved by the formulations proposed by Singh and Rani [1993], which are given in the paper.

A priori informations

A priori geometric knowledge includes from south to north (1) a MFT location and a subsurface dip of the MFT between 30° and 60°N [Long et al., 2011], (2) a sub-horizontal section at a depth of 10-15 km [Acton et al., 2011], (3) a maximum dip angle of ~40° for a mid-crustal ramp as imaged in Nepal, Sikkim and Garhwal Himalayas [Nábělek et al., 2009; Acton et al., 2011;

Caldwell et al., 2013] and (4) a depth of ~40 km beneath southern Tibet as imaged by the INDEPTH seismic experiment [Hauck et al., 1998]. Concerning the overthrusting slip we assume a constant value of 15-18 mm/yr [Vernant et al., 2014].

Catchment size weighting factor

Along our profile documented catchment areas vary greatly in size from 2 to 150 km^2. For each data point we determine the projected catchment width on the profile. A catchment size weighting factor f_{weight}=area/min(area) is then calculated to correctly represent each catchment. Finally for a given data, we weight it by repeating its value f_{weight} times along its projected catchment.

Pseudo-random walk

Each model consists in a vector of 13 elements that include the convergence rate and the location of six points allowing the dip of the MHT to vary (see tab. 3). The pseudo-random walk through this multidimensional parameters space is controlled by the rules proposed by Mosegaard and Tarantola [1995]

1. If $L(m_i) \geq L(m_j)$ then accept the proposed transition from j to i
2. If $L(m_i) < L(m_j)$ then accept the proposed transition from j to i with the probability $L(m_i)/L(m_j)$,

where *L(mi)* and *L(mj)* are the likelihood of the new and the old model, respectively. Here we assume that the likelihood function can be written as

$$L(m) = exp(-ki\,[(calc_i(m)-obs_i)/\sigma_i]^2)$$

where *k* is a normalization constant, *n* is the number of data points, *calc(m)* is the forward modeling function, *obs* is the data vector and σ^2 is the total variance, i.e. the uncertainties associated with each data point. This approach provides posterior probability density functions for each model parameter (fig. S5 and S6).

Joint inversion of interseismic velocity and denudation rate

Here a dataset including (1) a combined denudation profile derived from our measurements and those obtained by Portenga et al. [2014], (2) an Holocene uplift rate on the MFT derived from the study of fluvial terraces in south-central Bhutan [Berthet et al,. 2014] and (3) a horizontal GPS velocity profile [Vernant et al,. 2014] is inverted jointly to investigate the geometry of the MHT in western Bhutan. This joint inversion is performed assuming a constant slip rate. This slip rate is imposed along all the parts of the MHT to simulate denudation rates, whereas a locked zone is assumed for the shallow MHT (above the point c) for interseismic velocity.

As previously mentioned, catchment area may affect denudation rates derived from cosmogenic nuclides [Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009]. To test the robustness of our results we investigate the effect of the minimum catchment area in our inversion. The obtained posterior histograms for the free model parameters using a threshold catchment area between 0 and 20 km^2 are shown on figure S5. Except for the horizontal distance of the mid-crustal ramp showing a low offset (< 7 km), this threshold has no effect for most of the parameters. Thus our results are only slightly affected by the minimum catchment area considered.

Text S4.

References

Acton, C. E., K. Priestley, S.Mitra, and V. K. Gaur (2011), Crustal structure of the Darjeeling–Sikkim Himalaya and southern Tibet, Geophys. J. Int., 184(2), 829–852.

Arnold, M., S. Merchel, D. L. Bourlès, R. Braucher, L. Benedetti, R. C. Finkel, G. Aumaître, A. Gottdang, and M. Klein (2010), The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments, Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms, 268(11-12), 1954–1959, doi:10.1016/j.nimb.2010.02.107.

Arnold, M., G. Aumaître, D. L. Bourlès, K. Keddadouche, R. Braucher, R. C. Finkel, E. Nottoli, L. Benedetti, and S. Merchel (2013), The French accelerator mass spectrometry facility ASTER after 4years: Status and recent developments on 36Cl and 129I, Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms, 294, 24–28, doi:10.1016/j.nimb.2012.01.049.

Berthet, T.. Ritz, J.F., Ferry, M., Pelgay, P., Cattin, R., Drukpa, D., Braucher, R. and Hetényi, G. (2014), Active tectonics in eastern Himalaya : new constraints from the first morphotectonic study in southern Bhutan, Geology, 42 (5), 427-430.

Braucher, R., E. T. Brown, D. L. Bourlès, and F. Colin (2003), In situ produced 10Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, Earth Planet. Sci. Lett., 211(3-4), 251–258, doi:10.1016/S0012-821X(03)00205-X.

Braucher, R., S. Merchel, J. Borgomano, and D. L. Bourlès (2011), Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach, Earth Planet. Sci. Lett., 309(1-2), 1–9.

Brown, E. T., J. M. Edmond, G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. D. Kurz, and E. J. Brook (1991), Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced 10Be and 26Al, Geochim. Cosmochim. Acta, 55(8), 2269–2283, doi:10.1016/0016-7037(91)90103-C.

Bookhagen, B., and D. W. Burbank (2010), Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge, J. Geophys. Res., 115(F3), F03019, doi:10.1029/2009JF001426.

Burbank, D. W., A. E. Blythe, J. Putkonen, B. Pratt-Sitaula, E. Gabet, M. Oskin, A. Barros, and T. P. Ojha (2003), Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas., Nature, 426(6967), 652–655.

Caldwell, W. B., S. L. Klemperer, J. F. Lawrence, S. S. Rai, and Ashish (2013), Characterizing the Main Himalayan Thrust in the Garhwal Himalaya, India with receiver function CCP stacking, Earth Planet. Sci. Lett., 367, 15–27, doi:10.1016/j.epsl.2013.02.009.

Dunne, J., D. Elmore, and P. Muzikar (1999), Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces, Geomorphology, 27(1-2), 3–11, doi:10.1016/S0169-555X(98)00086-5.

Farr, T. G. et al. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission, Rev. Geophys., 45(2), RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.

Fisher, G. B., C. B. Amos, B. Bookhagen, D. W. Burbank, and V. Godard (2012), Channel widths, landslides, faults, and beyond: The new world order of high-spatial resolution Google Earth imagery in the study of earth surface processes, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 492, 1–22.

Hauck, M. L., K. D. Nelson, L. D. Brown, W. Zhao, and A. R. Ross (1998), Crustal structure of the Himalayan orogen at ~90 east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles, Tectonics, 17(4), 481–500.

Long, S., N. McQuarrie, T. Tobgay, D. Grujic, and L. Hollister (2011), Geologic Map of Bhutan, J. Maps, 7(1), 184–192, doi:10.4113/jom.2011.1159.

Merchel, S., M. Arnold, G. Aumaître, L. Benedetti, D. L. Bourlès, R. Braucher, V. Alfimov, S. P. H. T. Freeman, P. Steier, and A. Wallner (2008), Towards more precise 10Be and 36Cl data from measurements at the 10−14 level: Influence of sample preparation, Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms, 266(22), 4921–4926, doi:10.1016/j.nimb.2008.07.031.

Mosegaard, K., Tarantola, A., Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems, J. Geophys. Res., 100, B7, 12431-12447, 1995.

Nábělek J, Hetényi G, Vergne J, Sapkota S, Kafle B, Jiang M, Su H, Chen J, Huang BS, the Hi-CLIMB Team (2009) Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone Revealed by the Hi-CLIMB Experiment. Science 325(5946):1371-1374. doi:10.1126/science.1167719.

Niemi, N. A., M. Oskin, D. W. Burbank, A. M. Heimsath, and E. J. Gabet (2005), Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates, Earth Planet. Sci. Lett., 237(3-4), 480–498, doi:10.1016/j.epsl.2005.07.009.

Nishiizumi, K., M. Imamura, M. W. Caffee, J. R. Southon, R. C. Finkel, and J. McAninch (2007), Absolute calibration of 10Be AMS standards, Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms, 258(2), 403–413, doi:10.1016/j.nimb.2007.01.297.

Roering, J. J., Kirchner, J. W., Sklar, L. S., & Dietrich, W. E. (2001). Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study. *Geology*, *29*(2), 143-146.

Stone, J. O. (2000), Air pressure and cosmogenic isotope production, J. Geophys. Res., 105(B10), 23753–23759, doi:10.1029/2000JB900181.

Singh, SJ, Rani, S (1993), Crustal deformation associated with two-dimensionnal thrust faulting. J. Phys. Earth 41, 87-101.

Vernant, P., Bilham, R., Szeliga, W., Drukpa, D., Kalita, S., Bhattacharyya, A. K., Gaur, V. K., Pelgay, P., Cattin, R., Berthet, T. (2014). Clockwise rotation of the Brahmaputra Valley relative to India : tectonic convergence in the eastern Himalaya, Naga Hills and Shillong Plateau, J. Geophys. Res., doi:10.1002/2014JB011196.

Yanites, B. J., G. E. Tucker, and R. S. Anderson (2009), Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins, J. Geophys. Res., 114(F1), F01007, doi:10.1029/2008JF001088.

Wobus, C., K. X. Whipple, E. Kirby, N. P. Snyder, J. Johnson, K. Spyropolou, B. Crosby, and D. Sheehan (2006), Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 398, 55–74, doi:10.1130/0-8137-2398-1.

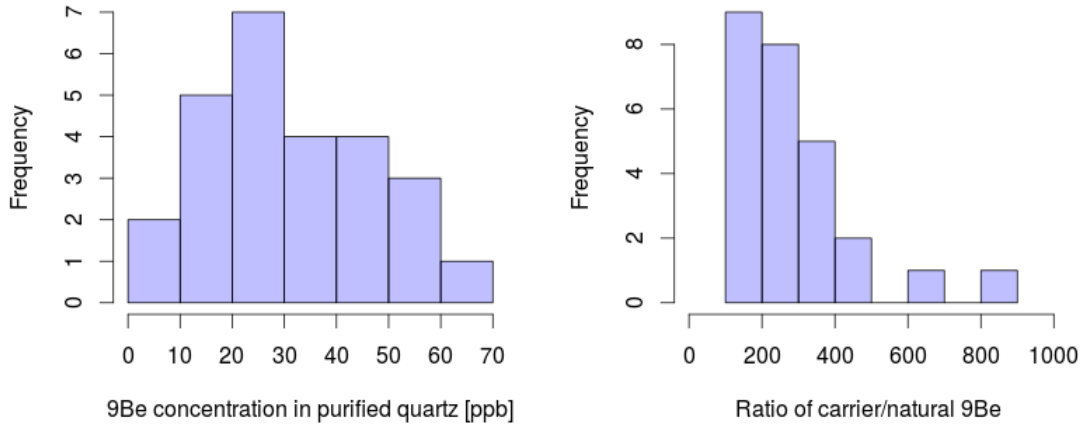


Figure S1. (letf) Naturally occurring ^{9}Be concentrations in purified quartz aliquots (no carrier added). (right) Ratio of the amount of ^{9}Be from the added carrier and naturally occurring in the digested quartz for the processed samples

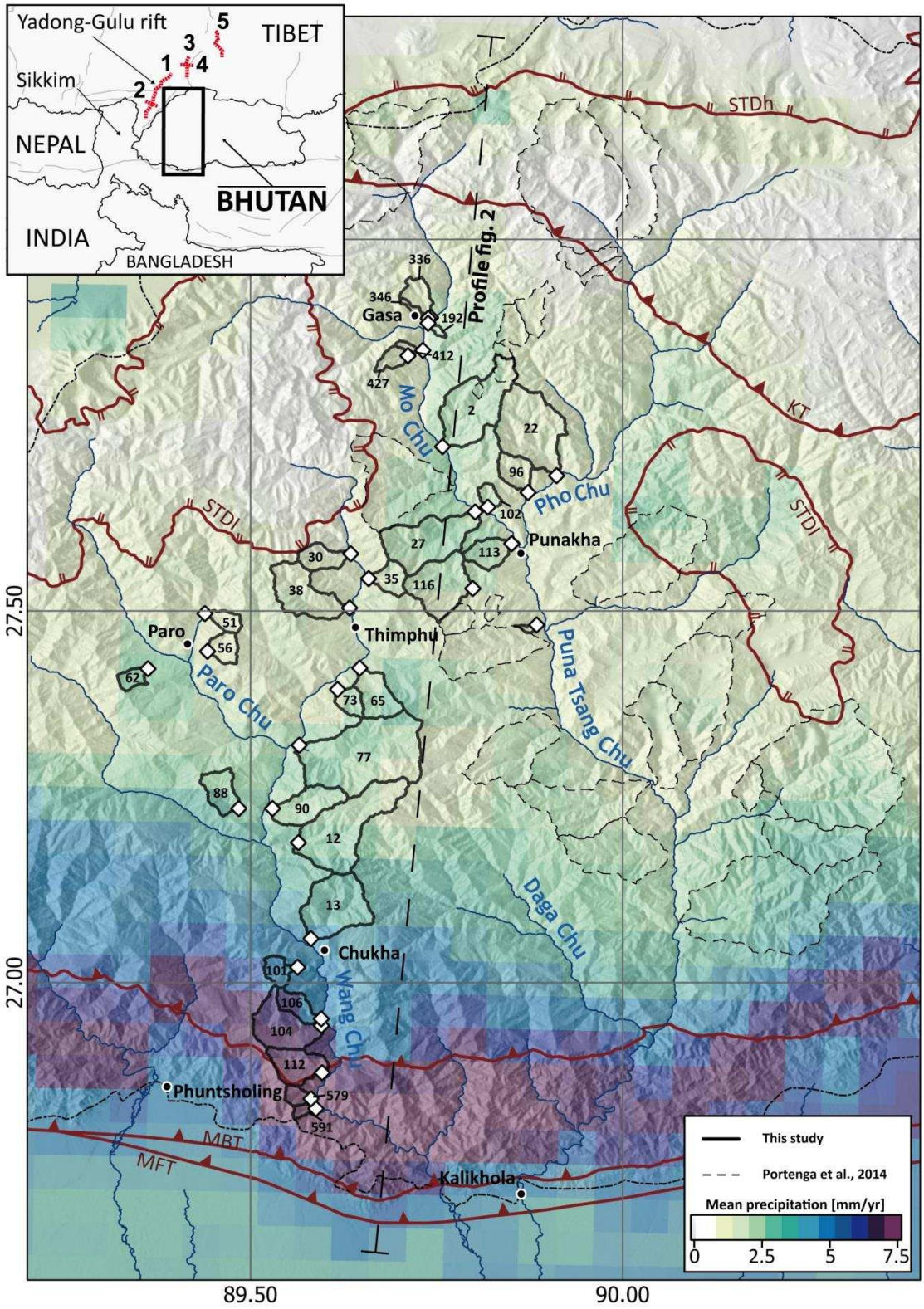

Yadong-Gulu rift
TIBET
Sikkim
NEPAL
BHUTAN
INDIA
BANGLADESH
1
2
3
4
5
STDh
KT
STDI
MBT
MFT
Profile fig. 2
Gasa
Punakha
Thimphu
Paro
Chukha
Phuntsholing
Kalikhola
Mo Chu
Pho Chu
Paro Chu
Puna Tsang Chu
Wang Chu
Daga Chu
336
346
192
412
427
2
22
96
102
27
113
30
35
116
38
51
56
62
73
65
77
88
90
12
13
101
106
104
112
579
591
27.50
27.00
89.50
90.00
This study
Portenga et al., 2014
Mean precipitation [mm/yr]
0
2.5
5
7.5

Figure S2A

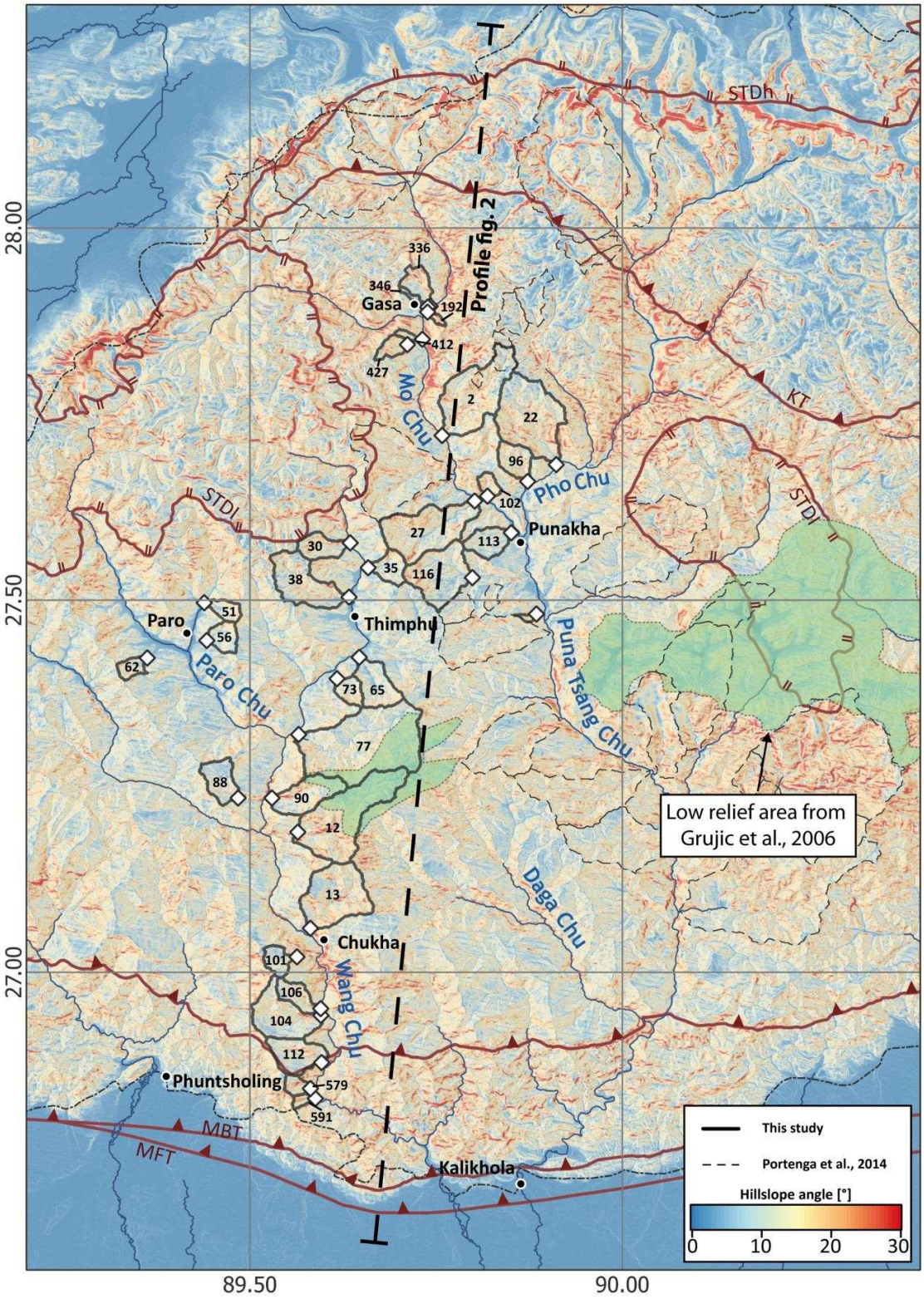

STDh
Profile fig. 2
336
346
Gasa
192
412
427
Wo Chu
2
22
96
Pho Chu
102
Punakha
27
113
30
35
116
38
STDl
KT
Thimphu
Paro
51
56
62
Paro Chu
73
65
77
88
90
12
13
Chukha
Puna Tsang Chu
Daga Chu
Low relief area from
Grujic et al., 2006
101
106
104
112
Wang Chu
Phuntsholing
579
591
MBT
MFT
Kalikhola
This study
Portenga et al., 2014
Hillslope angle [°]
0
10
20
30
28.00
27.50
27.00
89.50
90.00

Figure S2B

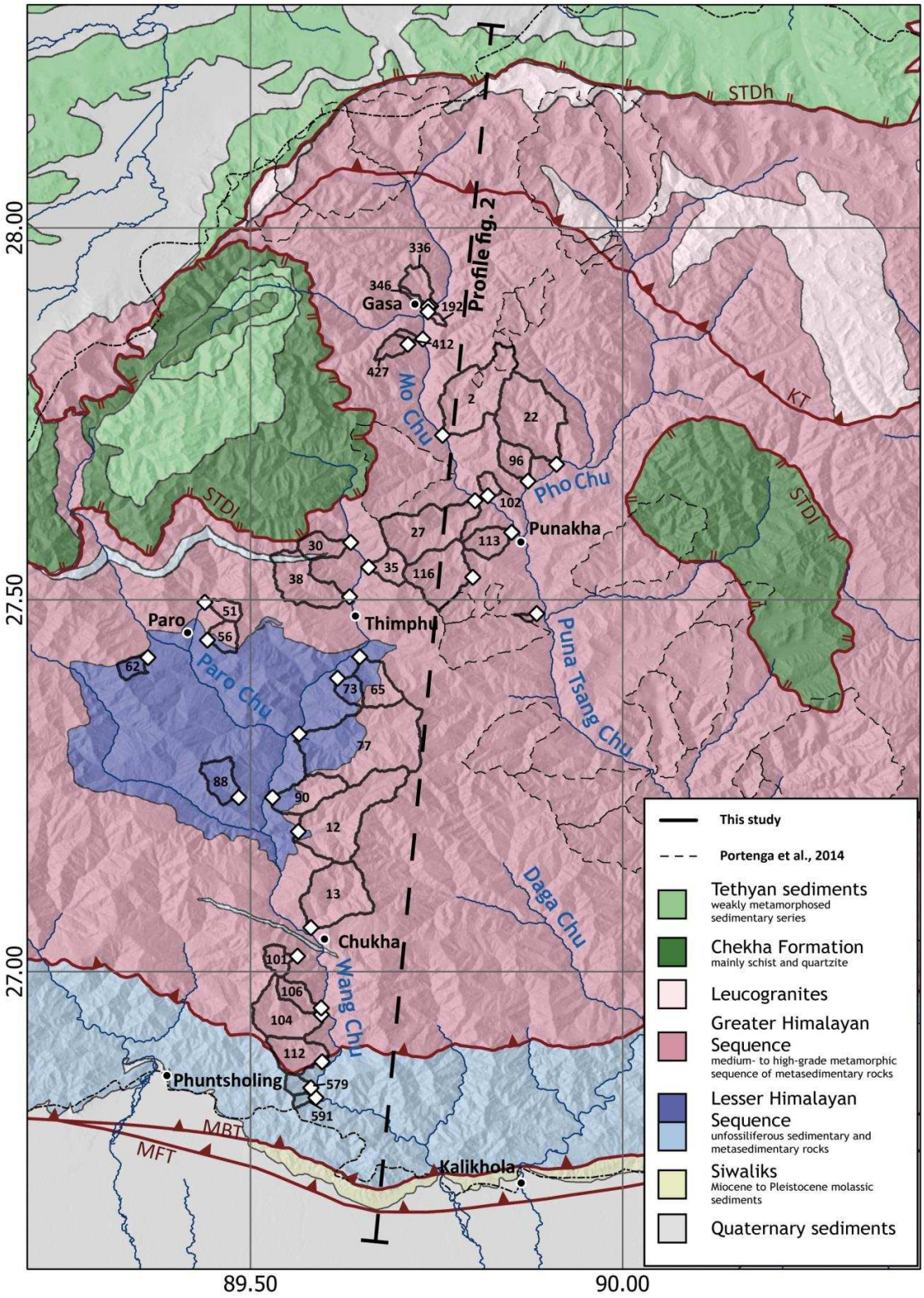

28.00
27.50
27.00
89.50
90.00
STDh
STDl
KT
MBT
MFT
Profile fig. 2
Mo Chu
Pho Chu
Puna Tsang Chu
Wang Chu
Daga Chu
Paro Chu
Gasa
Punakha
Thimphu
Paro
Chukha
Phuntsholing
Kalikhola
336
346
192
412
427
2
22
96
102
27
113
30
35
116
38
51
56
62
73
65
77
88
90
12
13
101
106
104
112
579
591
This study
Portenga et al., 2014
Tethyan sediments
weakly metamorphosed sedimentary series
Chekha Formation
mainly schist and quartzite
Leucogranites
Greater Himalayan Sequence
medium- to high-grade metamorphic sequence of metasedimentary rocks
Lesser Himalayan Sequence
unfossiliferous sedimentary and metasedimentary rocks
Siwaliks
Miocene to Pleistocene molassic sediments
Quaternary sediments

Figure S2C

Figure S2. (A) Average annual precipitation over western Bhutan [Bookhagen and Burbank, 2010]. Solid black lines refer to basin from this study. Dashed black lines refer to Portenga et al., [2014]. (B) Topographic slope. (C) Simplified geological map [after Long et al., 2010 and reference therein]. One basin was sampled in both studies (number 22 and 152 for this study and Portenga et al. [2014], respectively) and shows a 0.2 mm/yr difference in denudation rate with overlap of the uncertainty margins. This difference could be due to an internal variability of the basin denudation between the two sampling campaigns.

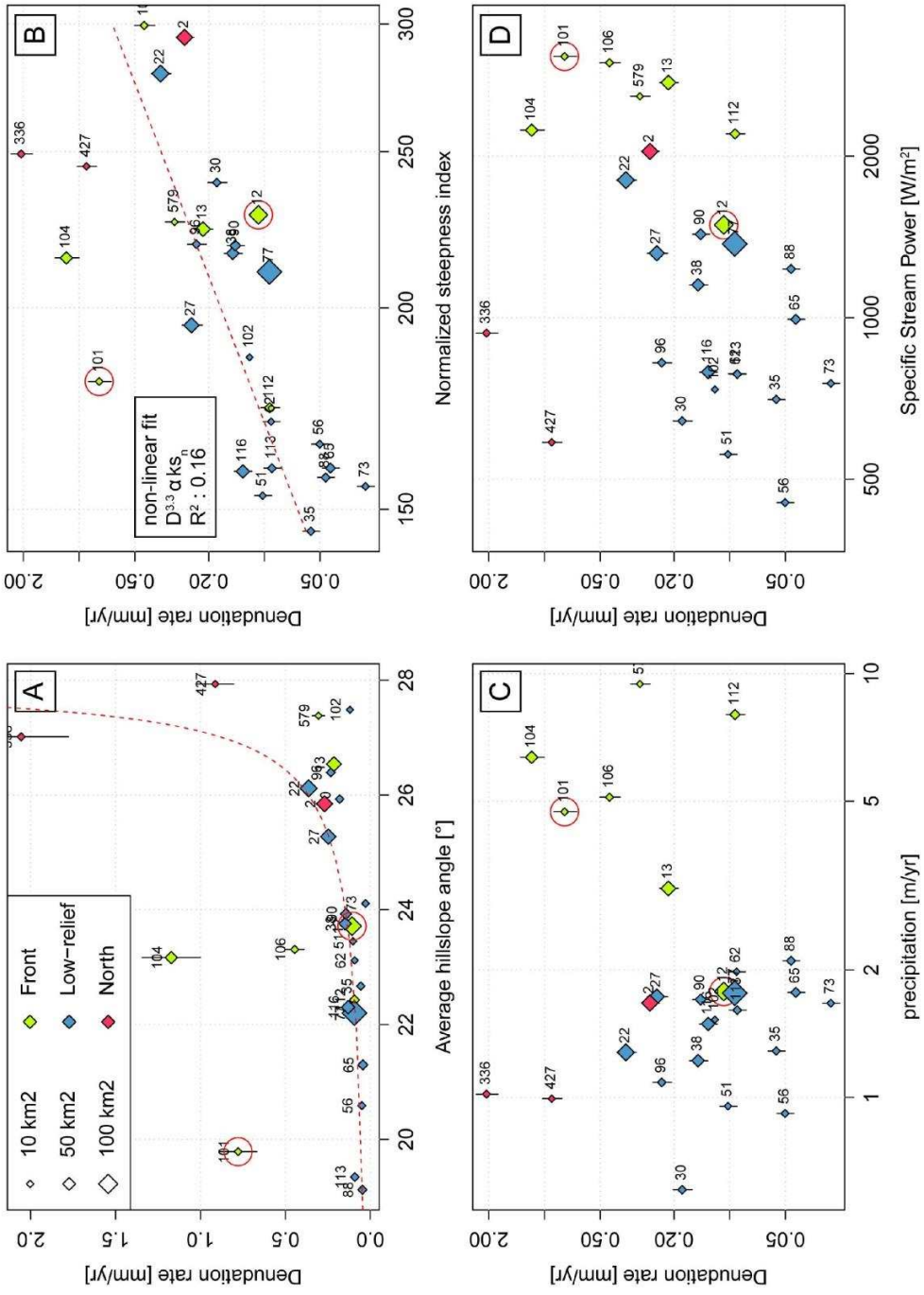


Figure S3. (A) Comparison between basin-averaged denudation rates and average catchment slope. Dashed line is non-linear hillslope denudation model [Roering et al., 2001] adjusted to our dataset (Sc: 31°, Lh: 120 m and K: 0.006 m^2/yr). Basins 101 and 12 (red circles) display pronounced knickpoints along their main river. (B) Comparison between denudation rates and normalized steepness index. Dashed red line is non-linear regression. (C) Comparison between denudation rates and catchment relief. (D) Comparison between denudation rates and specific stream power.

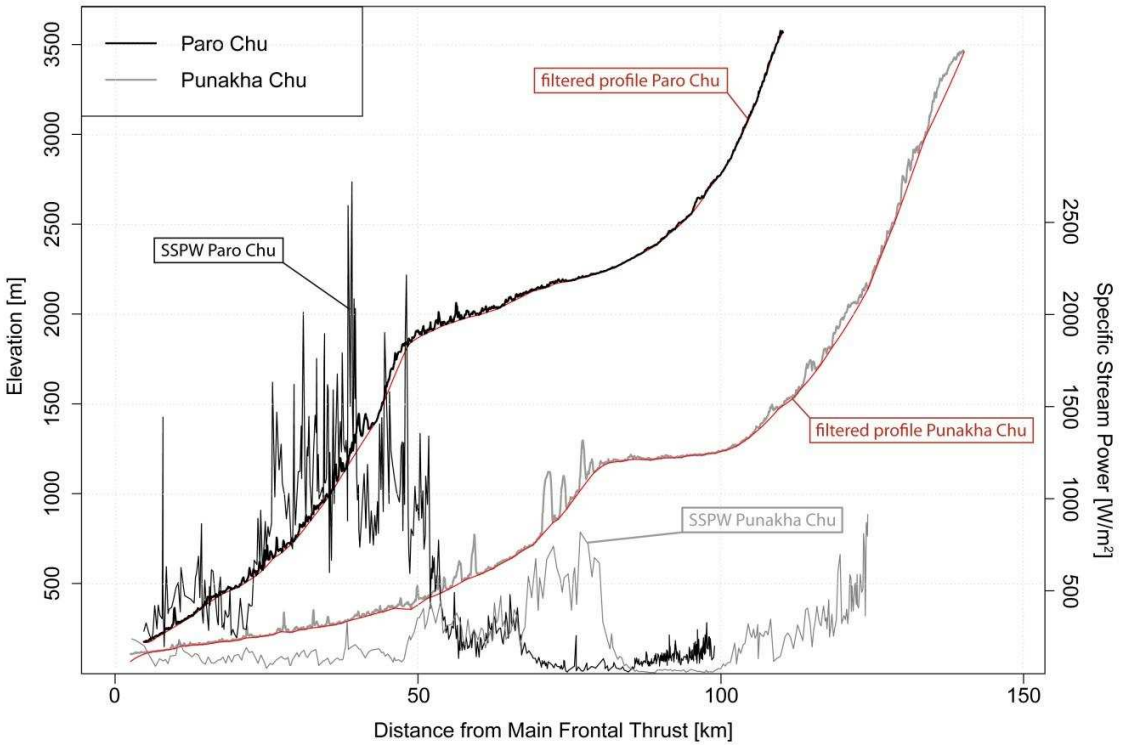


Figure S4. Profiles of Punakha (grey line) and Paro Chu (black line) showing positions of the major knickzones along the two sampled rivers. SSPW: Specific stream power.

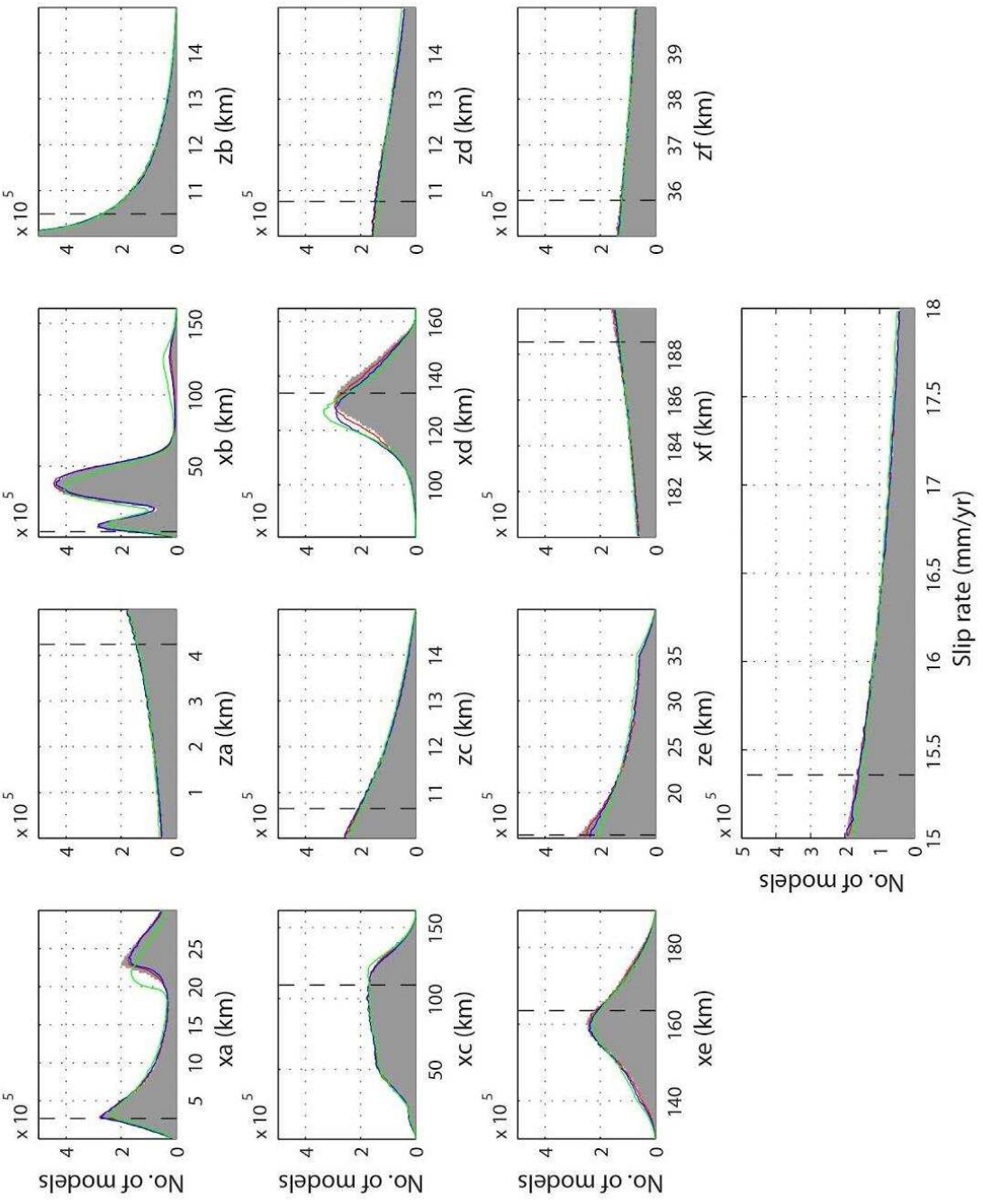


Figure S5. Grey bars give posterior histograms for the 13 free model parameters using the combined data-set. Red, blue and green solid lines shows posterior histogram using the same dataset, except that only denudation data associated with catchment area greater than 5, 10 and 20 km^2 are taken into account, respectively. Dashed line indicates the parameters set obtained for the best-fitting model. The geometry of the frontal ramp is poorly constrained, with several local extrema for xa and xb. In contrast, one can note the narrow histogram for the distances xd and xe, which control the horizontal distance between the front and the mid-crustal ramp.

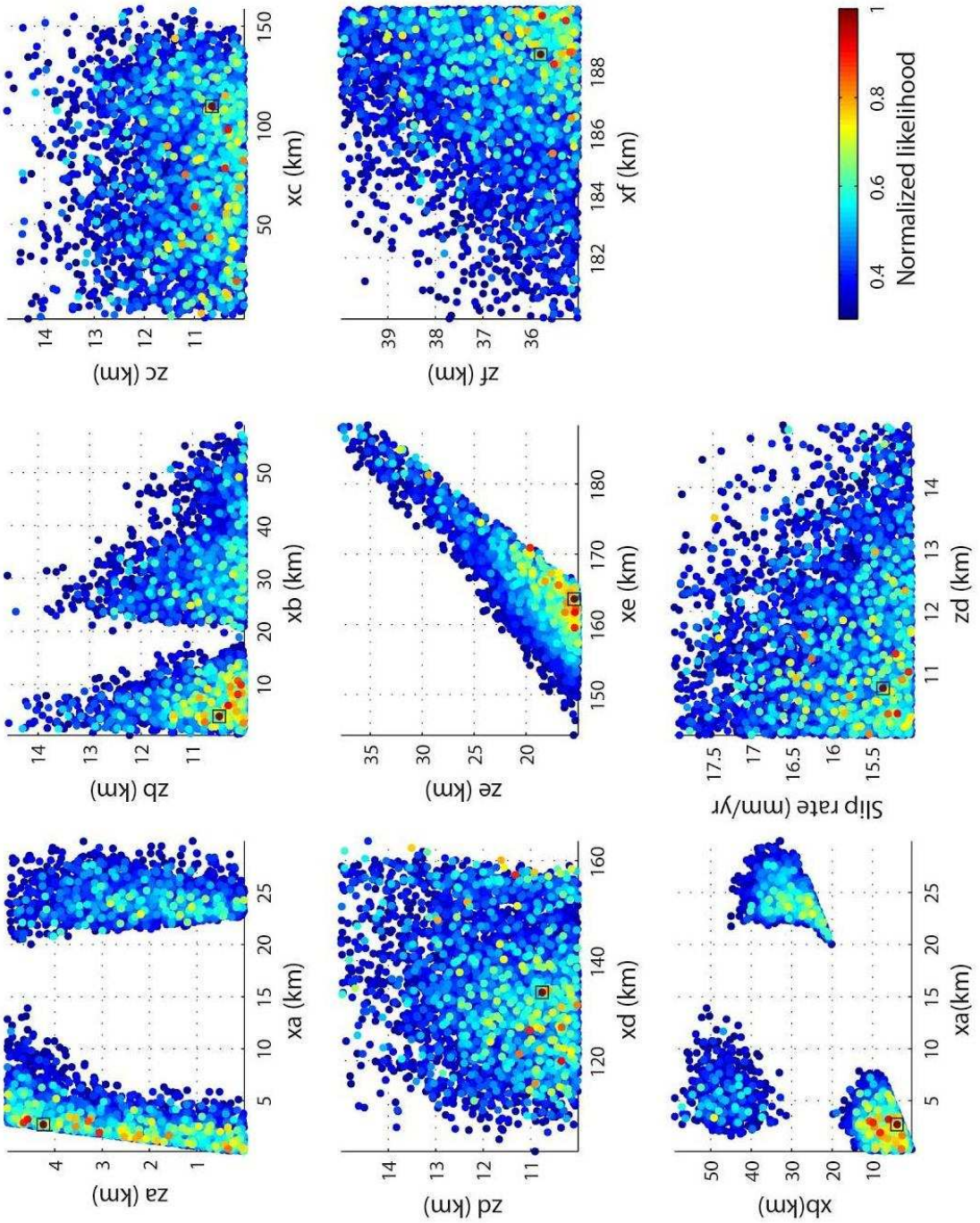


Figure S6. Sampling of the considered multi-parameters spaces (6 points coordinates and 1 slip rate) using a collection of 10^7 models. Each dots represents a model and its color is associated with its normalized likelihood, *i.e.* the ratio between likelihood and the maximum likelihood obtained for the best-fitting model. Black square indicates the location of the best-fitting model. One can note that the three local maxima obtained for xb are associated with the horizontal location of xa and that the overthrusting slip rate depends on the depth of the sub-horizontal section.

Sample	Long.	Lat.	Mass [g][1]	^{10}Be[x10^{3}at/g]	N_{spal}[2]	Shield.[3]	Denud Rate [mm/yr]	Times scale
2	89.758	27.7212	20	98.29±4.63	9.3	0.92	0.25±0.03	2415
12	89.5642	27.1884	19.7	262.01±8.38	10.1	0.93	0.1±0.01	6038
13	89.5922	27.0551	20.4	102.25±5.95	7.7	0.92	0.2±0.02	3019
22	89.9107	27.6821	19.5	65.11±4.45	8.2	0.92	0.34±0.04	1776
27	89.8009	27.634	19.4	66.22±4.91	5.6	0.92	0.23±0.03	2625
30	89.6356	27.5761	20	149.85±8.82	9.5	0.92	0.17±0.02	3552
35	89.6587	27.5447	20	390.2±12.26	7.6	0.94	0.05±0.005	12075
38	89.6331	27.5041	20	200.42±9.96	10.6	0.93	0.14±0.02	4313
51	89.4382	27.4961	20.3	206.92±6.74	7.3	0.94	0.1±0.01	6038
56	89.4431	27.4449	19.9	418.04±13.04	7.3	0.95	0.05±0.005	12075
62	89.3622	27.4223	20.1	253.4±8.3	8.3	0.94	0.09±0.01	6709
65	89.6468	27.4232	20.3	502.7±16.98	7.7	0.95	0.04±0.004	15094
73	89.6169	27.3945	19.8	718.96±22.26	7.1	0.94	0.03±0.003	20126
77	89.5654	27.3195	20.1	284.84±13.69	9.5	0.94	0.09±0.01	6709
88	89.4833	27.2338	19.7	480.1±14.98	7.8	0.96	0.04±0.005	15094
90	89.5296	27.2342	20.5	169.8±5.55	8.6	0.93	0.13±0.01	4644
96	89.8858	27.6624	19.8	60.11±3.68	4.7	0.92	0.21±0.03	2875
101	89.5632	27.0208	20.4	24.77±2.45	6.8	0.96	0.76±0.11	794
102	89.8189	27.6398	20.2	264.35±13.22	3.7	0.92	0.04±0.004	15094
104	89.5953	26.9413	30.4	9.25±1	3.7	0.94	1.1±0.16	549
106	89.5979	26.954	19.9	28.35±2.15	4.2	0.94	0.41±0.05	1473
112	89.5971	26.8794	15	88.29±5.25	2.7	0.94	0.09±0.01	6709
113	89.8508	27.5908	19.5	122.89±3.93	3.7	0.96	0.09±0.009	6709
116	89.7987	27.5302	19.7	120.27±4.96	5.4	0.94	0.12±0.013	5031
127	89.8846	27.4814	30	279.67±8.67	3.3	0.93	0.03±0.004	20126
192	89.7367	27.8866	19.5	54.96±3.01	7.5	0.87	0.35±0.4	1725
336	89.7424	27.8944	19.9	13.28±1.2	9.4	0.92	1.86±0.25	325
346	89.7266	27.8871	20.2	188.81±6	7.4	0.96	0.11±0.01	5489
412	89.7285	27.8495	19.8	40.33±2.27	7.1	0.93	0.47±0.05	1285
427	89.7078	27.8318	20.4	28.26±1.88	8.8	0.91	0.82±0.1	736
579	89.5808	26.8432	30.3	26.08±1.75	2.6	0.91	0.28±0.03	2156
591	89.5878	26.8311	27.8	17.99±1.83	2.1	0.91	0.33±0.054	1830

Table S1. Analytical results associated with the samples processed in this study. All reported uncertainties are ±1σ. See text for details on the sample processing and data treatment. (1) Mass of pure quartz dissolved. (2) Catchment averaged spallation production rate scaling factor for latitude and elevation according to Stone [2000, equation 2]. (4) Catchment averaged topographic shielding.

sample name	Elevation[1] [km]	Area [km^2]	Relief [km]	Average Slope [°]	ks_n	SSPW[2] [W/m^2]	Precipitation[3] [m/yr]
2	3.44 (1.53-4.74)	75.8	3.21	25.8	294.3	203.9	1.7
12	3.62 (2.15-4.68)	95.2	2.54	23.7	228.4	148.8	1.8
13	3.17 (1.65-4.20)	65.5	2.55	26.5	223.8	274	3.1
22	3.23 (1.37-4.45)	82.7	3.09	26.1	279.5	180.3	1.3
27	2.6 (1.33-4.07)	69.6	2.74	25.3	195.1	131.8	1.7
30	3.55 (2.53-4.49)	18.6	1.96	25.9	239.2	64.2	0.6
35	3.18 (2.49-3.83)	16.4	1.34	22.7	145.3	70.4	1.3
38	3.73 (2.37-4.69)	48.5	2.32	23.8	216.2	115.1	1.2
51	3.14 (2.41-3.84)	10.2	1.43	23.4	152.9	55.6	1
56	3.11 (2.48-3.73)	14.4	1.26	20.6	164.6	45.2	0.9
62	3.3 (2.64-4.08)	9.1	1.45	23.1	170	78.6	2
65	3.19 (2.35-4.24)	29.7	1.89	21.3	159.1	99.3	1.8
73	3.06 (2.41-3.95)	12.6	1.54	24.1	155	75.4	1.7
77	3.53 (2.15-4.65)	140.7	2.5	22.2	210.5	137.2	1.8
88	3.23 (2.38-3.83)	22.6	1.45	19.1	157	123.2	2.1
90	3.36 (2.13-4.45)	35.7	2.31	23.9	218.6	143	1.7
96	2.37 (1.39-3.46)	19.2	2.07	26.4	219	82.4	1.1
101	2.98 (1.97-3.40)	12.7	1.44	19.8	180	306.5	4.7
102	2.02 (1.36-2.67)	7.4	1.3	27.5	186.4	73.5	1.5
104	1.96 (0.94-3.32)	46.8	2.37	23.2	214.8	223.4	6.3
106	2.19 (0.93-3.32)	15.9	2.39	23.3	299.4	298.3	5.1
112	1.56 (0.72-2.34)	30.5	1.61	22.4	173.4	220	8
113	2.03 (1.29-2.91)	19.9	1.62	19.3	159.1	78.5	1.6
116	2.58 (1.72-3.75)	55	2.03	22.3	158.3	79.2	1.5
192	3.12 (2.19-3.97)	2.2	1.78	34.6	203.4	100.3	1.7
336	3.54 (2.27-4.50)	15.1	2.23	27	249.2	93.6	1
346	3.1 (2.38-3.83)	2.4	1.45	18.5	152.1	41.9	1.1
412	3.05 (2.07-3.70)	2.8	1.63	25.5	164.8	79.4	1.22
427	3.47 (2.63-4.21)	9.6	1.58	27.9	244.8	58.6	1
579	1.51 (0.64-2.14)	7.9	1.5	27.4	226.1	258.3	9.5
591	1.19 (0.52-1.88)	4.1	1.36	28.5	215.6	173.5	10.2

Table S2. Geomorphological parameters associated with the study catchments: (1) Mean, min and max catchment elevation, (2) catchment averaged specific stream power calculated using the scaling relationship between channel width W and discharge Q proposed by Burbank et al. (2003), (3) catchment averaged precipitation from Bookhagen and Burbank [2010].

Parameter	Value
number of models	10^7
x_a (km)	**2.7** (from z_a tan(60°) to 30)
z_a (km)	**4.2** (from 0 to 5)
x_b (km)	**4.0** (from x_a to x_d)
z_b (km)	**10.5** (from 10 to z_d)
x_c (km)	**109.6** (from x_b to x_d)
z_c (km)	**10.6** (from z_b to z_d)
x_d (km)	**133.7** (from x_e -50 to x_e-(z_e-z_d)/tan(40°)
z_d (km)	**10.8** (from 10 to 15)
x_e (km)	**163.6** (from x_f -50 to x_f-(z_f-z_e)/tan(40°)
z_e (km)	**15.4** (from 15 to z_f)
x_f (km)	**188.5** (from 180 to 190)
z_f (km)	**35.8** (from 35 to 40)
shortening rate (mm/yr)	**15.4** (from 15 to 18)

Table S3. Inversion results. Horizontal distance x_i and depth z_i are given from the MFT and the ground surface, respectively. Values in brackets indicate the investigated range of the free parameters. Note that parameters are not independent. The parameter value corresponding to the best-fitting model is indicated in bold.

CHAPITRE 4

SURRECTION, DÉNUDATION ET EXHUMATION

Vallée de la Wang Chu depuis les hauteurs de Chuzom

"Le sourd estime toujours que ceux qui dansent sont fous."

Jorge Bucay

Sommaire

4.1 Introduction 75
4.2 Comparaison de la dénudation Holocène et l'exhumation long-terme 75
4.2.1 Les données 78
4.2.2 Influence du rebond post-glaciaire 82
Principe 82
Approche mise en œuvre 83
Hauteur de glace 83
Réponse flexurale d'un rebond post-glaciaire 83
Résultats 84
4.2.3 Influence de la morphologie 85
4.2.4 Influence des duplex 86
4.2.5 Conclusions et perspectives 86
4.3 Comparaison de la dénudation Holocène et des données de géodésie 86
4.4 Conclusions de ces différentes études 91

4.1 Introduction

L'étude des nucléides cosmogéniques nous a permis une analyse spatiale des taux de dénudation sur une échelle de 20000 ans dans l'ouest Bhoutan [Le Roux-Mallouf et al., 2015].

Or, au-delà de cette analyse spatiale, des informations sur l'évolution temporelle des taux de dénudation peuvent également être obtenues à partir de comparaisons avec différentes méthodes intégrant les processus, de surface ou en profondeur, sur des échelles de temps différentes comme par exemple : plus courtes pour des mesures de flux sédimentaires [Kirchner et al., 2001; Siame et al., 2011; Carretier et al., 2013], de soulèvement tectonique par GPS [références GPS] ou plus longues pour des études utilisant la thermochronologie [Abrahami et al., 2016].

Ce chapitre propose d'aller un peu plus loin dans l'étude du profil de dénudation dérivé des cosmonucléides. Dans un premier temps, je présente une étude combinée du profil de dénudation avec des données thermochronologiques obtenues le long d'un profil similaire [Coutand et al., 2014]. Cette étude correspond à une collaboration avec Isabelle Coutand et Djordje Grujic de l'Université Dalhousie à Halifax au Canada. Une formation au code Pecube (modèle thermocinématique) donnée par Jean Braun [Braun, 2003] et un séjour de deux mois à l'Université Canadienne m'ont permis d'appréhender les bases de la modélisation thermocinématique de données thermochronologiques. Dans un deuxième temps, une comparaison sera faite avec les données GPS décrites dans l'introduction. Enfin, une synthèse permettra de mettre en évidence les observations clés extraites de ces différentes études.

4.2 Comparaison de la dénudation Holocène et l'exhumation long-terme

L'évolution des reliefs continentaux est le résultat des interactions entre le soulèvement tectonique, les processus externes (responsable de l'érosion de la topographie) et les paramètres lithologiques contrôlant la susceptibilité à l'érosion des formations à l'affleurement. Il a été montré que l'érosion, définie comme le mécanisme de redistribution des masses, est un moteur majeur de la formation des reliefs et de la déformation, notamment le long du front orogénique. L'évolution du relief à une échelle long terme peut-être quantifiée à partir des taux d'exhumation [Montgomery and Brandon, 2002; Herman et al., 2013].

La quantification de cette exhumation long terme peut-être réalisée par des études géochronologiques et thermochronologiques basse température qui permettent de suivre le refroidissement des roches depuis environs 800 ° C jusque 50 ° C.

Ces dernières décennies ont été marquées par le développement d'outils quantitatifs pour la modélisation de ces âges de refroidissement, qui permettent notamment l'inversion des différents paramètres relatifs à l'histoire de l'exhumation [Braun, 2002a,b, 2003; Huntington et al., 2007; van der Beek et al., 2010a,b; Glotzbach et al., 2011]. Ces outils ont permis des avancées fondamentales dans la compréhension de l'exhumation et l'histoire morpho-tectonique des orogènes actifs et leur utilisation viennent compléter l'analyse classique et semi-quantitative des âges de refroidissement [Brewer and Burbank, 2006; Kirstein et al., 2006; Whipp et al., 2007; Herman et al., 2010; Robert et al., 2009].

Les principaux thermochronomètres utilisés sont l'U-Pb, le Rb-Sr, l'Ar/Ar, les traces de fission, et U-Th/He et correspondent à des températures de fermetures différentes. Ces techniques permettent donc de retracer l'histoire thermique d'un échantillon, caractérisée par son refroidissement, en datant le franchissement des différents isothermes.

Nous nous appuierons sur une étude de Coutand et al. [2014], qui propose, à travers une inversion de données thermochronologiques (modèle thermo-cinématique Pecube, Braun [2003]), des contraintes sur la géométrie, la cinématique du MHT et l'exhumation Néogène associée, sur un profil à l'ouest Bhoutan, similaire au profil de notre étude de dénudation court terme. Les auteurs utilisent 4 thermochronomètres basse température :

- (U-Th)/He sur Apatite (température de fermeture (Tf) : 60-80 ° C),
- (U-Th)/He) sur Zircon (Tf : 150-180 ° C),
- Trace de fission sur Apatite (Tf : 110 ° C),
- Trace de fission sur Zircon (Tf : 240 ° C).

La géométrie du MHT, obtenue par inversion des données d'exhumation, présente une géométrie similaire de celles obtenues le long de l'arc himalayen en rampe-plat-rampe (Fig. 4.1). Mais, contrairement aux résultats obtenus lors de l'inversion des données de dénudation court-terme, la transition plat-rampe sous la haute chaîne se fait 37 km plus au sud et s'apparente aux modèles proposés pour le Népal avec un décollement à faible pendage d'une longueur d'environ 70 km. Dans la section suivante, nous proposons une étude combinée de ces deux jeux de données.

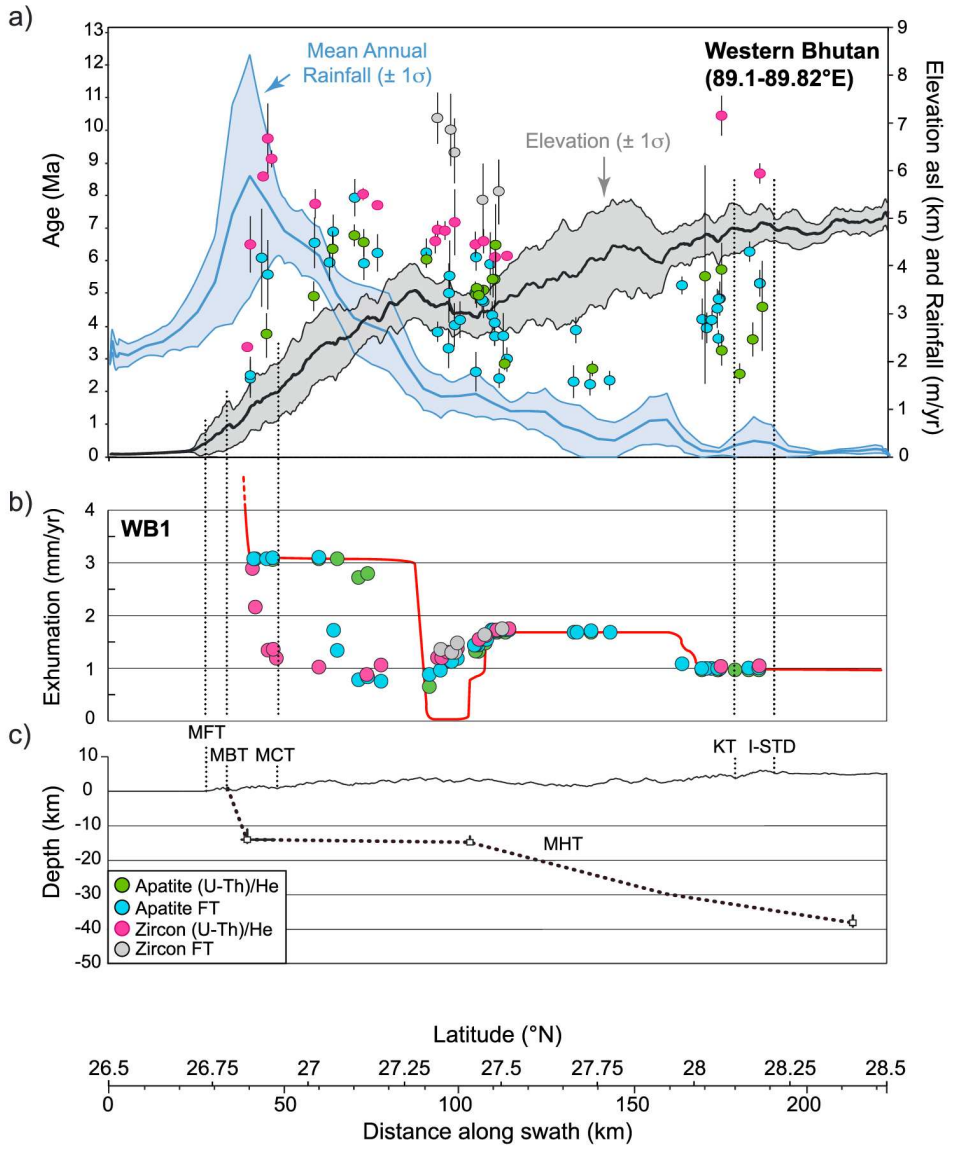


FIGURE 4.1 – Résultats obtenus par Coutand et al. [2014] pour le profil à l'ouest Bhoutan. **a** Distribution nord-sud des âges de refroidissement obtenus pour chaque échantillon. La topographie moyenne, maximum et minimum sont représentées respectivement par la ligne noire en gras et les lignes noires en trait fin. La pluviométrie moyenne, maximum et minimum sont représentées respectivement par la ligne bleue en gras et les lignes bleues en trait fin. La location des principales zones de failles sont représentées par les lignes verticales en pointillés. **b** Exhumation instantanée (ligne rouge) et long terme (points colorés). **c** Géométrie du MHT obtenue par modélisation des taux d'exhumation avec le modèle thermocinématique PECUBE. Code couleur : vert, U-Th/He sur apatite ; bleu, trace de fission sur apatite ; rose, U-Th/He sur zircon et gris, trace de fission sur zircon. Abréviations structures : MFT, Main Frontal Thrust ; MBT, Main Boundary Thrust ; MCT, Main Central Thrust ; KT, Kakthang Thrust ; I-STD, Inner South Tibetan Detachment and MHT, Main Himalayan Thrust.

Au Népal central, Godard et al. [2014] montre que les données de dénudation court terme dérivées de l'analyse des cosmonucléides présentent une tendance similaire à l'exhumation long terme.

Plus récemment, dans la région du Sikkim, à l'ouest du Bhoutan, Abrahami et al. [2016] proposent une comparaison de données de dénudation moyen terme

(10 bassins versants) et de données d'exhumation long terme (traces de fission sur apatite sur 10 échantillons). Les auteurs montrent que les taux de dénudations présentent des valeurs plus élevées, mais avec une variabilité spatiale importante. Les tendances différentes des deux jeux de données suggèrent qu'ils sont contrôlés par des processus découplés.

4.2.1 Les données

Notre étude combinée utilise (1) 33 mesures de dénudation court terme, dérivées des nucléides cosmogéniques de sable de rivière et (2) 53 données thermochronologiques (Fig. 4.2).

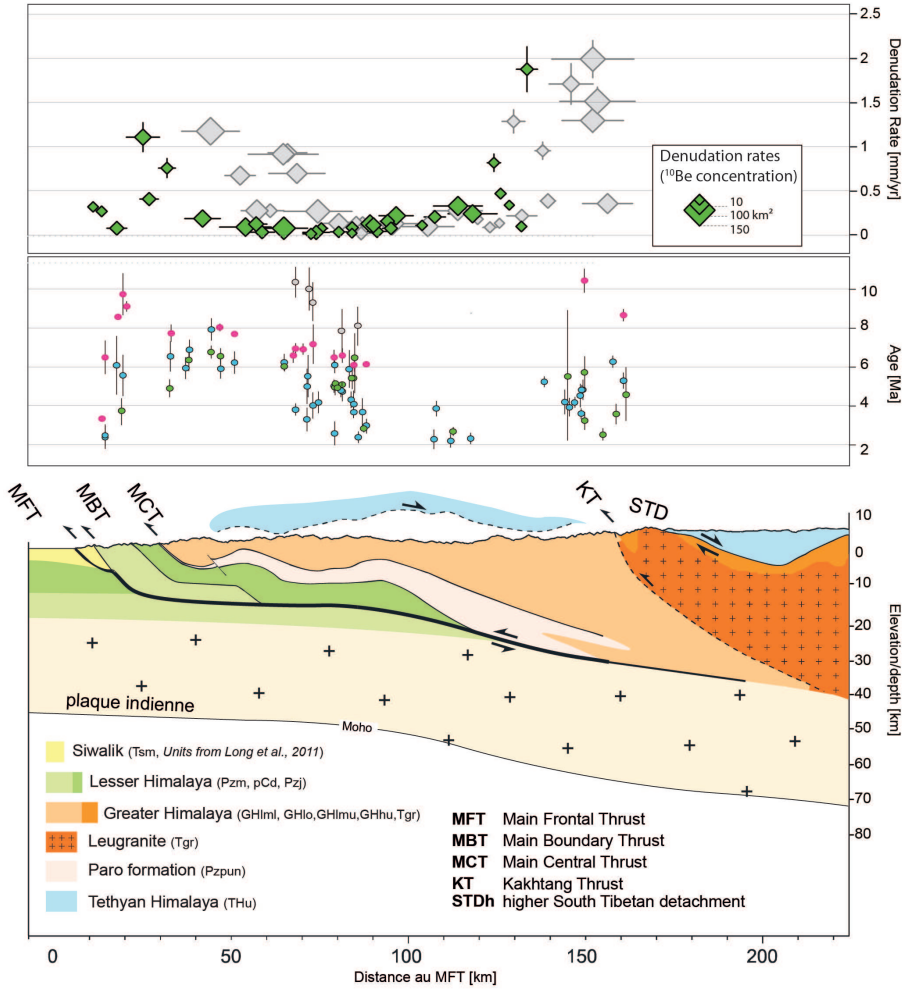


FIGURE 4.2 – Présentation des données de l'étude. **Haut :** données de dénudation dérivées de la concentration en isotopes cosmogéniques dans des sables de rivières, en vert par Le Roux-Mallouf et al. [2015] et en gris par Portenga et al. [2015]. **Milieu :** Données d'exhumation d'après Coutand et al. [2014]. **Bas :** Coupe géologique simplifiée de l'ouest Bhoutan, à la longitude 90 ° modifiée d'après Coutand et al. [2014]

L'objectif de cette étude est d'essayer d'apporter de nouvelles contraintes sur

l'évolution temporelle et spatiale de la géométrie du MHT.

Pour comprendre la méthodologie mise en œuvre, il est important de clarifier les résultats clés de chaque étude qui sont :

Pour les données thermochronologiques, une exhumation importante à $\sim$ 75 km au nord du MFT. Cette exhumation peut avoir plusieurs origines, incluant : la transition plat-rampe en profondeur ou une accrétion basale importante qui pourrait correspondre à la formation d'un duplex en profondeur.

Pour les données de dénudation court terme, les deux points importants sont (1) une croissance des taux de dénudation aux alentours de 130 km du front en allant vers la haute chaîne et (2) des taux de dénudation en surface très faibles entre 50 et 110 km de distance du MFT.

Pour coupler les deux jeux de données, nous utilisons une méthodologie simple basée sur les modèles respectifs de chaque étude, à savoir :

- l'inversion des paramètres géométriques du MHT, en utilisant la modélisation Pecube. Ces paramètres sont en accord avec les résultats obtenus pour la dénudation dérivée des nucléides cosmogéniques. En d'autre terme, nous utilisons une gamme de paramètres géométriques en accord avec les données court-terme dans la modélisation des données thermochronologiques 4.3,
- l'analyse des résultats obtenus lors de cette modélisation en fonction d'un paramètre d'optimisation, et de certains paramètres géométriques comme la pente du MHT et la longueur du décollement.

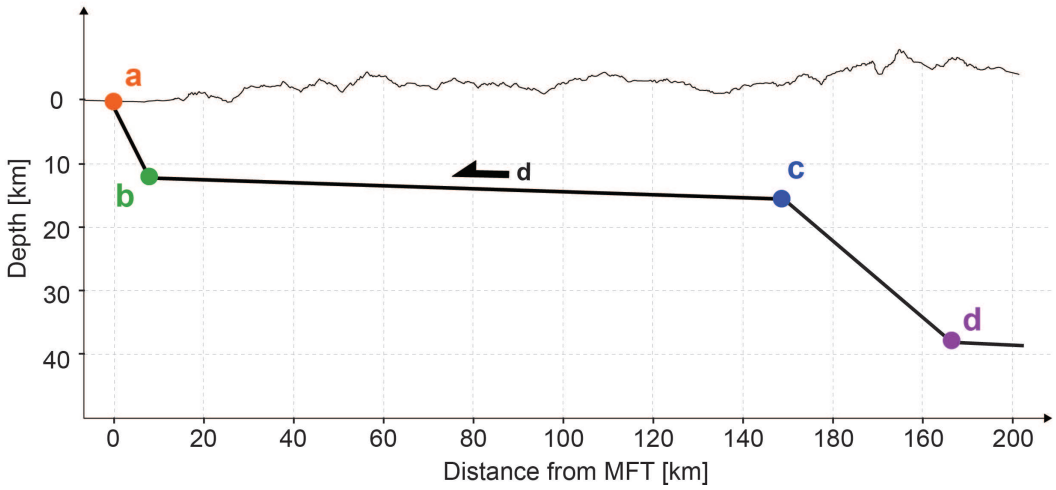


FIGURE 4.3 – Paramètres géométrique de l'inversion BUW 6

Six inversions ont été réalisées. Les résultats obtenus les plus aboutis sont présentés sur les figures 4.4 et 4.5. La figure 4.4 présentent l'ensemble des paramètres

inversés et les valeurs correspondantes aux paramètres géométriques du meilleur modèle.

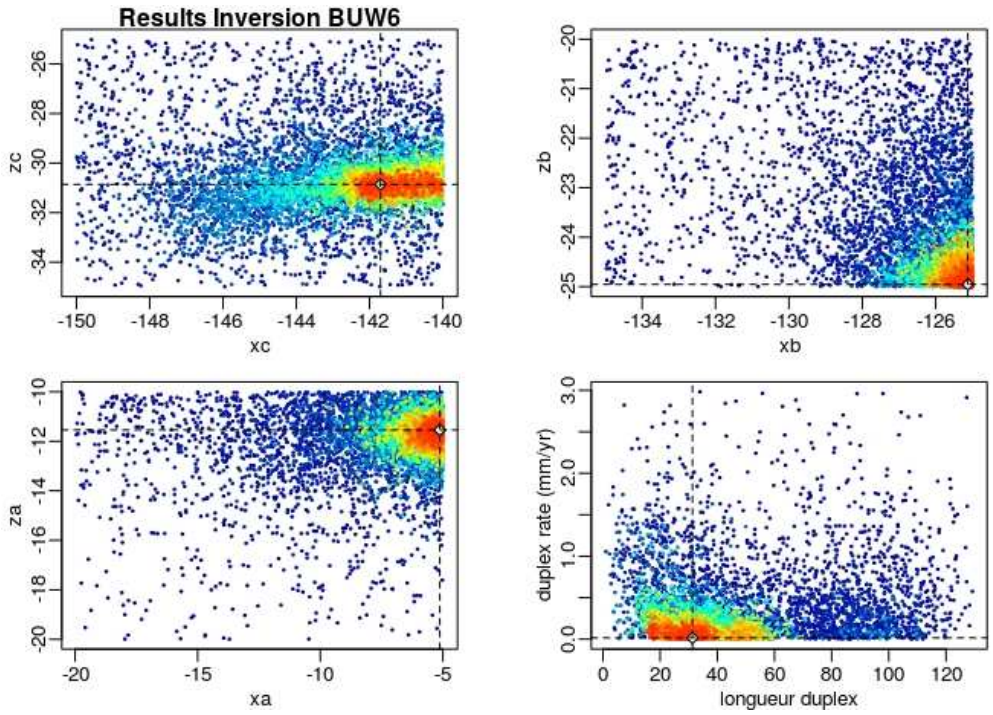


FIGURE 4.4 – Résultats de l'inversion BUW 6 montrant les différents valeurs obtenus pour chaque paramètre. Le cercle noir correspond au meilleur modèle.

La deuxième figure est plus complexe et présente deux résultats indépendants. La figure 4.5b présente les géométries obtenues lors de l'inversion du modèle Pecube en appliquant certaines informations a priori en accord avec les résultats clés cités précédemment qui sont :

- une transition plat/rampe à une distance du MFT supérieure à 100 km,
- un coefficient d'optimisation faible (< à 0.7),
- un angle de plongement du MHT < à 5 ˚.

Les courbes orange et rouge correspondent aux géométries respectives obtenues par Coutand et al. [2014] et Le Roux-Mallouf et al. [2015].

La figure 4.5a, représente les résultats du modèle de dislocation élastique modélisant les aspects court terme mais en utilisant les géométries ayant les coefficients d'optimisation les plus faibles lors de l'inversion Pecube. Les courbes pleines correspondent aux résultats bruts et une correction verticale de 0.6 mm/an à été appliquée sur les courbes en pointillés.

La tendance obtenue avec ces géométries est similaire à celle que nous avons obtenue dans notre étude, présentant (1) une croissance des taux de dénudation aux alentours de 25 km, (2) une zone à dénudation constante entre 50 et 100 km

du front et (3) une croissance de taux de dénudation au niveau de la haute chaîne à partir de ∼110 km du front. Mais, alors que la tendance est la même, les valeurs sont translatées d'un coefficient variant entre 0.5 et 1 mm en plus, comparé aux données de dénudation (Fig. 4.5).

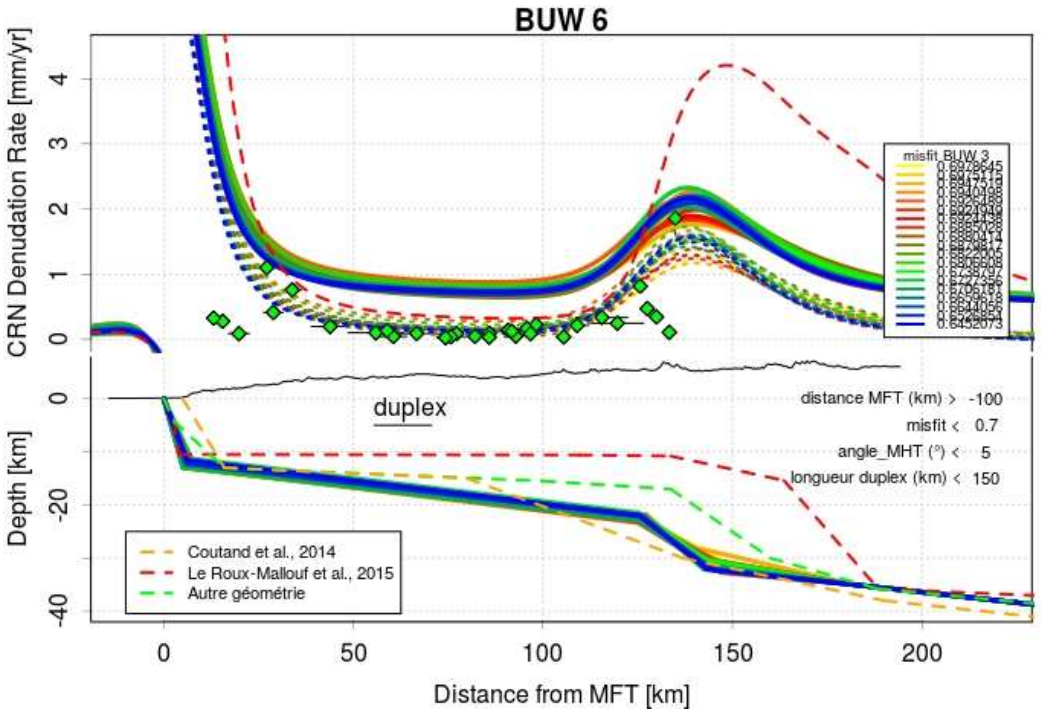


FIGURE 4.5 – Résultats de l'inversion BUW6. **Bas :** Les différentes géométries obtenues lors de l'inversion PECUBE BUW6. Des filtres ont été appliqués afin d'extraire des géométries, en accord avec les données thermochronologiques mais également avec les données de dénudation court-terme. Ces paramètres sont listés sur la droite. **Haut :** Profils de dénudation obtenus en utilisant les géométries du bas dans un modèle de dislocation. Les courbes pleines représentent les sorties du modèles. Les couleurs sont associées aux géométries du bas. Les courbes en pointillés correspondent aux résultats du modèle de dislocation pour lesquels une valeur de 0.6 mm/an à été soustraite.

Plusieurs hypothèses peuvent être invoquées pour expliquer ce soulèvement :

- l'impact du rebond post-glaciaire provoquant un soulèvement régional qui ne peut-être extrait du signal de dénudation. En effet, dans l'hypothèse d'un soulèvement à grande échelle, le niveau de base local de la rivière principal ne va pas varier et ne va pas induire un ré-ajustement des affluents qui se traduirait par une incision forte,
- l'impact de la morphologie dans les données de dénudation dérivées des cosmonucléides. On peut se poser la question de l'impact de la zone à faible relief présente dans le Moyen-Pays sur les taux de dénudation court terme. Est-ce que le signal extrêmement faible de la dénudation court terme peut être induit par ces pentes de versants plus faibles ?
- l'influence d'une accrétion basale induite, soit à l'aplomb de la transition plat-rampe par le changement de géométrie, soit le long du décollement

comme proposé par Adams et al., [2016] pour expliquer la présence des replats à faible relief ou par les études structurales Tobgay et al. [2012] pour expliquer, par exemple, la présence de la fenêtre de Paro.

La notion de temps est importante dans la compréhension et l'étude combinée de ces deux jeux de données puisqu'ils représentent des périodes de temps très différentes.

4.2.2 Influence du rebond post-glaciaire

Principe

Pour de nombreux solides, il est établi que la relation entre contrainte et déformation est régie par des lois de comportement élastique. Un matériel élastique a comme propriété de (1) se déformer quand on lui applique une force et (2) de revenir à sa forme initiale quand cette force est retirée. La majorité des matériaux solides, incluant l'ensemble des roches pour des conditions pression/températures suffisamment faibles, ont un comportement élastique quand les forces appliquées ne sont pas trop importantes. De plus, la déformation élastique est proportionnelle à la contrainte appliquée. Les équations de la déformation élastique sont simplifiées si on considère un matériel isotrope (invariance des propriétés physiques en fonction de la direction). Hormis certaines roches métamorphiques extrêmement foliées, on fait l'hypothèse d'une couche isotrope à l'échelle de la croûte. L'étude de la lithosphère peut-être réalisée dans différents cas, comme, (1) déterminer son état de contrainte pour améliorer la compréhension de l'occurrence des séismes ou (2) quantifier la réponse flexurale de la lithosphère à une charge ou une décharge en surface (rebond post-glaciaire, érosion, relief, etc.). Connaissant les propriétés élastiques de la lithosphère, et la charge/décharge appliquée, on peut en déduire la réponse flexurale associée. L'objectif de cette étude est de quantifier le rebond post-glaciaire, correspondant à la réponse flexurale causée par le retrait des glaciers associés à la dernière glaciation, le LGM (Last Glacial Maximum, $\sim$12000 ans).

Nous sommes conscients des limites de cette méthode en deux dimensions, principalement dues au fait de faire l'hypothèse d'une lithosphère de rigidité constante. Mais l'objectif de cette étude est d'apporter un ordre de grandeur du soulèvement induit par le retrait des glaciers et en aucun cas une quantification précise. Pour cela, nous surestimons la quantité de glace retirée en surface.

Approche mise en œuvre

L'approche est basée sur :

1. La cartographie des moraines glaciaires frontales et latérales associées à la dernière glaciation (Last Maximum Glaciaire, ∼12000 ans) et reconstruction des profils de glaciers perpendiculaires à son écoulement, afin de quantifier l'épaisseur de glace maximum.
2. Quantification du soulèvement induit par le rebond postglaciaire à l'aide d'un modèle de flexure de la lithosphère [Turcotte and Schubert, 2014].

Hauteur de glace

L'épaisseur de glace correspondant au retrait des glaciers a été quantifiée par cartographie des moraines, réalisée à partir de : (1) une étude de Meyer et al. [2009] proposant une cartographie des variations de l'emprise des glaciers depuis le Marine Isotope Stage (MIS 3, ∼70000 to ∼30000 ans) incluant une cartographie grossière de l'extension des glaciers LGM (Last Glacial Maximum, ∼15000 à ∼12000 ans), (2) une cartographique des moraines frontales (communication personnelle de Djordje Grujic) et (3) une cartographie des moraines frontales et latérales à partir d'images satellites. Extraction systématique de profils latéraux de 27 paléo-glaciers couvrant la région du haut Himalayen Bhoutanais (Fig. 4.6).

Une épaisseur moyenne (82 m) et une épaisseur maximale (200 m) de glace ont été déduites (table 1).

Réponse flexurale d'un rebond post-glaciaire

Le modèle 2D considère une lithosphère élastique d'une épaisseur H soumis à un déchargement de glace post-LGM, h. L'effet du déchargement à la surface de la lithosphère est modélisé, en utilisant l'expression suivante :

- L'équation générale :

$$D\frac{d^4w}{dx^4} + (\rho_m - \rho_w)gw = 0$$

- L'amplitude de la déflexion w :

$$w = w_0 \exp^{\frac{-x}{\alpha}}) \left(cos\frac{x}{\alpha} + sin\frac{x}{\alpha} \right)$$

- avec le paramètre flexural suivant :

$$D = \frac{\epsilon.h^3}{12\,(1-\nu^2)}$$

- et la rigidité flexurale de la lithosphère donnée par :

$$\alpha = \left[\frac{4D}{(\rho_m - \rho_w)g}\right]^{\frac{1}{4}}$$

Avec ϵ le module d'Young, h l'épaisseur élastique de la lithosphère, ν le coefficient de Poisson, ρ_m la densité du manteau et ρ_c la densité de la croûte.

Site [n°]	Hauteur de glace [m]
1	130
2	100
3	130
4a	60
4b	55
7a	45
7b	25
8	100
9	25
10	50
13	100
15a	120
15b	60
16a	200
16b	60
17	90
18a	70
18b	160
19a	85
19b	120
20	85
21	50
21b	90
22a	40
22b	95
23	50
26	45
Min	25
mean	82
max	200

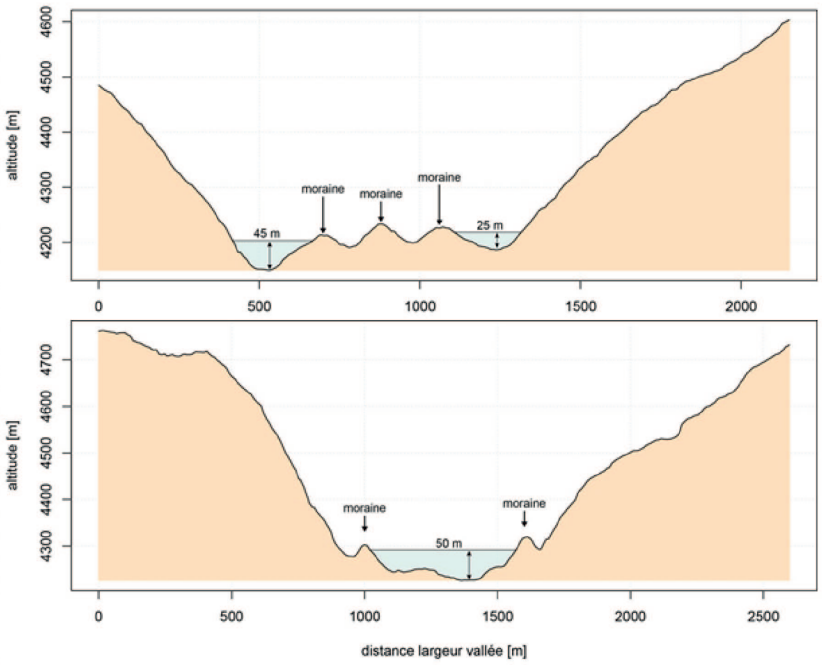


FIGURE 4.6 – Calcul des hauteurs de glace dans les vallées du Haut-Himalaya Bhoutanais. **Gauche :** tableau récapitulant les 26 sites pour la quantification de la largeur de glace moyenne. **Droite :**Exemple de quantification de l'épaisseur de glace d'un glacier.

Résultats

Dans l'hypothèse où le décalage vertical de 0.6 mm/an corresponde à un soulèvement régional (surface uplift), une inversion des paramètres rhéologiques de la croûte a été réalisée afin d'extraire les valeurs nécessaires d'épaisseur de glace susceptible de produire cette différence de soulèvement. Les paramètres testés sont l'épaisseur élastique de la lithosphère h entre 10 et 100 km et $\delta\rho$ la différence de densité entre la croûte et le manteau variant de 100 à 400.

En utilisant des paramètres rhéologiques contraints par la gravimétrie terrestre [Berthet et al., 2013; Hammer et al., 2013], la figure 4.7 montre, qu'en déchargeant une épaisseur de glace de 200 m à la surface d'une lithosphère continentale, on induit un soulèvement inférieur à 0.1 mm/an (Fig. 4.7).

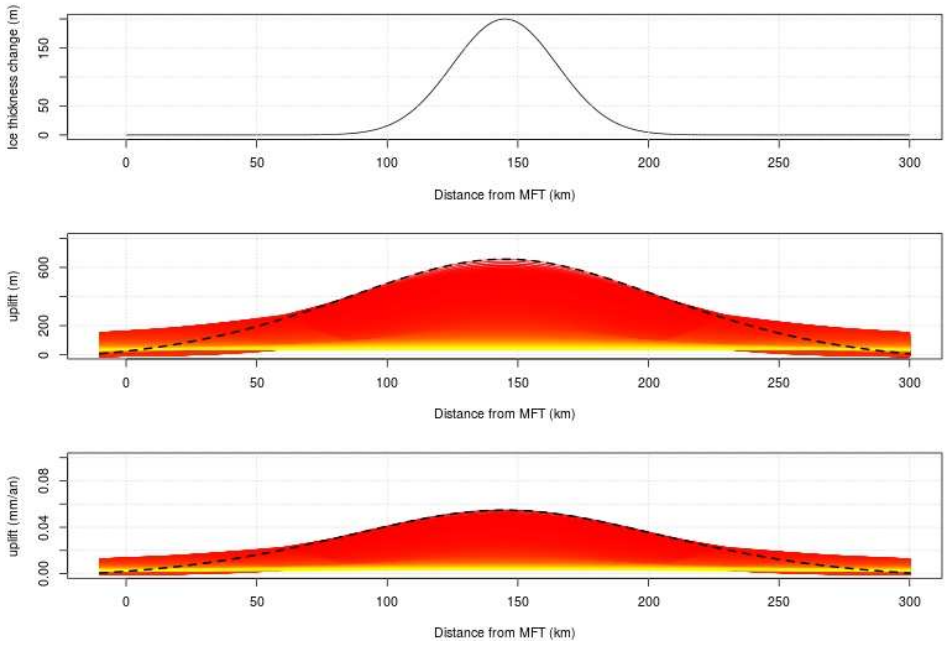


FIGURE 4.7 – Modélisation de la réponse flexurale de la croûte induite par une décharge de glace. Les paramètres testés sont l'épaisseur élastique de la lithosphère h entre 10 et 100 km et $\delta\rho$ la différence de densité entre la croûte et le manteau variant de 100 à 400. **Haut :** Distribution de l'épaisseur de glace le long du profil nord-sud à l'ouest du Bhoutan. **Milieu :** Soulèvement, en mètre, associé à la décharge de glace en fonction des différents couple de paramètres. Les couleurs chaudes correspondent aux modèles ayant des couples $h/\delta\rho$ permettant de s'approcher de la valeur de 0.6 mm/a. La courbe en pointillé correspond au meilleur modèle. **Bas :** vitesse de soulèvement, calculé sur la période Holocène, depuis le LGM, associée à la décharge de glace en fonction des différents couple de paramètres. Les couleurs chaudes correspondent aux modèles ayant des couples $h/\delta\rho$ permettant de s'approcher de la valeur de 0.6 mm/a. La courbe en pointillé correspond au meilleur modèle.

Les résultats obtenus avec ces modèles de rebond post-glaciaire montrent que l'ordre de grandeur du soulèvement tectonique, induit par la décharge de glace depuis le LGM, est nettement inférieur au décalage obtenu entre la dénudation court terme et long terme. Cette hypothèse ne peut donc pas être retenue.

4.2.3 Influence de la morphologie

Quel est l'impact de la morphologie dans le signal de dénudation dérivé des nucléides cosmogéniques ?
La présence de cette zone à faible relief a-t-elle une influence sur les taux d'érosion très faibles. En effet, cette zone de replat entre 50 et 120 km du MFT induit un niveau de base constant qui limite l'érosion des bassins versant de second et troisième ordre.

Cette zone de replat implique un soulèvement régional. Comme dans le cas d'une rebond post-glaciaire régional, ce soulèvement induirait une stabilité du niveau de base et une dénudation très faible.

4.2.4 Influence des duplex

Une autre hypothèse testée lors de ces inversions est l'impact d'une accrétion basale. En effet, les différentes études lithologiques et structurales [Long et al., 2011; Tobgay et al., 2012] indiquent la présence d'un plissement à grande longueur d'onde induit par la formation d'un duplex. Ce type de géométrie est déjà observé le long de l'arc et notamment dans la région du Sikkim où le développement de plusieurs duplex met à l'affleurement une importante partie de moyen pays.

Au Bhoutan, ce stade avancé d'accrétion basale est clairement exprimé dans l'est du Bhoutan avec une position très haute du MCT et la mise à l'affleurement du moyen pays.

Les résultats préliminaires semblent converger vers des solutions qui ne nécessitent pas d'accrétion basale significative. Mais les tests sont toujours en cours.

4.2.5 Conclusions et perspectives

Cette étude combinée a permis de mettre en évidence qu'un modèle cohérent avec les deux jeux de données pouvait être obtenu. Ce résultat converge vers une position intermédiaire de la transition plat-rampe aux alentours de 120 km (à la place de 132 km pour la géométrie dérivée de la dénudation court-terme et 75 km pour la géométrie dérivée des taux d'exhumation).

En revanche, ce modèle met en évidence un décalage vertical de la dénudation d'environ 0.6 mm/an. Plusieurs hypothèses ont été testées mais aucun résultats concluant n'a pu être extrait de ces études.

4.3 Comparaison de la dénudation Holocène et des données de géodésie

Installé en 2003 pour les premières stations [Vernant et al., 2014], le réseau GPS Bhoutanais est constitué de 6 stations permanentes et 23 stations temporaires [Marechal et al., sub]. Ces stations sont organisées le long de trois profils perpendiculaires à la chaîne, à l'ouest, au centre et à l'est (Fig. 4.8).

Les séries temporelles de ces stations s'étendent de 2003 à 2016 pour les mesures les plus récentes. Au total, six campagnes de terrain ont permis une re-mesure du réseau, 2003, 2006, 2012, 2013, 2014 (pour laquelle j'ai participé) et 2016.

L'étude des ces séries temporelles [Marechal et al., sub] montre une variation latérale importante entre le profil ouest et le profil est du Bhoutan (Fig. 4.8).

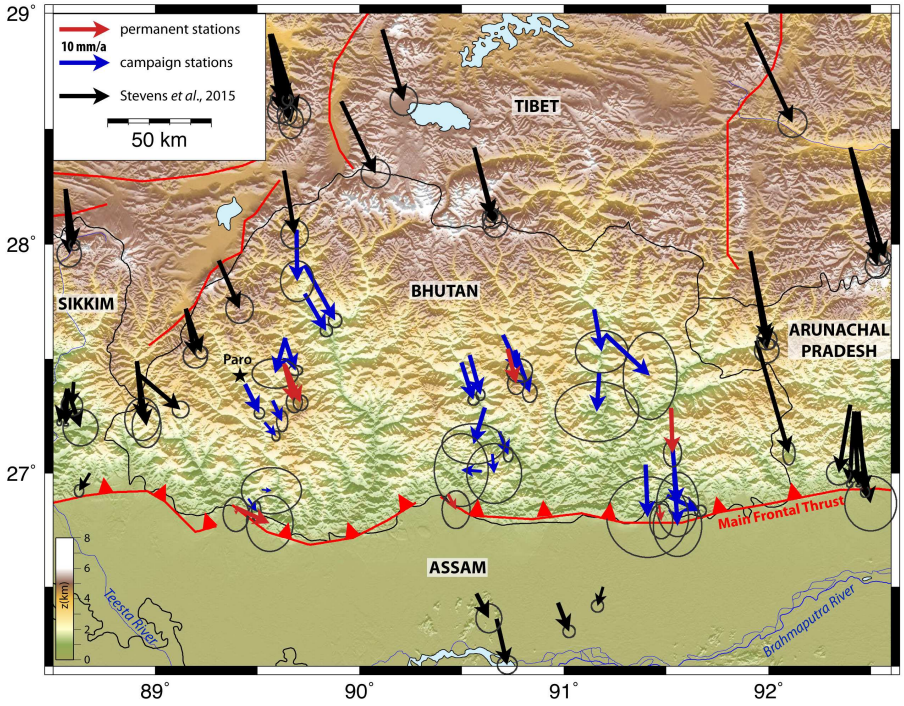


FIGURE 4.8 – Carte des vitesses GPS mesurées au Bhoutan le long de trois profils, à l'ouest, au centre et à l'est, par rapport à l'Inde fixe. Modifiée d'après [Marechal et al., sub]

En effet, la décroissance de la composante horizontale, de la haute chaîne vers le front, donnée par les vitesses GPS, permet de localiser la zone de transition entre la partie bloquée et la partie en glissement asismique, du Main Himalayan Thrust ,durant la période intersismique et de fournir des contraintes sur les valeurs de couplage intersismique du MHT [Bilham et al., 1997; Cattin and Avouac, 2000]] (Fig. 4.9).

Or, les résultats d'inversions des modèles de dislocations dans un demi-espace élastique montrent que cette décroissance est bien visible à l'ouest, caractérisant un couplage important le long du MHT mais que les vitesses GPS à l'est ne présentent pas la même tendance. La figure 4.10 montre que la décroissance des vitesses GPS horizontales à l'est se fait aux alentours de 30 km du front, caractérisant un glissement continu sous la chaîne le long du MHT.

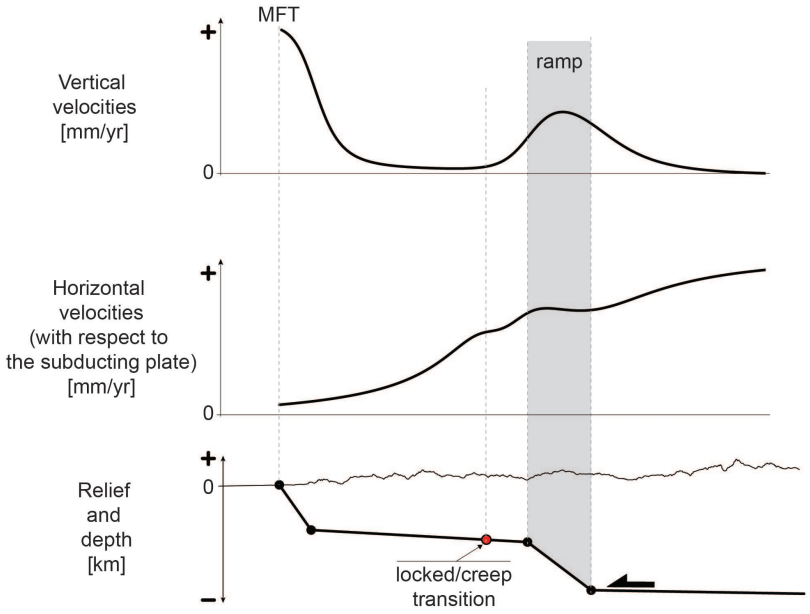


FIGURE 4.9 – Modèle de déformation théorique de la surface d'une faille majeure intracontinentale. Les déplacements de surface sont obtenus à partir d'un modèle de dislocation [Okada, 1992]. **A** : Composante verticale du déplacement sur la longueur totale du MHT moyennée sur plusieurs cycles sismiques. **B** : Composante horizontale, modélisée pour une période intersismique marquée par un point de blocage le long du MHT. Ce point de blocage sépare la partie bloquée au sud de la partie en fluage asismique au nord. **C :** Géométrie du MHT en profondeur.

Cette valeur de couplage a un impact important dans (1) l'accumulation des contraintes lors des phases intersismiques et (2) le relâchement des contraintes lors d'épisodes cosismiques et va avoir un rôle important dans la quantification de l'aléa sismique.

On observe donc deux mécanismes de déformation différents :

- Le profil ouest, où la transition bloquée/débloquée intervient aux alentours de 140 km. Cette situation induit un chargement intersismique important induisant une forte probabilité d'occurrence de séismes majeurs. Ces données sont en accord avec les résultats préliminaires obtenus par Berthet et al. [2014] qui ont montré l'occurrence de deux séismes durant les derniers 1000 ans induisant un soulèvement de terrasses au front d'environ 8 m.
- Le profil est, montre un glissement asismique également jusqu'à ∼130 km du MFT mais également sur le long de la rampe frontale. Cette déformation continue, au front, induit une accumulation moindre du chargement intersismique le long du MHT et donc un relâchement de contraintes moins important. Les séismes et les ruptures de surface associées doivent donc être de magnitude et d'amplitude moins importantes que dans l'ouest Bhoutan.

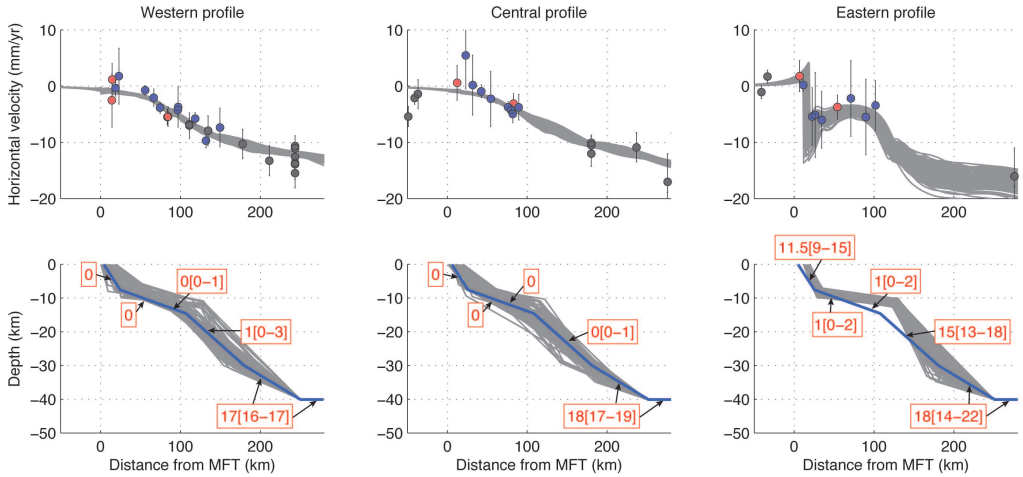


FIGURE 4.10 – Vitesses GPS horizontales à travers un profil ouest, centre et est Bhoutan d'après Marechal et al. [sub] (voir figure 4.8) pour la localisation des profils). Les lignes grises et bleues correspondent respectivement aux 100 meilleurs modèles et au meilleur modèle. **Haut :** vitesses GPS (cercles) et vitesses modélisées (lignes). **Bas :** Géométrie du MHT (lignes) et vitesses de glissement (valeurs dans les rectangles rouges). Les points rouges correspondent aux extrémités de chaque segment. Les nombres entre crochets correspondent à l'intervalle des valeurs de glissement.

Les deux mécanismes présentés précédemment induisent une segmentation entre l'ouest et l'est du Bhoutan. On peut donc se demander si cette segmentation est visible à travers d'autres marqueurs, comme la géologie, le relief, les structures en profondeur ?

Alors que la géologie montre des variations importantes, notamment au niveau de la position du MCT à l'est, qui remonte 70 km plus au nord qu'à l'ouest, et met à l'affleurement les duplex du Bas-Himalaya, la morphologie ne montre pas de différences majeurs. En effet, le relief ne présente pas de différences notables : on note également la présence de surfaces perchées à faible relief et surtout d'importants systèmes de terrasses soulevées au centre de la chaîne comme au front. Le front est également marqué par d'importantes ruptures de surface (communication personnelle Grujic, D.), décalant des terrasses alluviales laissant supposer des séismes importants (Fig. 4.11).

La composante verticale, quant à elle, ne permet pas d'extraire dé tendances robustes principalement du à des incertitudes très importantes de chaque points de données (Fig. 4.12).

Ces barres d'erreurs importantes sont induites par des séries temporelles incomplètes et un catalogue de données trop court, qui ne permettent pas d'obtenir des résultats précis pour des déformations verticales attendues de l'ordre de quelques millimètres. Ces données ne permettent donc pas de caractériser une tendance, et sont difficilement exploitables.

Le point clé de ces résultats obtenus par les données GPS est la position à 110 km du MFT de la transition plat-rampe du MHT. Ce résultat est en accord avec les premiers résultats qui témoignent d'un décollement plus long que celui observé au Népal, induit par une transition plat-rampe plus au nord.

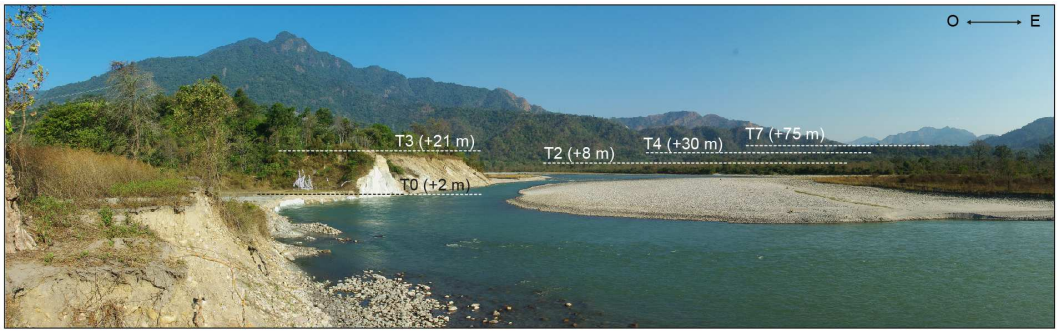


FIGURE 4.11 – Panorama, pris vers le nord, mettant en évidence un système de terrasse perchée entre 2 et 75 m au dessus de la rivière actuelle (la Puna Tsang Chu) visible au premier plan.

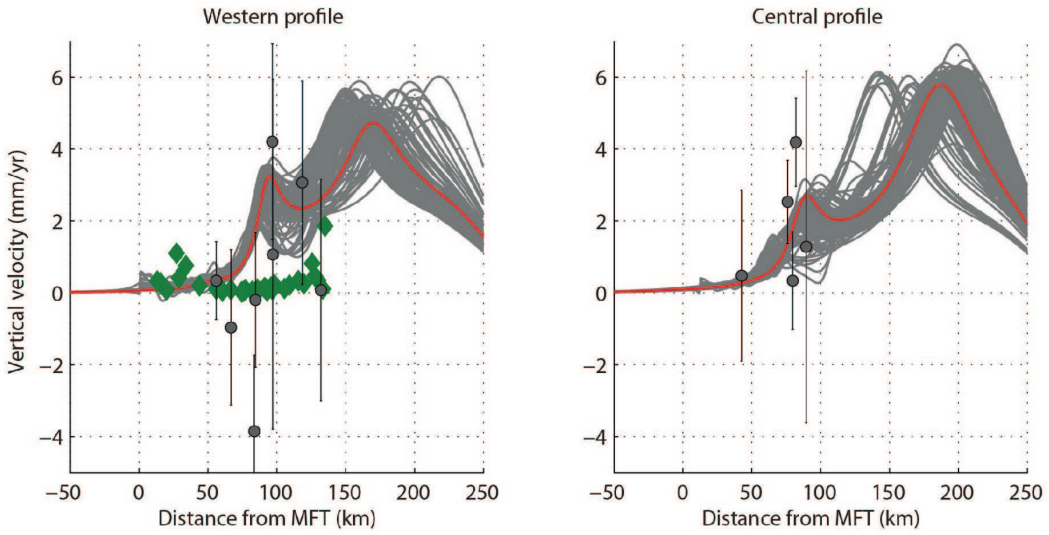


FIGURE 4.12 – Comparaison des vitesses verticales observées et calculées le long des profils ouest et centre du Bhoutan d'après Marechal et al. [sub]. Les lignes grises et rouges correspondent respectivement aux 100 meilleurs modèles et au meilleur modèle. Les cercles correspondent aux vitesses verticales GPS. Les losanges verts donnent la dénudation dérivée de la concentration en nucléides cosmogéniques des sables de rivières [Le Roux-Mallouf et al., 2015].

La variation de 10 km entre ce résultat et la géométrie dérivée de la dénudation court-terme peut-être induite par la différence d'échelle temporelle considérée. En effet, le modèle utilisé dans l'étude de la dénudation dérivée des cosmonucléides moyenne le signal sur plusieurs cycles sismiques et on considère, dans ce cas là, que l'ensemble du MHT glisse du point le plus au nord, au MFT en surface au sud. En revanche, les modèles utilisant les données GPS considèrent uniquement

une période inter-sismique durant laquelle le MHT est divisé en deux, une zone en glissement continu au nord et une portion bloquée allant du MFT jusqu'à ∼110 km.

4.4 Conclusions de ces différentes études

Nous avons vu dans cette première partie que la quantification des mouvements verticaux était un point clé dans la compréhension du fonctionnement du prisme himalayen.

Le résultat majeur de cette étude est la largeur du décollement du MHT sous l'ouest du Bhoutan. L'ensemble des études réalisées semble converger vers une transition plat-rampe entre 110 et 120 km du MFT. Cette transition, bien plus au nord que celle observée au Népal (∼70 km), notamment par fonction-récepteurs, induit une longueur bloquée plus importante, et par suite un potentiel sismogène accru le long de cette portion de l'arc Himalayen.

Les échelles de temps considérées dans les études précédentes sont très différentes (< 20 ka au million d'année). Pour tenter de quantifier l'incision à une échelle intermédiaire, d'autres marqueurs de déformation doivent être utilisés.

Pour cela, une étude a été menée sur les terrasses alluviales dans le Moyen-Pays et le front Himalayen. Ces études sont décrites dans les chapitres suivants.

CHAPITRE 5

QUANTIFICATION DES TAUX D'INCISION DANS LE MOYEN-PAYS ET AU FRONT HIMALAYEN BHOUTANAIS

Exutoire de la Wang Chu - Depuis le village de Tintaley.

"C'est une question ouverte de savoir si le gros continent, dans toute sa hauteur, peut s'engager sous le gros d'un autre, dans toute sa hauteur"

E. Argand, 1924

Sommaire

5.1 Les terrasses alluviales : un marqueur enregistrant la déformation 96
5.2 Les méthodes de datation 101
5.2.1 La datation par ^{14}C 101
5.2.2 La datation par ^{10}Be 103
5.2.3 La datation OSL (Optically Stimulated Luminescence) . 105
5.3 Incision au centre de la chaîne 107
5.3.1 Introduction 107
5.3.2 Les terrasses alluviales au centre de la chaîne 109
5.3.3 Étude des points d'inflexion 114
5.4 Quantification des mouvements verticaux au front . . 117
5.4.1 Piping et Lhamoyzingkha 117
Piping 118
Lhamoyzingkha 127
5.4.2 Site d'étude de Sarpang 134
5.4.3 Phuentsholing et le linéament de Goalpara 136
5.4.4 Site d'étude de Menchu 140
5.4.5 Site d'étude de Bangtar 142
5.4.6 Comparaison avec d'autres études 146
5.4.7 Taux de soulèvement et de raccourcissement Holocène . 148

La cinématique des orogènes est le résultat des interactions entre déformation crustale et processus de surface [e.g. Avouac and Burov [1996]].

Or, pour comprendre la répartition de la déformation associée à cette cinématique, il est nécessaire de contraindre (1) la géométrie des structures en profondeur et (2) de quantifier l'activité de ces orogènes, notamment en terme de glissement sur les failles considérées, l'accumulation de la déformation au cours des différents cycles sismiques ou encore la sismicité instrumentale associée à ces failles.

Les récentes études au Bhoutan ont permis d'apporter de nouvelles contraintes, pour la compréhension de l'accommodation de la déformation, en proposant une géométrie en profondeur du MHT [Coutand et al., 2014; Le Roux-Mallouf et al., 2015; Singer et al., su]. En revanche, peu d'études proposent une quantification de l'activité de ces orogènes.

Cette quantification présente deux aspects importants, qui sont (1) un aspect temporel, qui permet d'apporter des contraintes sur la répartition, au cours du temps, des mécanismes de déformations et (2) un aspect spatial, qui a pour but de contraindre, à l'échelle d'une chaîne de montagne, les variations perpendiculaires et latérales associées aux mécanismes de déformations. Afin de quantifier ces deux aspects de la déformation, il faut s'intéresser à différentes parties de la chaîne, présentant des marqueurs de déformations actives, comme les piémonts le long de l'Himalaya, ou le centre de la chaîne, particulièrement au Bhoutan, qui présente une morphologie du Moyen-Pays différent du reste de la chaîne, marquée par la présence d'une zone de faible relief, perchée à $\sim$2000 m d'altitude [Grujic et al., 2006].

L'étude au centre de la chaîne a pour objectif de quantifier les déformations sur une échelle de temps un peu plus grande, en fonction des différents niveaux de terrasses étudiés. L'étude du front, quant à elle, a pour objectif de compléter le profil de dénudation dérivée des cosmonucléides en apportant des contraintes d'incision au front. Dans cette partie, je m'appuie sur une étude morphotectonique et paléosismologique pour apporter de nouvelles contraintes sur la déformation moyen terme ($<$ 50 ka) et Holocène ($<$ 12 ka) de l'ouest Bhoutan. Cette partie s'articule autour de quatre chapitres :

- Le premier chapitre, faisant office d'introduction générale, décrit les caractéristiques du piémont et de la zone à faible relief caractérisant l'Himalaya du Bhoutan ainsi que les différentes structures sous-jacentes associées au développement des zones étudiées et les modèles qui permettent de les décrire. Je décris ensuite les marqueurs morphologiques qui permettent de quantifier la déformation, qui sont, dans notre étude, les terrasses alluviales. Et

pour finir, je m'intéresse aux différentes méthodes de datation permettant de dater l'abandon de ces terrasses.

- le deuxième chapitre s'intéresse à la quantification des mouvements verticaux dans le moyen-pays, au centre de la chaîne et au front, à travers l'étude des terrasses alluviales. Dans un premier temps, comparé aux résultats obtenus avec l'étude de la dénudation, nous verrons comment ces taux de soulèvement sont un point clé dans la compréhension des mécanismes opérant au centre de la chaîne, mais aussi dans les premiers kilomètres du prisme orogénique et notamment sur la géométrie en profondeur et l'angle de plongement, à grande échelle du MFT.

5.1 Les terrasses alluviales : un marqueur enregistrant la déformation

Les terrasses alluviales sont un exemple de marqueurs géomorphologiques. Visibles sur le bord de rivières actuelles, elles marquent dans le paysage l'altitude d'un ancien système fluvial (lit de rivière principal et berges associées). Ces terrasses sont le résultat d'une variation de la dynamique et de la géométrie d'un cours d'eau et du développement du réseau hydrographique induit par la tectonique et/ou les cycles climatiques (Fig. 5.1).

Plusieurs sortes de terrasses peuvent être décrites, et notamment les terrasses étagées (ou d'abrasion) et les terrasses emboîtées (ou de comblement). Les premières sont le résultat d'une incision du cours d'eau dans un substrat rocheux ou un remplissage sédimentaire. Lors de cette incision, le cours d'eau va abandonner des niveaux de part et d'autre, correspondant à sa charge de fond. Nous verrons que ces remplissages peuvent avoir une composition (nature des galets/clasts, alternance de couches) et une épaisseur variées (vitesse de variation du cours d'eau, taille du bassin versant). Le deuxième type de terrasses correspond à une dynamique différente puisqu'elle fait référence à une succession d'accumulations de sédiments dans un encaissant rocheux préalablement creusé. Cette succession d'accumulation et d'incision va donc permettre l'emboîtement des terrasses les unes dans les autres (Fig. 5.2).

De plus, la géométrie de ces terrasses peut être de différents types :

- les terrasses paires, présentant une symétrie d'altitude des terrasses de part et d'autre du cours d'eau,
- les terrasses impaires, qui ne présentent pas de symétrie entre les deux rives. Dans le cas d'une asymétrie entre les deux rives, la reconstruction de

la géométrie des terrasses le long du cours d'eau est plus compliquée.

En terme de géométrie, au moment de leur abandon, ces terrasses, correspondant à l'ancien lit de rivière, présentent théoriquement une pente uniforme faible, de quelques degrés. À une échelle de quelques kilomètres, le sommet de ces terrasses peut-être associé à un segment de droite ayant une faible pente (Fig. 5.1).

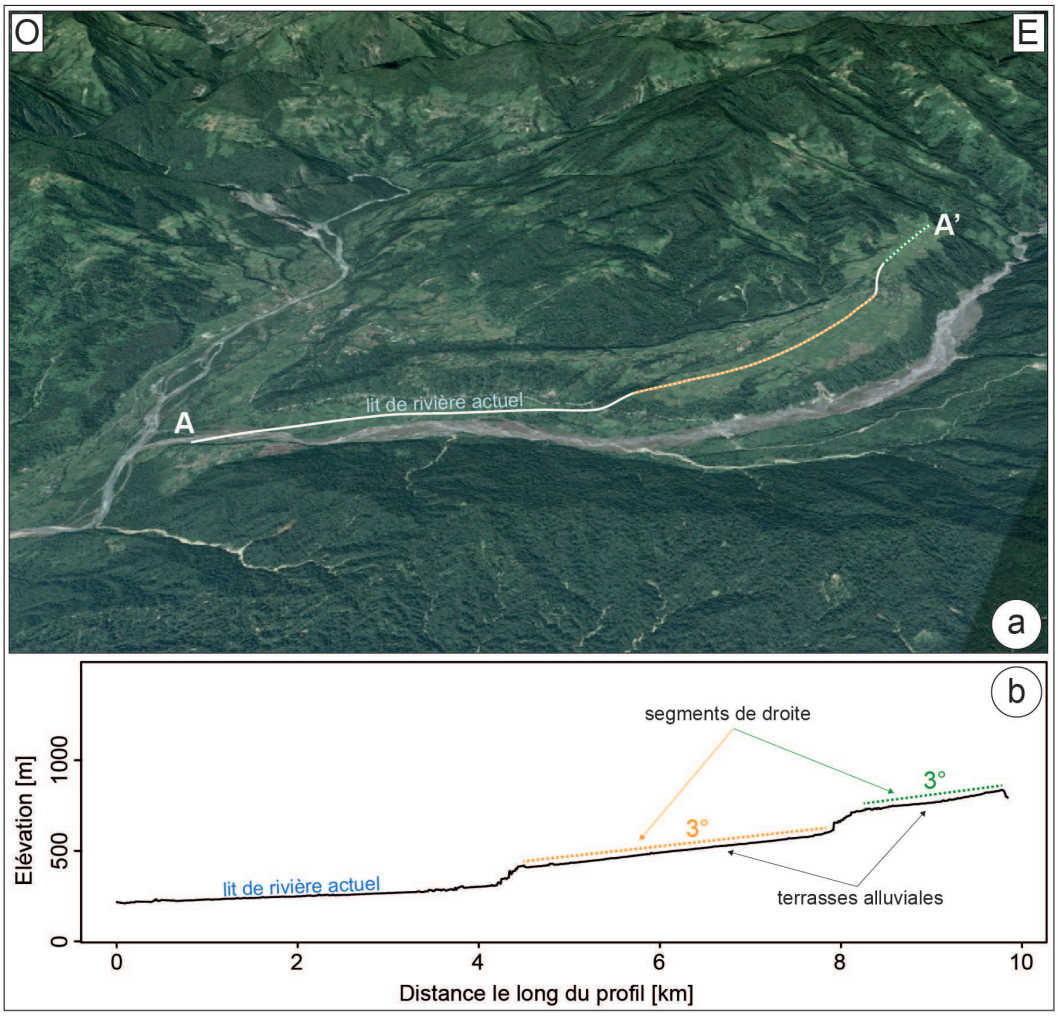


FIGURE 5.1 – Profil de terrasses alluviales. **a** : Image satellite (Google Earth) du site de Bangtar à l'est du Bhoutan. Cette image met en évidence un système de terrasses alluviales perchées entre quelques mètres et plusieurs centaines de mètres au dessus de la rivière. Le trait blanc indique la position du profil présenté en figure b. Les pointillés orange et vert indiquent la position des terrasses présentées également sur la figure du bas. **b** : profil de rivière AA' correspondant à la figure a. Les segments en pointillés indiquent le segment de droite associés au sommet de la terrasse.

A une échelle de temps de quelques milliers d'années, la géométrie de ce segment doit correspondre à la géométrie locale du cours d'eau. En analysant la géométrie des terrasses le long d'une rivière, on peut donc constater si elles ont été déformées ou non. De nombreuses études utilisent les terrasses alluviales pour documenter le soulèvement tectonique [Rockwell et al., 1984; Molnar et al., 1994; Lavé and

Avouac, 2000].

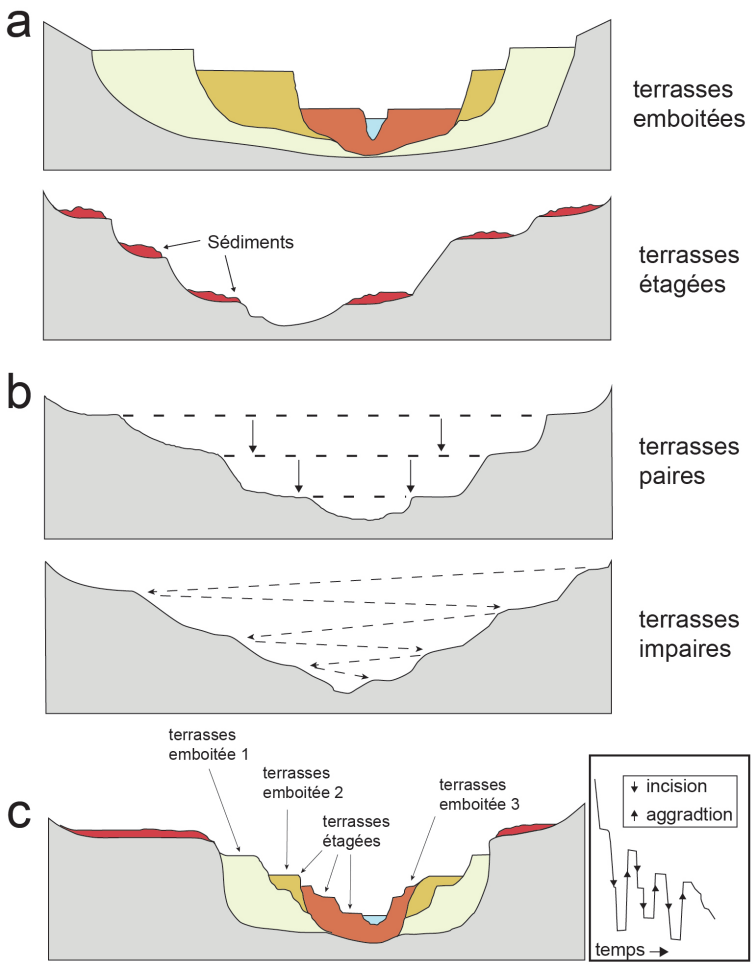


FIGURE 5.2 – Coupe schématique expliquant la formation des terrasses alluviales. **a :** formation des terrasses étagées et emboitées. **b :** terrasses paires et impaires. **c :** Succession de terrasses résultant de cycle d'aggradation et d'incision des surfaces. La chronologie des phases successives est décrite dans l'encadré en bas à droite. Modifié d'après Burbank and Anderson [2011].

En associant la mesure topographique de la terrasse déformée et en ayant des contraintes sur la géométrie des structures en profondeur, il est possible de quantifier le raccourcissement associé à sa déformation.

Pour cela, on utilise la surrection de la terrasse ainsi que le pendage des structures tectoniques pour évaluer le raccourcissement [e.g. Suppe and Medwedeff, 1990]. En considérant que la déformation s'effectue par translation de la matière sur une faille unique, on peut considérer que le raccourcissement S qui se fait sur un niveau de décollement horizontal en profondeur se propage le long d'une rampe d'un angle α et produit un décalage vertical en surface U tel que : U = S $\times$ sin α (Fig. 5.3). Alors que la figure 5.3 montre une diminution des pendages dans la partie la plus frontale, correspondant dans notre cas au MFT, nos obser-

vations de terrain ne semblent pas montrer cet applatissement dans les structures qui affleurent. Mais, bien que la structure soit différente, le modèle géométrique utilisant l'angle des couches à grande échelle et le soulèvement associé des terrasses à l'aplomb de la structure frontale, reste valable.

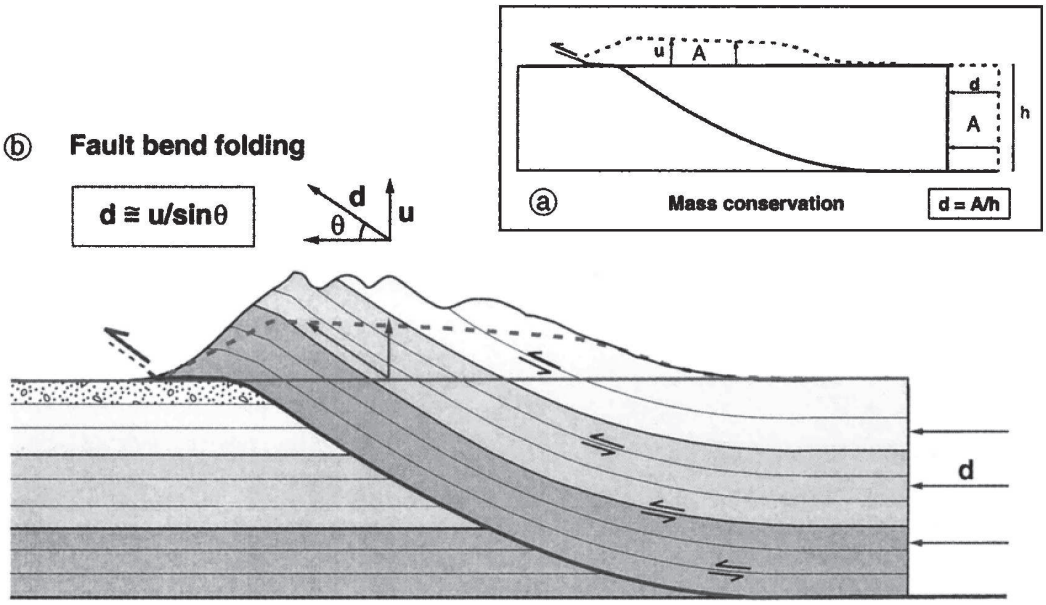


FIGURE 5.3 – Schéma montrant deux façons de relier la déformation horizontale d et les plis observés des niveaux de terrasses en surface. **a :** On assume une conservation de la masse. Les contraintes requises sont : un niveau de terrasse continu et la profondeur du décollement basal, h. **b :** Modèle en pli de propagation de faille. Le soulèvement est proportionnel au sinus de l'angle local de plongement de la faille et du raccourcissement horizontal comme indiqué par l'équation. D'après Lavé and Avouac [2000].

Cette mesure de surrection des terrasses déformées peut-être réalisée par différents procédés, sur le terrain et/ou en laboratoire.

Sur le terrain, différentes techniques permettent de mesurer ces décalages avec une erreur plus ou moins importante selon la méthode utilisée. L'utilisation d'un GPS cinématique, qui associe la mesure d'un GPS simple à une station de référence qui fournit des corrections en temps réel, permet de mesurer une quantité importante de point de mesure (altitude) sur une zone donnée, avec une précision de l'ordre du centimètre. L'utilisation d'un télémètre laser, pour des zones difficiles d'accès ou inaccessibles, permettra d'obtenir l'altitude d'un point donné (différence d'élévation entre le lit actuel de la rivière et le contact encaissant/terrasse surélevée) avec une précision de plusieurs dizaines de centimètres. Ces mesures ponctuelles permettent donc d'obtenir l'altitude d'une terrasse avec une erreur relativement faible inférieur à 30 cm, mais nécessite une mesure in-situ.

Or, la quantification systématique de décalages de ces terrasses, dans l'optique d'obtenir une valeur représentative pour une zone donnée, nécessite un outil per-

mettant une mesure plus rapide mais qui conserve une erreur acceptable (inf au mètre). Les avancées technologiques récentes, notamment au niveau satellitaire, ont rendu possible l'acquisition d'imagerie haute résolution (exemple des images CNES Pléiades à 50 cm de résolution). L'augmentation de la résolution de ces images a permis l'extraction de Modèle Numérique de Terrain (MNT) haute résolution favorisant leur utilisation dans l'observation et la quantification des processus de surface en géomorphologie quantitative.

Le principe de cette extraction est simple et est basée sur le principe stéréoscopique de la vision humaine. Ici, l'utilisation d'images satellites nécessite d'avoir deux prises de vue d'un même objet (ici la surface terrestre) prises avec un angle d'incidence différent (angle entre la visée du satellite et sa verticale par rapport à la surface de la terre).

Pour extraire ces MNT, nous utilisons des données fournies par le Centre National d'Etudes Spatiales et Airbus Defense and Space (ADS), provenant d'une constellation de satellites appelés Pléiades. Ces satellites volent à une altitude de ∼700 km et peuvent acquérir deux types d'images : panchromatique à 0.5 m de résolution (bande visible 480-830 nm codée sur 10 bits) et couleur à 2 m de résolution (4 bandes ; RGB et proche infra-rouge). Au delà de la stéréoscopie classique (composée de deux prises de vue), ces satellites offrent l'opportunité d'acquérir une même scène en tri-stéréo en ajoutant une image proche nadir (verticale) (Fig. 5.4).

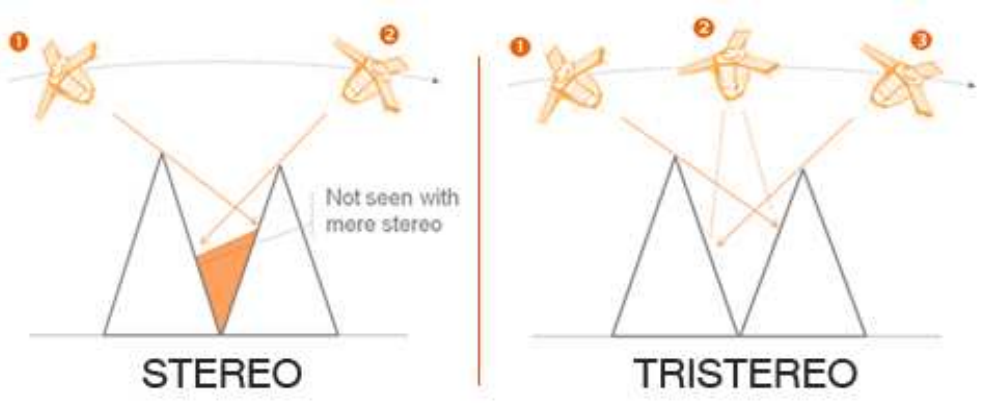


FIGURE 5.4 – Schéma montrant l'apport d'une prise de vue nadir, en complément d'une acquisition stéréographique standard d'un couple d'images, pour imager des zones montagneuse à forts reliefs. D'après www.intelligence-airbusds.com

Les MNT extraits ont une résolution minimum de 0.5 m. Ils sont extraits en laboratoire, par une chaîne de traitement utilisant les logiciels SAGA-GIS, CouldCompare, Erdas Imagine Photogrammetry et LASTools [Ferry, 2016].

5.2 Les méthodes de datation

Pour compléter l'aspect géométrique décrit précédemment, l'utilisation de méthodes de datation de ces terrasses permet de contraindre l'aspect temporel de la déformation et d'établir des vitesses d'incision/soulèvement. Pour le cas des terrasses alluviales, différentes méthodes peuvent-être mises en œuvre en fonction des matériaux disponibles et des âges estimés a priori. Le paragraphe suivant décrit les méthodes utilisées dans le cadre de cette thèse pour donner un âge aux marqueurs étudiés :

5.2.1 La datation par ^{14}C

Cette méthode de datation est basée sur la mesure de l'activité radiogénique du carbone 14 contenu dans la matière organique. Tout organisme (animal ou végétal) échange du carbone avec son environnement si bien que le carbone qu'il contient aura la même proportion de carbone 14 que dans la biosphère.

Or cette teneur en radiocarbone décroît de façon exponentielle à partir de la mort de l'organisme. La mesure de ^{14}C peut être obtenue par Spectrométrie de Masse par Accélération (AMS).

L'âge carbone du matériel daté correspond donc au temps écoulé depuis sa mort. Utilisée principalement en archéologie, la datation de matière organique est également très utilisée en géomorphologie. Pour tenir compte des variations de la teneur en ^{14}C de l'atmosphère, une calibration est nécessaire. Pour obtenir un âge calibré, l'âge carbone obtenu doit être croisé avec une courbe de calibration (Fig. 5.5), construite principalement par dendrochronologie [Reimer et al., 2013]. Pour cela on utilise le logiciel Oxcal [Lienkaemper and Ramsey, 2009].

La qualité de la mesure de concentration en ^{14}C est fonction de l'âge de l'échantillon et de sa concentration en carbone. Les limites de cette méthode dans la datation des terrasses alluviales viennent du temps écoulé entre la mort de l'organisme et son dépôt. En effet, dans le cas d'un charbon détritique, cette incertitude peut provenir d'un temps de stockage "in situ" avant d'être remobilisé, ou d'un temps de transport long. Cet intervalle de temps, inconnu, va induire une contrainte d'âge plus vieille que le dépôt de l'objet étudié. On obtient alors un âge contenant une part d'héritage.

Jusque-là, aucune étude morphotectonique n'avait encore pris en compte cet héritage, principalement par manque de contraintes. Bollinger et al. [2016] sont les premiers à proposer une étude dans laquelle ils revisitent les âges obtenus dans les

tranchées à l'ouest Népal, en intégrant une part d'héritage arbitraire, quantifiée à partir de charbons et de données historiques. Comme nous l'avons mentionné ci-dessus, les limites de cette étude sont principalement dues à l'incertitude importante de la part d'héritage à prendre en compte. Cette incertitude va être fonction de plusieurs paramètres indépendants, comme la localisation de l'échantillon dans la section, la vitesse de croissance des espèces végétales, la distance parcourue, l'aire drainée par le bassin, etc.

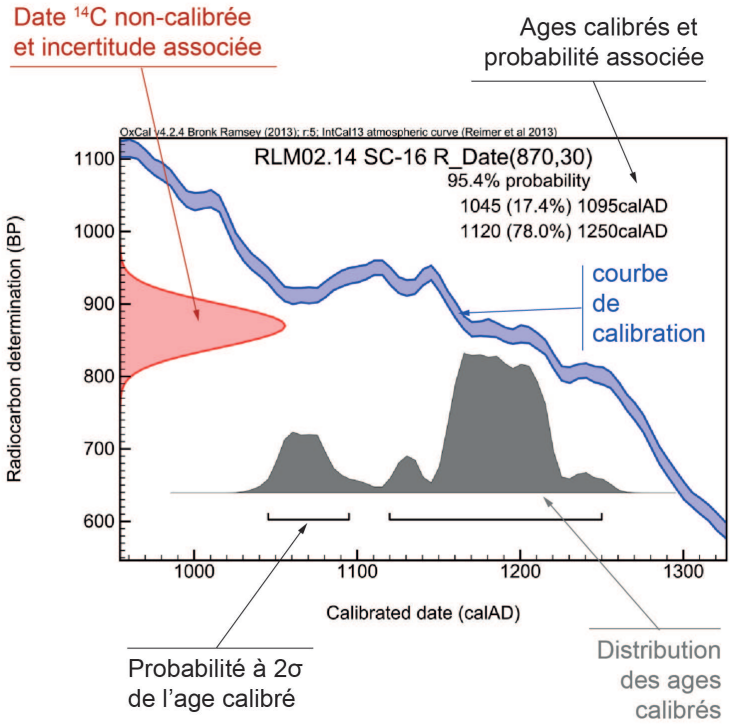


FIGURE 5.5 – Calibration d'un âge carbone à partir du logiciel Oxcal. Figure montrant la sortie du logiciel Oxcal pour la calibration d'un âge charbon. La courbe bleue correspond à la courbe de calibration d'après Reimer et al. [2013] ; la distribution grisée présente la gamme d'âge probable correspondant à l'intersection entre (1) la gaussienne en rouge, représentant l'âge carbone de l'échantillon et les incertitudes associées et (2) la courbe de calibration.

Cette incertitude peut-être prise en compte dans les modèles Oxcal en intégrant une valeur ou plusieurs valeurs sans héritage (cette valeur peut-être extraite de datations supplémentaires permettant de confirmer l'âge d'une couche). Ces valeurs exactes serviront ensuite pour calibrer une valeur d'héritage dans le modèle.

Pour limiter l'impact de ces incertitudes, un échantillonnage multiple par couche (au moins 3 échantillons) est alors nécessaire pour converger vers la meilleure solution qui consiste à (1) prendre l'âge le plus jeune si les résultats diffèrent ou (2) avoir une datation cohérente entre les 3 charbons et améliorer ainsi la calibration.

Nous verrons que dans les études présentées par la suite, plusieurs solutions annexes ont été mises en œuvre. Les principales solutions, utilisées dans les différentes

études sont (1) d'échantillonner des couches sédimentaires provenant d'un bassin versant restreint, afin de limiter le temps de transport des charbons détritiques, (2) effectuer un échantillonnage multiple et (3) déterminer une valeur arbitraire d'héritage intégrée à nos résultats.

Outre les inconvénients associés à l'héritage et au temps de transport, les avantages de cette méthode de datation sont nombreux :

- un échantillonnage qui ne nécessite pas de gros moyens,
- un transport en bagage en cabine et l'assurance de ne pas perdre les données,
- un coût par datation relativement faible (255 euros),
- une datation rapide par des laboratoires spécialisés (entre 1 et 3 mois).

En terme d'échelle spatiale, les âges absolus obtenus par cette méthode peuvent varier de quelques centaines d'années à 50 000 ans.

5.2.2 La datation par ^{10}Be

Comme expliqué dans la première partie, la production d'isotopes cosmogéniques décroît de façon exponentielle en fonction de la profondeur de sol jusqu'à une production proche de 0 at/g à 2.50 m de profondeur. En faisant l'hypothèse que l'épaisseur considérée a été déposée en une seule fois, on peut donc utiliser un profil composé d'au moins 7 échantillons (tous les 25 cm de 0 cm à 100 cm puis tous les 50 cm jusqu'à 250 cm de profondeur) pour quantifier la production d'isotopes cosmogéniques entre l'échantillon le plus profond (au moins 250 cm) et l'échantillon en surface. Ce profil nous indique donc l'âge du dépôt mais il nous renseigne aussi sur l'héritage qui correspond à la concentration héritée des sédiments depuis leur érosion du socle et de leur transport avant d'être déposés. Cette concentration initiale peut-être déterminée graphiquement en prenant la valeur de l'asymptote vers laquelle tend l'exponentielle. Cette valeur correspond à la concentration de l'échantillon à 250 cm, profondeur pour laquelle l'atténuation des rayons cosmiques est maximum. Si l'héritage est nul, la concentration initiale sera de 0.

Les principaux avantages de cette méthode sont dus à l'échantillonnage multiple pour un même site permettant l'obtention (1) d'un âge du dépôt et (2) de son héritage au moment de celui-ci. En plus des incertitudes associées à la datation de chaque échantillon, une incertitude est également quantifiable sur la modélisation des profils de décroissance de la concentration et permettront de donner des incertitudes sur l'âge et l'héritage du dépôt.

Cependant, cette méthode présente plusieurs inconvénients :

- L'échantillonnage nécessite un protocole assez lourd incluant, l'ouverture d'un puits suffisamment large pour y travailler (150 × 150 cm au minimum)

et suffisamment profond pour échantillonner du sable ou des galets/clasts où les rayons cosmiques ont un impact quasi-nul (250 cm).
- Le transport lourd et coûteux (7 à 8 échantillons pesant chacun entre 1 et 2 kg, par site d'échantillonnage)
- Le prix de l'extraction de la concentration en ^{10}Be d'un échantillon, qui est de 468 euros,
- Un protocole de datation lourd que j'ai réalisé au CEREGE (Aix-en-Provence) prenant entre 3 semaines et 1 mois pour une vingtaine d'échantillons (même protocole que celui décrit en première partie).

Dans la littérature, plusieurs approches ont été utilisées pour déduire le temps, l'héritage et le taux d'érosion d'un profil d'isotopes cosmogéniques en profondeur. Anderson et al. [1996] proposent de prendre un échantillon en profondeur pour contraindre l'héritage (C_0) et s'en servent par la suite pour corriger l'âge obtenu sur un échantillon de surface. Siame et al. [2004], ont repris et amélioré le protocole, avant que Braucher et al. [2009] et Hidy et al. [2010] proposent deux approches un peu différentes d'inversion de profil en profondeur de concentration de ^{10}Be. Plus récemment, Saint-Carlier et al. [2016] développent un code Matlab prenant en compte la variabilité de l'héritage. Ce code à la particularité de pouvoir ajuster chaque paramètre indépendamment en fonction des jeux de données étudiés.

Le principe général, appliqué par ces inversions, est de générer aléatoirement des triplets de paramètres incluant le temps t, le taux d'érosion (ϵ) et l'héritage (C_0) et de les appliquer à la formule théorique de l'évolution des concentrations en isotopes cosmogéniques (C) en profondeur et de tester leur adéquation avec les valeurs expérimentales. La formule théorique est la suivante [Lal, 1991] :

$$C\left(z,\epsilon,t\right) = \ C_0.e^{-\lambda t} + \sum_{i\in\{sp,fm,sm\}} \frac{Pi}{\frac{\rho\epsilon}{\Lambda_i}+\lambda} e^{\frac{-\rho z}{\Lambda_i}} \left(1-e^{-\left(\frac{\rho\epsilon}{\Lambda_i}+\lambda\right)t}\right)$$

D'autres paramètres sont également à prendre en compte pour quantifier la production d'isotopes cosmogéniques en profondeur : la densité ρ, les longueurs d'atténuations des particules considérées Λ, et les taux de production P_i. On considère l'équation, la somme des contributions de la production par les neutrons *sp*, les muons rapides *fm* et lents *sm*. Les longueurs d'atténuation de ces trois particules sont : Λ_{sp}=160 g/cm^2, Λ_{fm}=1500 g/cm^2 et Λ_{sp}=4320 g/cm^2 [Braucher et al., 2011]. Les taux de production sont également associés à chaque particule et sont de : 3.9 at.g^{-1}.an^{-1} pour le taux neutronique (*sp*), 0.034 at.g^{-1}.an^{-1} pour le taux de production de muons rapides (*fm*) et 0.01 at.g^{-1}.an^{-1} pour celui des muons lents (*sm*).

Et enfin, ρ, la valeur de densité. Généralement arbitraire, à $\sim$2.6 pour les roches de la croûte, les variations de plus de 0.1 points de cette valeur de densité vont avoir avoir un impact non négligeable sur la valeur finale. Pour palier ce problème, nous proposons ici d'utiliser une valeur expérimentale de densité à travers une mesure *in-situ*. La méthode consiste à :

1. Placer des repères (clous) sur une des parois du puits étudié (carré de 30 $\times$ 30 cm)
2. Réaliser un premier modèle numérique de la paroi par photogrammétrie (utilisation du logiciel Photoscan).
3. Prélever un échantillon à l'intérieur des repères en faisant attention a (1) récupérer l'ensemble des matériaux enlevés et (2) prélever de façon à créer un relief bien visible.
4. Réaliser un deuxième modèle de terrain de la même paroi.

Le poids de l'échantillon prélevé, couplé à la mesure de volume extraite de la soustraction des deux modèles numériques de paroi, permettront d'extraire une densité des matériaux composant le puits.

Les inversions réalisées dans cette étude utilisent le script publié par Saint-Carlier et al. [2016].

5.2.3 La datation OSL (Optically Stimulated Luminescence)

Ce type de datation mesure un temps d'enfouissement de sédiments. Elle repose sur deux principes, la physique cristalline et les capacités des réseaux cristallins de certains minéraux à piéger des électrons. Cette énergie stockée est proportionnelle au temps et peut provenir de différentes sources de rayonnements, internes et externes. Lorsque les minéraux sont exposés à la lumière, ces énergies vont être libérées, ce qu'on appelle le « blanchiment ». Lorsque les sédiments sont déposés et enfouis, ils ne reçoivent plus de lumière et commencent donc à stocker de l'énergie provenant principalement des réactions radioactives (décroissances radioactives d'uranium, de potassium ou de thorium notamment). En mesurant (1) la quantité d'électrons piégés et (2) les concentrations en éléments radioactifs dans les sédiments environnants (« dose rate »), on peut quantifier le temps d'enfouissement des dépôts échantillonnés.

La datation OSL s'applique particulièrement aux sédiments fins, favorables à un blanchiment rapide, et donc plus particulièrement aux loess et aux dépôts éoliens ayant subi une forte exposition aux rayons solaires avant de se déposer, ce qui va maintenir la charge primaire à zéro. Un des avantages de la méthode est la

stabilité du signal qui permet de dater des sédiments jeunes. Le principal inconvénient de cette méthode pour les terrasses alluviales des rivières trans-Himalayennes observées sur les sites d'études est la granulométrie importante des sédiments qui augmente la probabilité que les grains n'aient pas été totalement blanchis et donc augmente le risque de surestimer l'âge réel. Dans les études décrites par la suite, les échantillons OSL ont été prélevés pour la datation des terrasses au centre de la chaîne dans le cadre d'une étude avec Martine Simoes de l'IPGP. Les datations ont été réalisées à l'université de Sheffield au Royaume-Uni (Sheffield Centre for International Drylands Research Department of Geography).

Les terrasses alluviales peuvent être utilisées pour contraindre l'aspect temporel de la déformation et établir des vitesses d'incision, et par suite, de raccourcissement.

La méthodologie employée ici s'articule autour de 4 axes qui sont :

- la quantification des vitesses de soulèvement des terrasses au centre de la chaîne par datation de onze terrasses combinant des échantillons ^{14}C et OSL. Cette section fait la transition avec le chapitre précédent car elle correspond à une zone du moyen-pays échantillonnée pour l'étude de la dénudation. La comparaison des taux de dénudation avec les taux de soulèvement/incision dérivés de l'étude des terrasses pourra donc être faite,
- la quantification du soulèvement au front par datation de six terrasses, sur les sites de Piping, Lhamoyzingkha et Sarpang combinant des échantillons ^{14}C et ^{10}Be,
- le calcul d'un taux de raccourcissement associé à une géométrie du MFT prenant en compte (1) des données de surface obtenue dans les tranchées, (2) des données de sub-surface obtenu par méthode géophysique [thèse de Dowchu Drukpa] et (3) des données structurales plus large échelle [Hirschmiller et al., 2014],
- la cartographie des terrasses alluviales sur deux autres sites, plus à l'est, Menchu et Bangtar afin de comparer les altitudes des terrasses obtenues tout le long du front Bhoutanais.

Dans les sections qui suivent, nous commençons dans un premier temps par décrire les résultats obtenus au centre de la chaîne, puis ceux obtenus au front Himalayen Bhoutanais. Enfin, nous finissons en remettant l'ensemble des résultats dans un contexte régional en les comparant avec différentes études le long de l'arc Himalayen.

5.3 Incision au centre de la chaîne

5.3.1 Introduction

De nombreux marqueurs de déformations sont visibles dans le moyen pays, au centre de la chaîne, majoritairement dans la zone de faible relief présentée dans l'introduction générale. Ces marqueurs sont de différents types :

- d'importants systèmes de terrasses soulevées,
- la présence de points d'inflexion convexes (*knickpoints*) bien marqués sur la majeure partie des affluents, traduisant une phase d'incision rapide importante et récente,
- la présence de cônes alluviaux ré-incisés à l'exutoire de nombreux affluents de la région de Paro et Thimphu, témoignant d'une fluctuation du niveau de base de la rivière principale,
- d'anciens glissements de terrain très massif, végétalisés, visibles sur la majorité des versants du moyen pays. Ces glissements sont marqués par de large replats en tête de glissement perchés à plusieurs centaines de mètres au dessus de la rivière actuelle. Bien que similaires à d'anciennes terrasses alluviales, ces replats ne présentent aucuns dépôts alluviaux au sommet,
- d'épais dépôts de debris flows ré-incisés par la rivière principale.

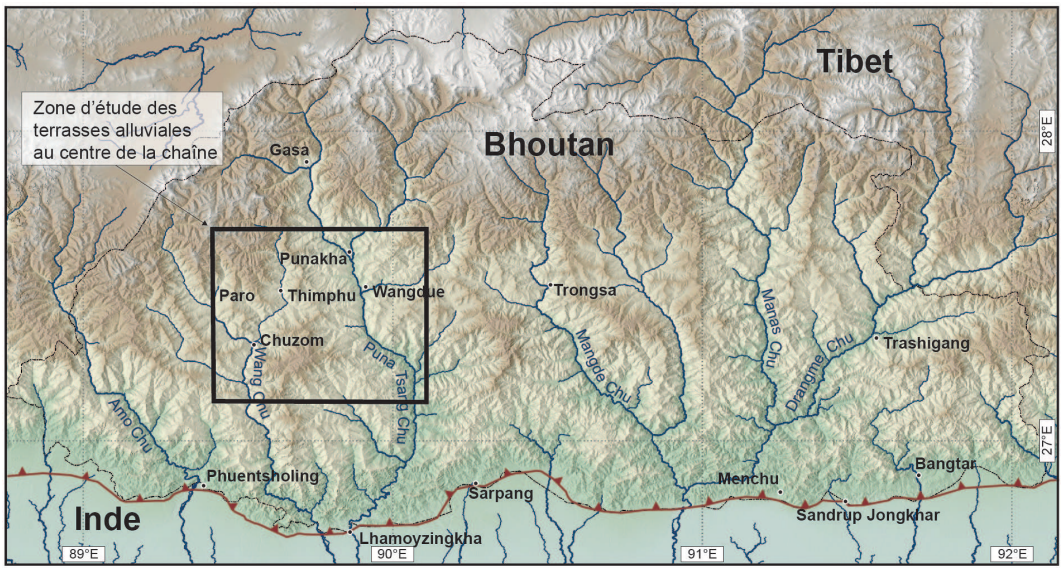


FIGURE 5.6 – Contexte de l'étude des marqueurs d'incision dans le Moyen-Pays à l'ouest du Bhoutan

L'ensemble de ces marqueurs témoigne d'un paysage en déséquilibre. En revanche, l'âge de ces marqueurs reste inconnu et la seule quantification de l'incision connue dans cette zone provient de l'étude de la dénudation présentée dans la pre-

mière partie de ce manuscrit. Les taux de dénudation obtenus dans cette zone de faible relief sont de l'ordre de 0.1 mm/an. L'objectif de ce chapitre est d'étudier une partie de ces marqueurs dans le Moyen-Pays (Fig. 5.6) pour (1) quantifier un taux d'incision à une échelle de temps plus grande (< 50 ka) et (2) essayer de comprendre les différents mécanismes de déformation associés.

Divisé en plusieurs sections, ce chapitre présente les différents marqueurs décrits précédemment et les différentes études mises en place pour les étudier.

5.3.2 Les terrasses alluviales au centre de la chaîne

La figure 5.7 montre les différents niveaux de terrasse cartographiés à grande échelle.

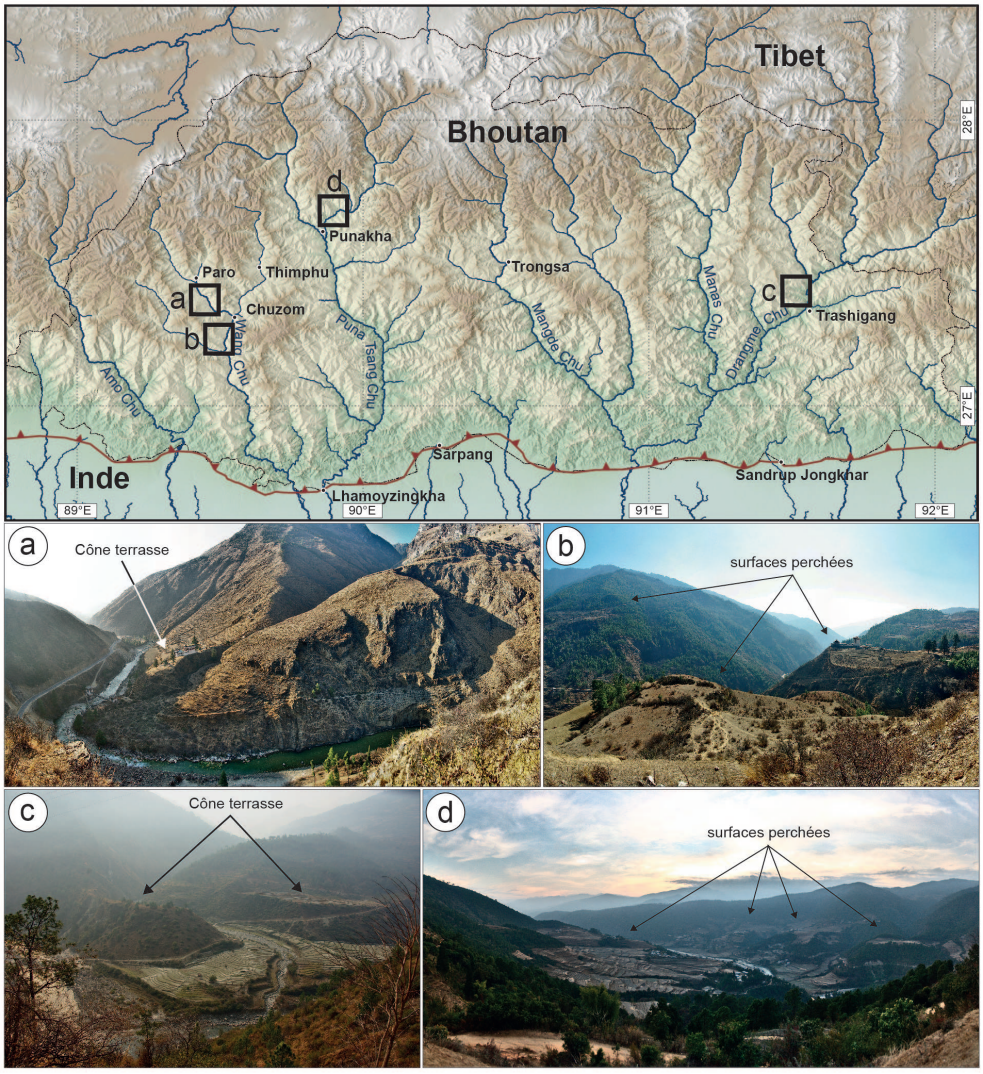


FIGURE 5.7 – Terrasses et surfaces perchées dans le moyen pays Bhoutanais. La carte de contexte présente les différents sites correspondants aux photographies. **a** : Cône alluviale incisé et niveau de terrasse perché sur laquelle a été bâti le Dzong de Tachog Lhakhang. **b** : Surface perchée à 250 m au dessus du niveau de la rivière actuelle. Cette vue vers le sud montre le Dzong Dobji, sur l'une des surfaces, au sud de Chuzom. **c** : Cône alluvial incisé et niveaux de terrasses perchés à 10 m et 90 m pour les niveaux bien visibles à l'ouest de Trashigang. **d** : Panorama de la région du village de Nawakha au nord de Punakha. Important système de surfaces perchées allant jusqu'à 300 m au dessus du niveau de la rivière actuelle.

Nous nous intéressons ici à la partie ouest du Bhoutan correspondant au profil de dénudation [Le Roux-Mallouf et al., 2015], d'exhumation [Coutand et al., 2014] et GPS [Marechal et al., sub].

Cette région comprend deux vallées de rivière trans-himalayennes, qui sont la Puna Tsang Chu dans la région de Punakha et la Wang Chu dans la région de

Paro. Cette zone correspond en partie à la zone de faible relief marquée par de larges vallées caractérisées par d'importants dépôts alluviaux (Fig. 5.8).

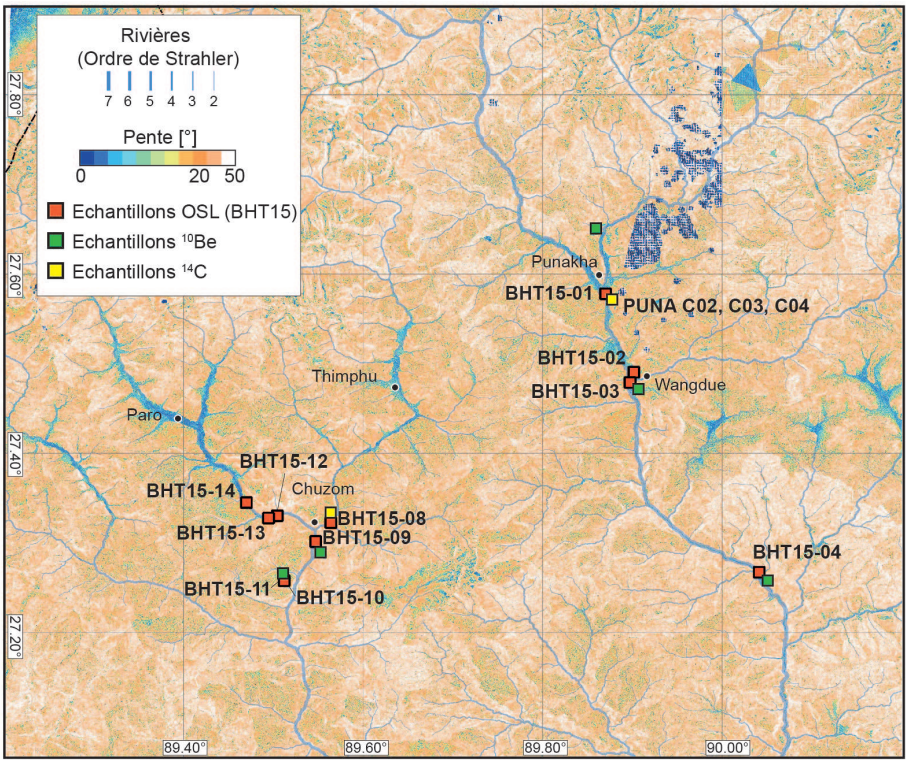


FIGURE 5.8 – Carte de pente. Cette carte met en évidence les larges vallées à fond plat au centre de la chaîne marquées par des couleurs froides. Les carrés rouges correspondent à la position des échantillons prélevés sur les niveaux de terrasses surélevés du Moyen-Pays, dans la région de Punakha et Paro. MNT Pléiades 0.75 cm de résolution

Couplées à ces larges vallées, les deux rivières possèdent également des reliefs plus escarpés marqués par des sections de vallées plus étroites. Afin d'imager au mieux l'ensemble des reliefs et en particulier les talus de terrasses, nous utilisons quatre images satellites au lieu de trois pour calculer le MNT photogrammétrique. Cette quatrième image est prise avec un angle d'incidence plus faible (30 °) et une direction de visée alignée sur les vallées principales. L'objectif méthodologique mis en avant ici concerne une reproduction plus fine des escarpements topographiques. En effet, la résolution verticale des MNT, réalisés à l'aide de triplet stéréographique, est moins précise que la résolution horizontale. Ce biais est induit pas des angles de prise de vue très fort provoquant une forte distorsion sur les zones de reliefs à forte pente. L'angle d'incidence faible demandé pour la prise de vue de la quatrième image va permettre d'imager les escarpements (pour une orientation donnée) et affiner la résolution verticale lors de l'élaboration du MNT dérivé des images satellites. L'élaboration des MNT haute résolution a été effectuée mais les tests sur le gain induit par la quatrième image n'ont pas encore été réalisés.

L'incision Holocène, extrait des nucléides cosmogéniques, est caractérisée par des taux très faibles (entre 0 et 0.5 mm/an). Un échantillonnage de dix-huit niveaux de surfaces surélevées a été réalisé, incluant neuf surfaces dans la vallée de la Puna Tsang Chu et neuf surfaces dans la vallée de la Wang chu au sud de Paro. Les objectifs de cette étude sont multiples, pour l'acquisition de nouvelles données, avec l'étude de la quantification d'un taux d'incision moyen terme dans le Moyen-Pays Himalayen mais également pour un aspect méthodologique, par des datations multi-méthodes pour certains sites (OSL/^{10}Be ou OSL/^{14}C).
Sur les quinze échantillons OSL prélevés, un échantillon (BHT15-01) a été doublé avec deux datations ^{14}C et un échantillon a été doublé avec un échantillonnage de l'encaissant pour une mesure de la concentration en ^{10}Be afin de calculer un temps d'exposition. La figure 5.8 montre l'emplacement de ces échantillons.

L'analyse de ces échantillons OSL nous permet d'obtenir des couples âges/altitude relative de la terrasse. Cette altitude relative est mesurée à partir de la terrasse d'abrasion correspondant à la surface d'incision de l'ancien lit de rivière marquée, à l'heure actuelle, par la transition encaissant/dépôts alluviaux. Ces couples nous permettent de quantifier l'incision qui s'est produite depuis le dépôt de la terrasse. La figure 5.9 montre les valeurs d'incision en fonction de la distance d'un profil en long de la rivière projetée sur une direction N-S.

On observe, pour les valeurs de la Puna Tsang Chu, que les trois échantillons les plus au nord (BHT15-01, BHT15-02, BHT15-03) ont un taux d'incision relativement faible, en dessous de 1 mm/an. L'incertitude importante associée et le taux d'incision très faible proviennent du fait que la terrasse d'abrasion n'est pas visible sur l'ensemble de la hauteur de l'affleurement. L'incision s'est donc produite uniquement dans les dépôts alluviaux. L'unique taux d'incision mesuré le long de la Puna Tsang Chu correspond à BHT15-04, en aval du point d'inflexion majeur. Le manque de données entre les deux zones correspond à la construction d'un barrage le long de cette rivière. Les valeurs le long de cette rivière présentent la même tendance, extrêmement faible, caractérisée par les taux de dénudation court terme dérivés des cosmonucléides.

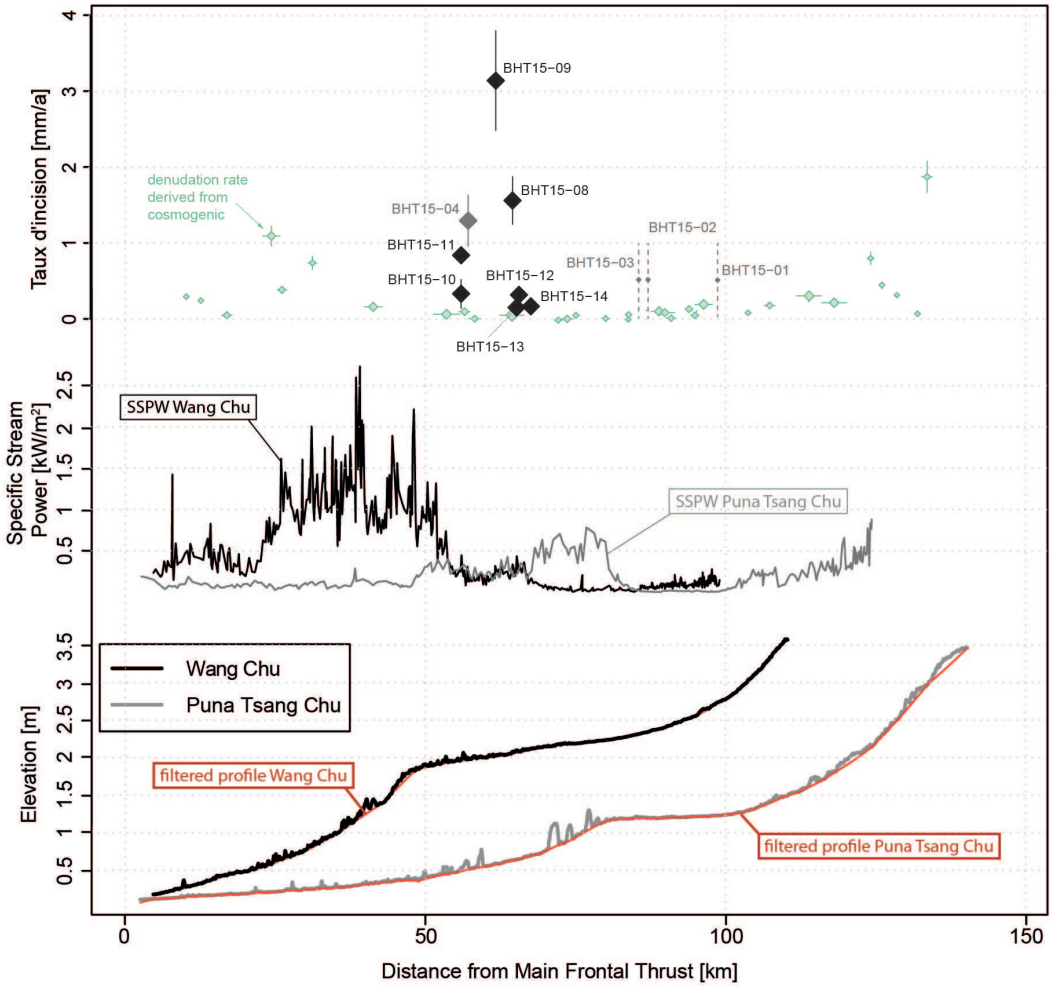


FIGURE 5.9 – Taux d'incision dans le Moyen-Pays à partir des âges dérivés des échantillons OSL. **Haut :** valeur des taux d'incision en fonction de la distance le long d'un profil nord-sud allant du MFT jusqu'à la haute chaîne. **Milieu :** Valeur de la puissance spécifique de la Puna Tsang Chu et de la Wang Chu (ou Specific Stream Power, qui caractérise sa capacité à mobiliser les sédiments. **Bas :** profil nord-sud de la Puna Tsang Chu et de la Wang Chu mettant en évidence les points d'inflexion (*knickpoints*) kilométriques des deux rivières.

Pour la Wang Chu, les observations sont un peu différentes. La puissance spécifique de la rivière montre une très forte augmentation dans la région à 50 km du front. Cette croissance correspond à l'augmentation très importante du taux de soulèvement montré par les échantillons OSL, mise en évidence principalement par les échantillons BHT15-08 et BHT15-09.

Comme le montre la figure 5.10, ces taux d'incision importants se traduisent par une incision très forte de la rivière. Or, en regardant le profil de rivière de la Wang Chu de la figure 5.9, on remarque que cet échantillon est en amont du point d'inflexion principal à 45 km du front. En revanche, il est positionné à un point d'inflexion moins marqué, à 70 km du front, qui est traduit, dans la morphologie, par (1) un encaissement rapide des gorges et une diminution de la largeur de la rivière, (2) l'absence de dépôts dans la rivière et (3) la conservation de sur-

face perchées ainsi qu'une mauvaise préservation des dépôts de terrasses marqué dans le paysage par la plaquage de dépôts alluviaux (galets roulés, stratification entrecroisée de sable) (Fig. 5.7b).

FIGURE 5.10 – Photographie de terrain montrant l'incision importante de la Wang Chu dans des gorges très encaissées. **Gauche :** Photo prise depuis la route en rive gauche montrant les dépôts massifs composés d'une unité de débris flows prise en sandwich par des dépôts alluviaux caractérisés par des galets granitique arrondis. **Droite :** Photo prise de la route en rive gauche montrant l'incision importante de la Wang Chu et la position de l'échantillon OSL BHT15-09.

Cette augmentation du taux d'incision bien marquée sur le profil et dans la morphologie correspond à un premier point d'inflexion majeur.

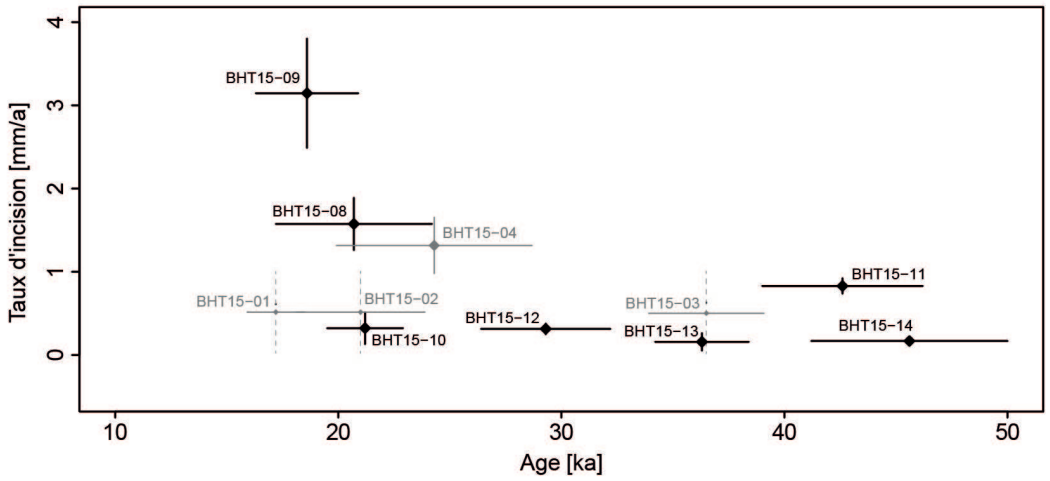


FIGURE 5.11 – Graphique montrant les taux d'incision dans le Moyen-Pays en fonction de l'âge de la terrasse considérée.

La figure 5.11 présente les résultats des datations OSL en comparant l'âge des marqueurs au taux d'incision calculés à partir de la hauteur du contact alluvial/encaissant. Deux points clés peuvent être mis en évidence :

- mis à part les échantillons BHT15-09, BHT15-08 et BHT15-04, les autres points de données semblent confirmer les taux de dénudation court terme très faibles dans cette partie centrale de la chaîne,
- les points BHT15-02 et BHT15-03 ont été échantillonnés dans un même dépôt sédimentaire mais à une altitude relative par rapport à la rivière de 64 m et 34 m. Leur différence d'âge nous permet de mettre en évidence une phase de sédimentation importante entre 36.5 ka et 21 ka dans la région de Wangdue. Cette importante épaisseur de dépôts est probablement liée à un barrage local induit par des glissements de terrain.

5.3.3 Étude des points d'inflexion

Nous avons vu, à travers l'étude des profils de rivières, que la Wang Chu et la Puna Tsang Chu présentaient chacune un point d'inflexion majeur à respectivement 50 et 80 km du front 5.12. Cette marche topographique est accompagnée d'une forte augmentation de la puissance spécifique de la rivière qui est fonction de la pente locale.

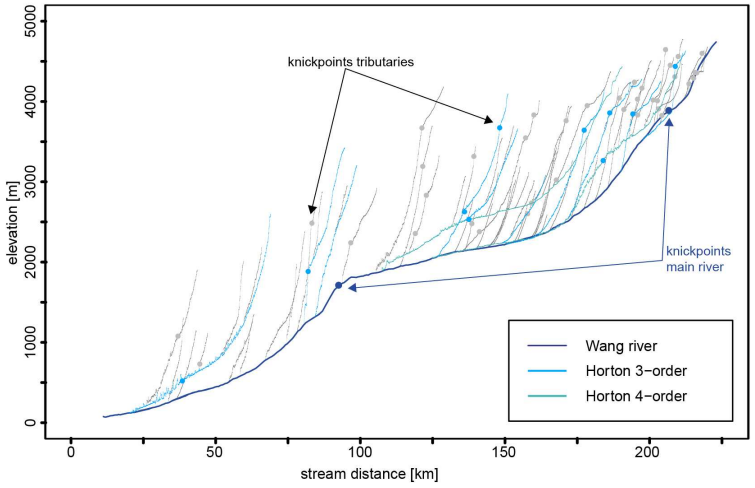


FIGURE 5.12 – Profil de la Wang Chu montrant les différents points d'inflexion des affluents.

Or, nous avons vu que le Moyen-Pays est marqué par un déséquilibre des versants. Ce déséquilibre est clairement exprimé dans le paysage par le déséquilibre des affluents dans cette zone. En effet, la majorité des affluents sont marqués par d'importants cônes alluviaux ré-incisés ou par la présence de points d'inflexion

locaux comme le montre la figure 5.12 correspondant au profil N-S de l'ensemble des drains (distance le long du profil du drain principal et des affluents) du bassin versant de la Wang Chu.

Deux observations principales peuvent être extraites de ce profil de rivière. Deux points d'inflexion sont visibles à 90 et 210 km le long du profil et la majorité des affluents est affectée par un point d'inflexion. Ce constat est aussi valide dans le cas du bassin versant à l'est correspondant à la trans-himalayenne, la Puna Tsang Chu. Ces observations vont dans le sens d'un déséquilibre important des versants.

Cette analyse préliminaire a été réalisée lors d'un stage de master 1 [Gay, 2015]. L'objectif de ce stage est d'essayer d'apporter des contraintes sur la déformation au centre de la chaîne en étudiant la distribution géographique et d'altitude des points d'inflexion des affluents de la Wang Chu et de la Puna Tsang Chu.

Cette étude est donc basée sur :

- l'analyse de la distribution spatiale de ces points pour essayer d'extraire l'origine de ces points d'inflexion. En effet, cette distribution peut caractériser des phénomènes différents. La figure 5.13 montre deux mécanismes potentiels pour la formation de point d'inflexion. La figure 5.13a montre une distribution linéaire des déformations en surface laissant supposer une structure linéaire en profondeur. Cette structure peut correspondre à une faille (inverse ou normale), qui va séparer deux compartiments linéairement. L'élévation ou l'abaissement d'un des deux blocs va provoquer une déstabilisation du réseau de drainage et induire la formation de points d'inflexion. Dans le cas de la figure 5.13b, les points d'inflexion traduisent un diminution brutale du niveau de base induisant une incision, équivalente, de l'ensemble des affluents.

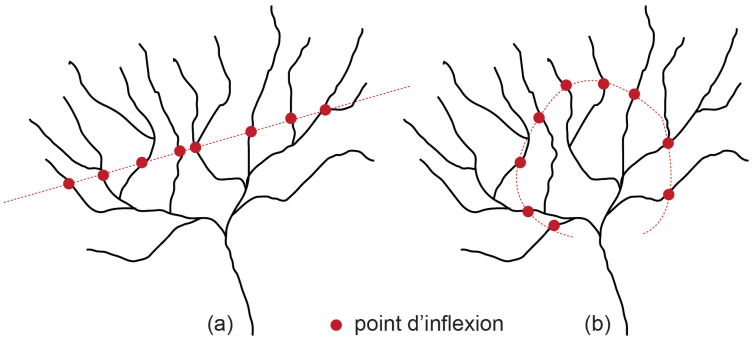


FIGURE 5.13 – Schéma montrant la relation entre les points d'inflexion dans le paysage et les mécanismes de formation. La figure **(a)** montre des points d'inflexion linéaire induits par une faille. En revanche, la distribution des points d'inflexion sur la figure **(b)** traduit un abaissement du niveau de base générale incisant ainsi tous les affluents.

- l'analyse de la distribution des élévations de ces points d'inflexion. En effet,

le deuxième cas mentionné, est caractérisé par une incision globale de la zone étudiée. Ce mécanisme va engendrer la formation d'un réseau de marqueur à la même altitude, correspondant au niveau de base, à l'équilibre, avant l'incision rapide de la rivière. En reconstituant ces anciens profils de rivière, il serait alors possible de quantifier l'incision de la rivière. Couplée à des datations (terrasse alluviale perchée, temps d'exposition du socle), une vitesse d'incision pourrait être extraite.

En raison de contraintes temporelles et de difficultés rencontrées lors de le cartographie de ces points d'inflexion sur les différents affluents (Fig. 5.14), une étude détaillée de ces points d'inflexion n'a pas pu aboutir à des résultats concluants.

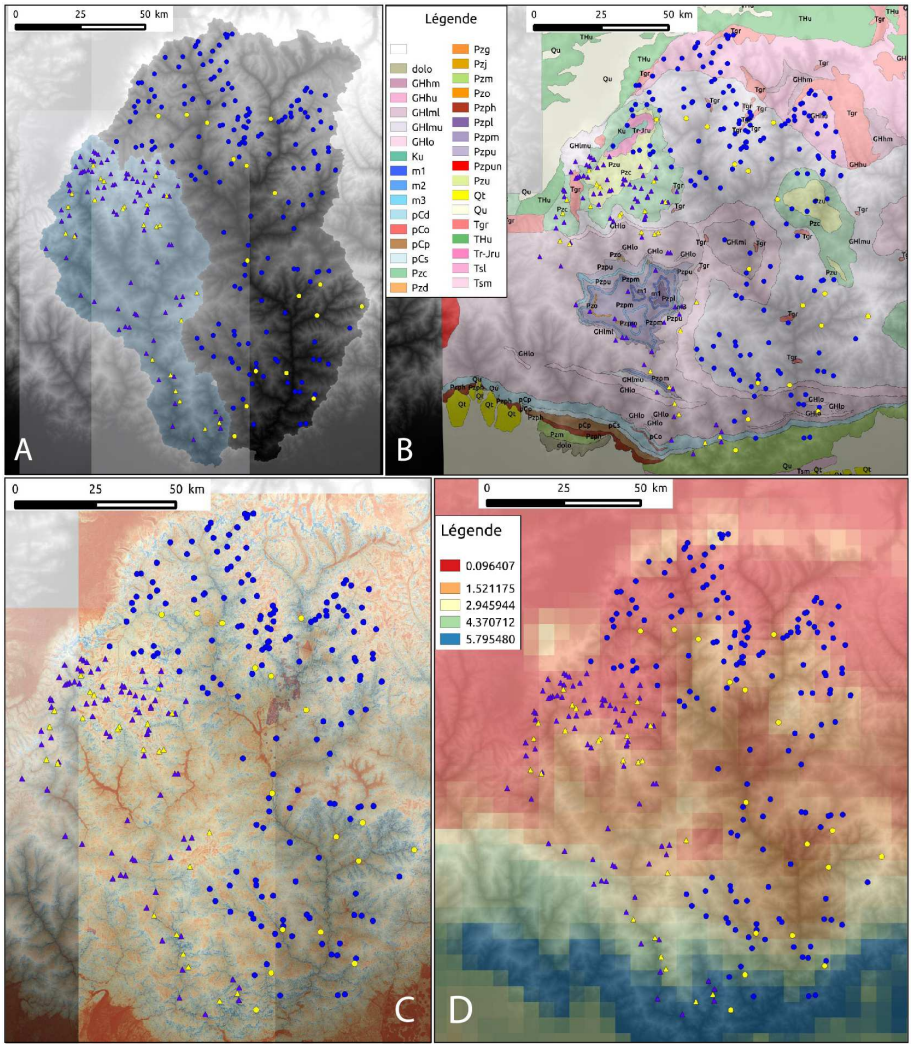


FIGURE 5.14 – Cartes des points d'inflexion associés à la Wang Chu et la Puna Tsag Chu. Les triangles et les cercles bleus représentent respectivement la localisation des points d'inflexion de la Wang Chu et de la Puna Tsang Chu. Les points jaunes indiquent une altitude similaire pour l'étude d'un cas particulier. **A :** Emprise des bassins versants associés à la Wang Chu à l'ouest et à la Puna Tsang Chu à l'est. **B :** Carte géologique (d'après Mackey and Roering [2011]), **C :** Carte de pente. **D :** Carte de précipitation, d'après Bookhagen and Burbank [2006]. D'après [Gay, 2015]

5.4 Quantification des mouvements verticaux au front

Dans cette étude, nous nous intéresserons à cinq zones présentant des marqueurs de déformation rapide, couvrant une zone de 240 km le long du front (Fig. 5.15) et l'essentiel du front himalayen au Bhoutan :

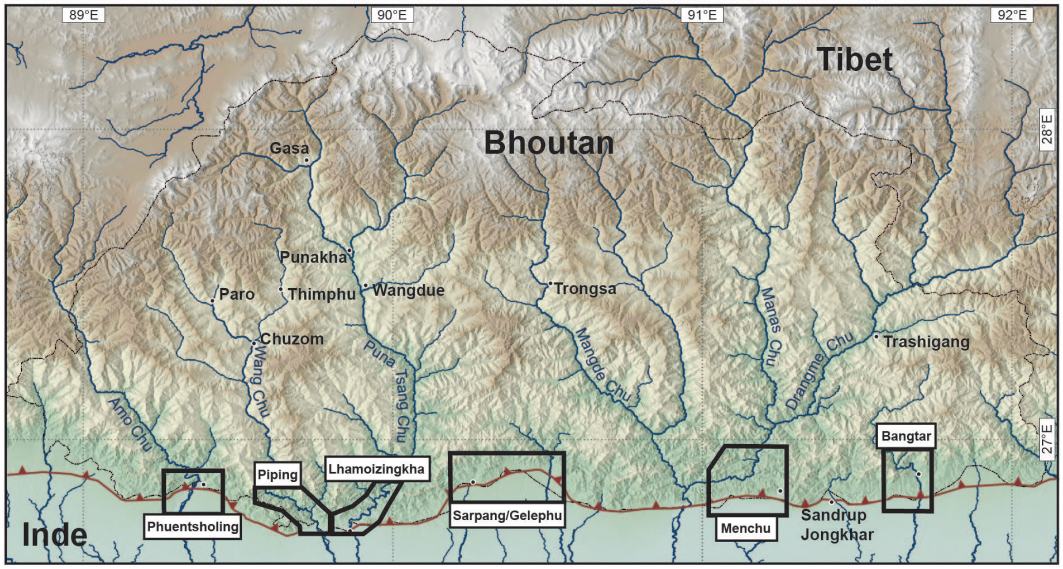


FIGURE 5.15 – Carte de contexte montrant les cinq zones au front sur lesquelles les études morphotectonique et paléosismologiques ont été réalisées.

5.4.1 Piping et Lhamoyzingkha

Le site de Piping (89.7559 ° , 26.7249 °) et le site de Lhamoyzingkha (89.8608 ° , 26.7348 °) correspondent aux exutoires respectifs des rivières trans-Himalayennes la Wang Chu et la Puna Tsang Chu qui prennent leur source dans les sommets marquant la frontière avec le Tibet. La Wang Chu, à l'ouest, draine les vallées de Thimphu et Paro pendant que la Puna Tsang Chu, s'écoule dans la vallée de Punakha. Ces deux rivières correspondent également aux drains principaux des affluents échantillonnés pour l'étude de la dénudation dérivée des cosmonucléides.

Les sites de Piping et Lhamoyzingkha, au front, présentent des systèmes de terrasses bien développés pour lesquels une cartographie fine a été réalisée à l'aide d'un MNT à 1 m de résolution extrait de triplet d'images Pléiades (Fig. 5.16). Dans cette partie, le terme *altitude d'une terrasse* correspond à la différence d'élévation entre la surface étudiée et la rivière principale en son point le plus proche.

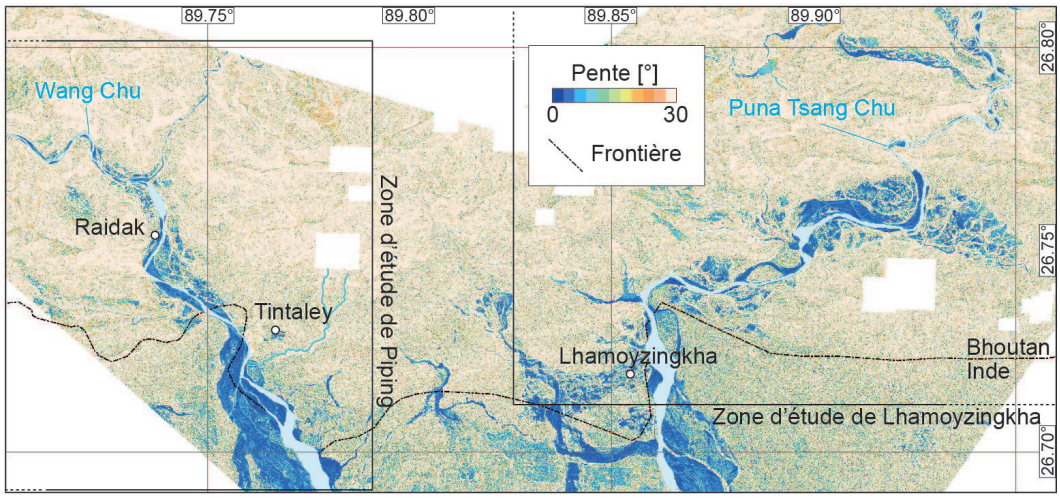


FIGURE 5.16 – Carte de contexte de la zone de Piping et Lhamoyzingkha. La carte des pentes (extrait du MNT Pléiades à 1 m) permet de mettre en évidence les zones à faibles pentes en bleu et les zones de reliefs en jaune pâle.

Cette cartographie est réalisée en plusieurs étapes, incluant (1) une cartographie manuelle des terrasses les plus importantes sans nomenclature particulière (T0, T1, T2, etc.), (2) un contrôle sur le terrain des terrasses cartographiées et (3) une seconde cartographie fine, incluant une nomenclature précise suivant l'altitude des terrasses et l'erreur associée. Cette dernière étape inclut la mise en place d'un protocole d'extraction automatique des terrasses visant à affiner la cartographie manuelle. Cette approche à pour objectif de faciliter et d'accélérer la cartographie de grande terrasses (entre 50 et 100 km^2) en conservant une bonne résolution.

Deux missions de terrain ont été réalisées sur les zones de Piping et Lhamoyzingkha incluant un contrôle de la cartographie et un échantillonnage de certaines de ces terrasses pour des datations ^{14}C et ^{10}Be.

Piping

La figure 5.17 montre les différents niveaux de terrasses conservés dans le paysage allant du lit actuel jusqu'à 370 m au dessus de la rivière.

Ces niveaux de terrasses et les altitudes associées ont été extraits d'une analyse fine du MNT.

Le schéma présenté en figure 5.18 montre comment passer d'une mesure d'élévation (extraite d'un MNT ou de mesure de terrain) à l'extraction d'une valeur d'altitude des terrasses.

Cette méthodologie, incluant différentes mesures d'une même valeur, permet un contrôle des artefacts et l'attribution d'erreurs non-symétriques pour chaque niveau de terrasse cartographiée (Fig. 5.19).

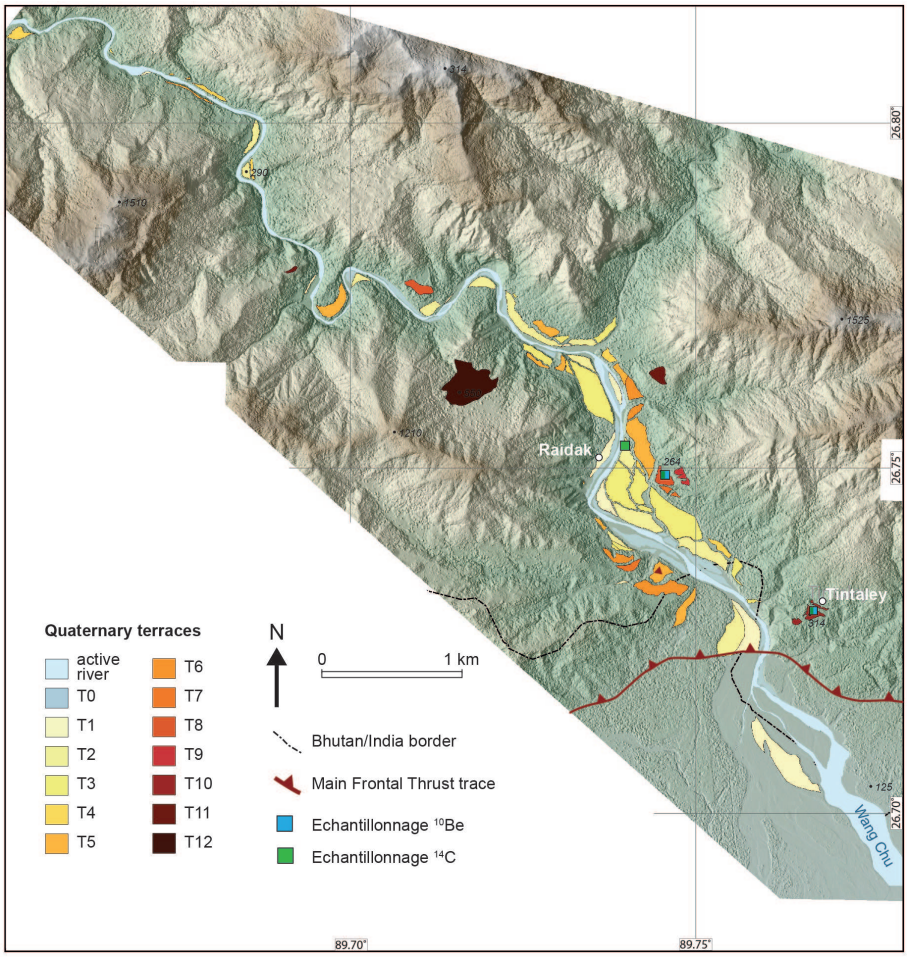


FIGURE 5.17 – Cartographie des terrasses de Piping Creek. Douze niveaux de terrasses ont été recensés incluant le lit actuel de la Wang Chu.

Différents tests de sensibilité ont été réalisés en modifiant deux paramètres, la résolution du MNT (de 1 à 8 m) et le seuil de pente de 2 à 10 ° . Ces tests nous ont permis de mettre en évidence qu'une résolution de 4 m était suffisante et fournissait une identification des terrasses pertinente. Pour les pentes, une valeur trop faible aura tendance à sous-échantillonner une terrasse. Ce constat est principalement induit par des pixels à pente moyenne causés par une quantité non négligeable d'artefacts d'ordre métrique (végétation, arbustes).

Création d'un vecteur de polygone correspondant à l'emprise de chaque terrasse cartographiée manuellement **(QGIS)**

↓

L'extraction automatique **(GRASS GIS)** de l'ensemble des pixels incluent dans ces polygones présentant une pente locale < 6° correspondant au seuil de pente pris en compte pour l'extraction des terrasses alluviales
(seuil arbitraire, plus élevé que la pente d'une terrasse alluviale classique a pour objectif d'extraire les potentiels variations de pente induites par la tectonique, incluant le basculement ou la formation de plis)

↓

L'analyse de la densité **(R)** de ces pixels sous forme d'histogramme permet d'extraire les zones plates correspondant aux zones de terrasses.

↓

L'extraction d'une médiane des élévations par polygone afin d'extraire la valeur la plus représentative de chaque polygone **(GRASS GIS et R).**
On obtient donc une valeur d'altitude et des incertitudes associées pour chaque polygone et donc pour chaque terrasse

↓

Pour comparaison, l'attribution manuelle d'une altitude pour une terrasse donnée **(QGIS)**.
Cette valeur est extraite à partir de différents profils perpendiculaires tracés manuellement

FIGURE 5.18 – Méthodologie d'extraction des terrasses alluviales

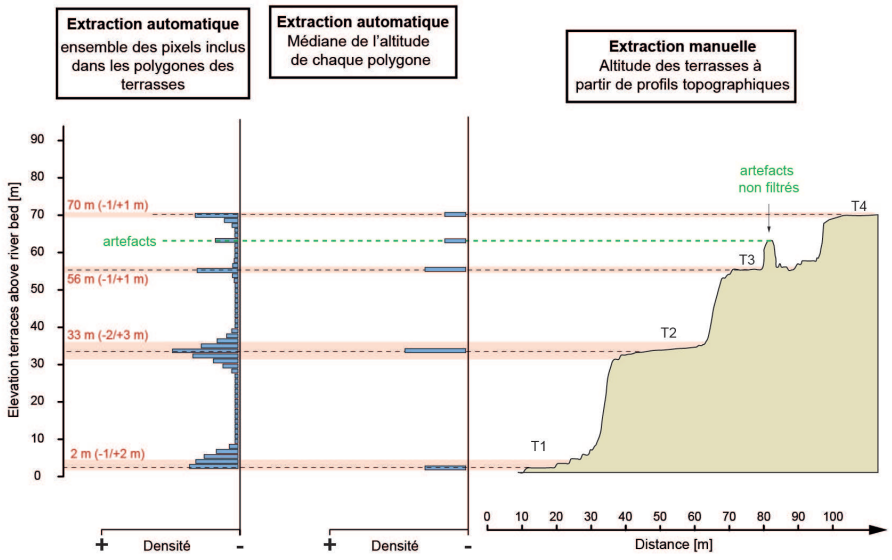


FIGURE 5.19 – Principe de la méthode d'extraction des terrasses alluviales. **Droite** : profil d'altitude de terrasses alluviales. **Gauche** : Histogramme représentant l'ensemble des pixels compris dans les polygones ayant une pente locale inférieure à 6 ˚. **Milieu** : Médiane de l'élévation de l'ensemble des pixels, ayant une pente locale inférieure à 6 ˚, pour chacun des polygones cartés.

En revanche, une valeur trop importante (10 ˚) va avoir tendance à sur-échantillonner en intégrant des pixels à forte pente causés par des artefacts à plus grande longueur d'onde comme des arbres ou des maisons. La valeur retenue ici est 6 ˚,

correspondant à une pente un peu plus élevée que les terrasses mais qui permettra un échantillonnage optimal des terrasses, en incluant également des potentielles variations de pentes induites par la tectonique.

La figure 5.20 nous montre les résultats de cette extraction. Au total, neuf niveaux de terrasses ont été extraits de cette analyse.

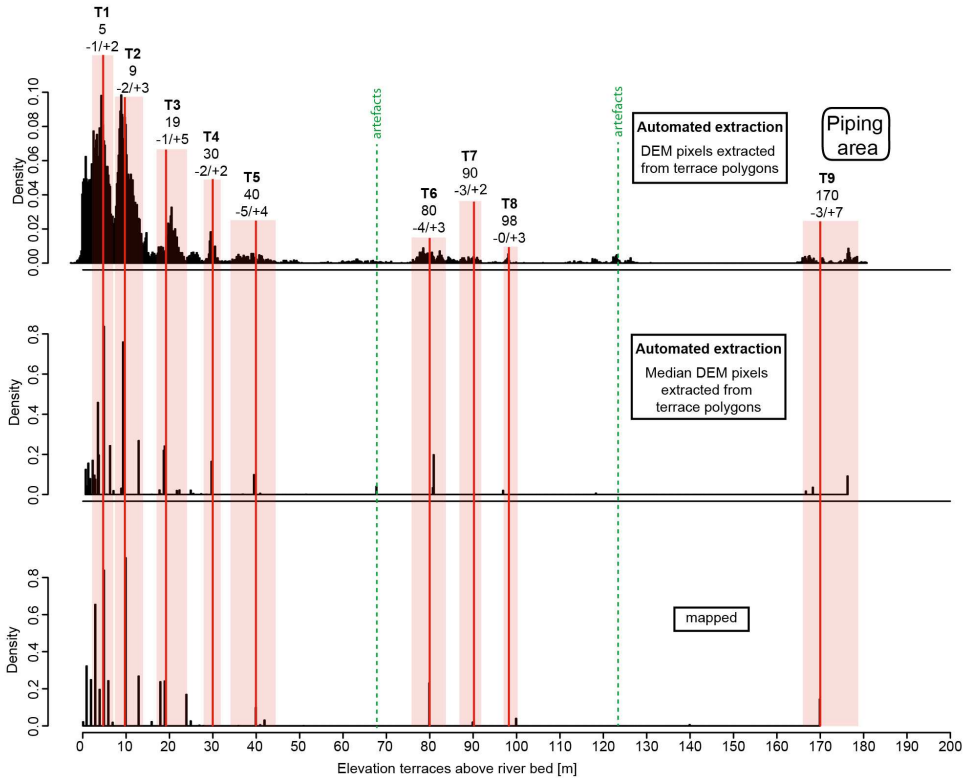


FIGURE 5.20 – Histogramme des hauteurs de terrasses de Piping Creek extrait à partir de polygones cartés manuellement. L'axe des abscisses représente l'élévation par rapport au lit de rivière actuel perpendiculaire à ce dernier. **Haut :** Histogramme représentant l'ensemble des pixels compris dans les polygones ayant une pente locale inférieure à 6 °. **Milieu :** Médiane de l'élévation de l'ensemble des pixels, ayant une pente locale inférieure à 6 °, pour chacun des polygones cartés. **Bas :** élévations extraient de profils ponctuels lors d'une cartographie fine de chaque polygone.

Le paragraphe suivant décrit les différents niveaux de terrasses et les datations associées :

- Le premier niveau de terrasse T1 présente une altitude relative de 5 m (-1/+2 m).
- Le deuxième niveau de terrasse (T2) a une altitude de 9 m (-2/+3 m). Ce niveau présente un affleurement dégagé au nord de la zone de Piping au niveau du nouveau pont traversant la Wang Chu.

  La figure 5.21 montre une vue, vers le sud, de la terrasse T2. On observe une alternance :

  - de couches de sable de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur,

- de couches de galets centimétriques à métriques.

Cette terrasse est datée par deux charbons, TR-C21 et TR-C01, à respectivement 1463 ± 70 BP et 802 ± 102 BP. Provenant de la même couche, on gardera, par la suite, le charbon le plus jeune.

FIGURE 5.21 – Vue de la terrasse T2 de Piping, à 9 m (-2/+3 m) au dessus de la rivière actuelle. Au premier plan on observe la terrasse les dépôts marqués par une alternance de couches de sable et de galets.

- Les niveaux T3 à T7 ne présentent pas d'affleurements bien marqués et n'ont pas fait l'objet de datation sur le site de Piping.
- La terrasse T8 à 98 m (-1/+3) est quant à elle bien marquée dans le paysage (Fig. 5.22).

FIGURE 5.22 – Vue de la terrasse T8 de Piping, à 98 m (-1/+3 m) au dessus de la rivière actuelle. Au premier plan on observe la surface de la terrasse, le puits d'échantillonnage et les alluvions excavés.

Cette terrasse est datée par deux méthodes différentes. L'excavation d'un puits au sommet a été réalisée pour échantillonner un profil ^{10}Be. La figure 5.23 montre le mur ouest du puit creusé au sommet de la terrasse.

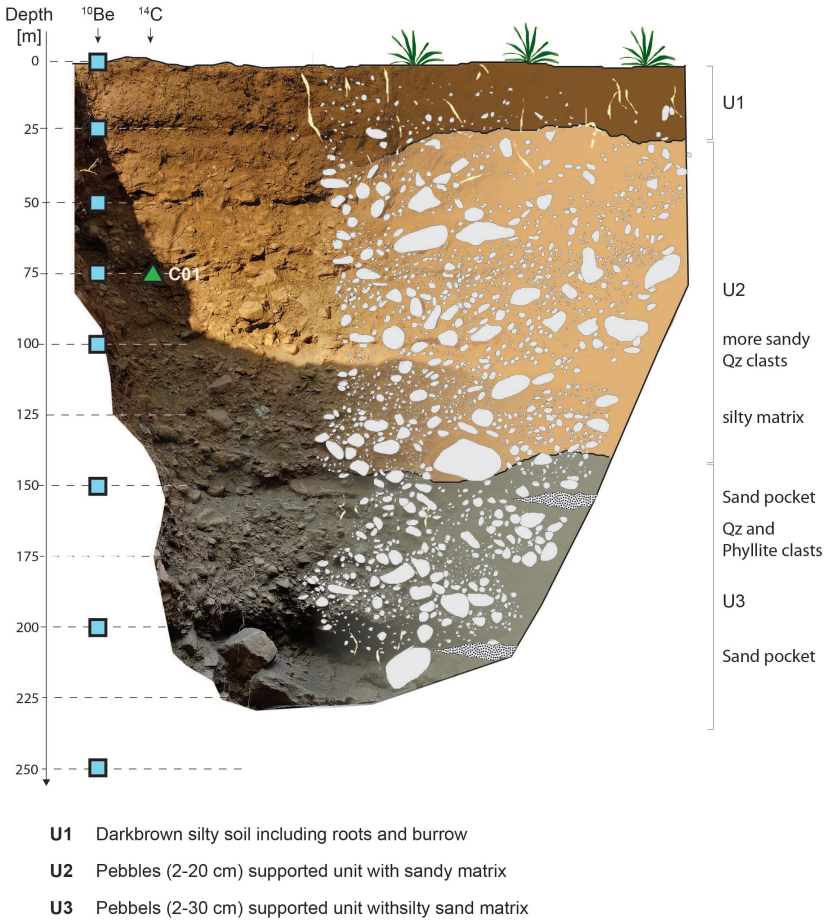


FIGURE 5.23 – Site d'échantillonnage de la terrasse T8 de Piping, à 98 m (-1/+3 m) au dessus de la rivière actuelle. Les carrés bleus montrent l'emplacement des échantillons du profil ^{10}Be. Le triangle vert corresponde à l'échantillon de charbon détritique. Le log montre une stratigraphie régulière composée de galets plus ou moins arrondis dans une matrice terreuse composée de sable fin et de silt.

Le log montre une stratigraphie régulière composée de galets plus ou moins arrondis de nature différente, incluant des galets de composition granitique pour les plus gros (pluri-décimétriques) à des compositions plus variées (granitique, quartzique, dolomitique) pour les clasts centimétriques. La matrice est principalement composée de sable fin et de silt. On note la présence de racines jusqu'à 50 cm de profondeur.

Deux charbons ont été collectés, dont un dans le puits à 75 cm de profondeur et second dans un affleurement silteux à quelques mètres au nord à 65 cm de profondeur (au niveau de la maison de gauche sur la photo 5.22). Les deux charbons, T1-C01 et SP1-C01, donnent des ages respectifs à 4106 $\pm$ 123 BP et 3334 $\pm$ 103 BP. Le profil ^{10}Be donne un âge de 3674 $\pm$ 1072 BP,

cohérent avec les deux datations charbons (Fig. 5.24).

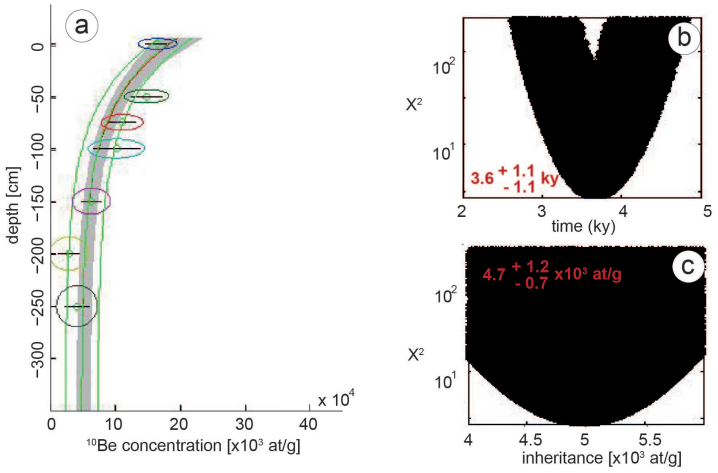


FIGURE 5.24 – **a :** Profil de la concentration en isotopes cosmogéniques, en fonction de la profondeur, du puits de la terrasse T8 de Piping modélisé à partir du script proposé par Saint-Carlier et al. [2016]. La ligne rouge représente le meilleur modèle et l'enveloppe grise les résultats à 1-σ. **b et c :** Valeur du χ^2 pour respectivement l'âge et l'héritage du dépôt alluvial.

Si on considère le charbon le plus jeune, dans l'incertitude de la datation ^{10}Be, l'age de la terrasse T8 est de 3334 ± 103 BP.

- La terrasse T9 à 140 m (-2/+2) correspond à une surface bien marquée dans le paysage mais ne présente pas d'affleurement et n'a pas fait l'objet de datation.
- La terrasse T10 à 170 m (-3/+7 m) correspond à un niveau clairement exprimé dans le paysage à l'aplomb de la structure la plus frontale.

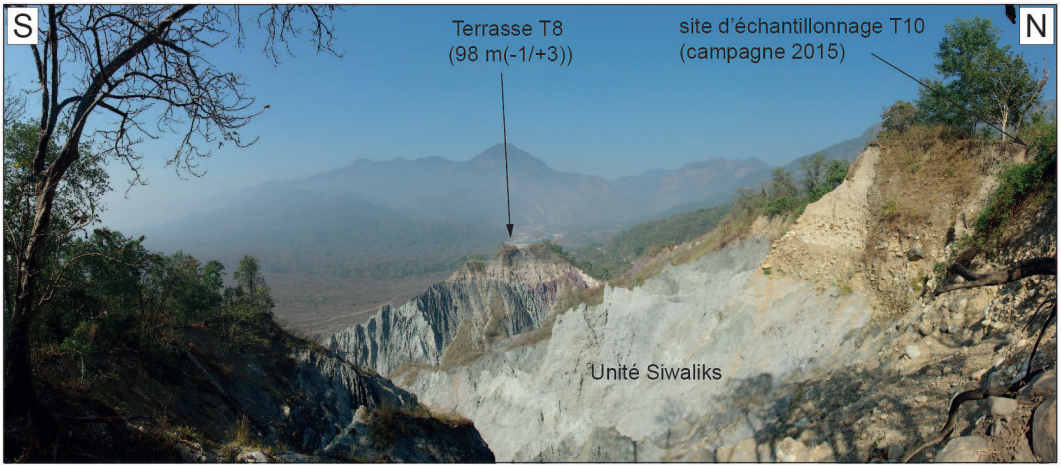


FIGURE 5.25 – Site d'échantillonnage 2015 de la terrasse T10 de Piping, à 170 m (-3/+7 m) au dessus de la rivière actuelle. Le premier plan montre l'épaisse terrasse alluviale sur l'unité Siwaliks grisâtre, marquée par une érosion importante. Le plan intermédiaire met en évidence un éperon rocheux marqué par une variation importante des couleurs (différentes unités du Bas Himalayen) et surplombé par une partie de la terrasse T8 à à 98 m (-1/+3 m). L'arrière plan de la photo montre les reliefs du Bas-Himalayen.

Cette terrasse étant un point clé dans la quantification de la déformation,

elle a fait l'objet de six datations charbons à deux endroits différents. Le premier site échantillonné lors d'une campagne de reconnaissance est situé en bordure de terrasse sur un escarpement dégagé par l'érosion (Fig. 5.25).

Sur les trois charbons datés sur ce site, un est revenu moderne (TH-C09, 153 ± 148) et est sans doute lié aux activités humaines. Les deux autres charbons détritiques, TH-C04 et TH-C06, donnent des âges respectifs à 3959 ± 123 BP et 9973 ± 207 BP.
Cette étude préliminaire a mis en évidence une terrasse bien préservée à 170 m d'altitude relative par rapport à la rivière actuelle. Les datations préliminaires semblent montrer que cette terrasse peut-être datée en ^{14}C dans le but de déterminer un âge d'abandon de la terrasse. En revanche, les deux datations préliminaires ne permettent pas de conclure sur un âge.
Un puits a donc été excavé durant la mission de terrain 2016, sur la partie plate au sommet de la terrasse correspondant à une zone préservée de l'érosion (Fig. 5.26).

FIGURE 5.26 – Site d'échantillonnage 2016 de la terrasse T10 de Piping, à 170 m (-3/+7 m) au dessus de la rivière actuelle. **Haut :** Panorama montrant (1) au premier plan montre la terrasse alluviale (2) la position du puits d'échantillonnage et (3) les reliefs du Bas-Himalayen en arrière plan. **Bas :** Mur nord et est du puits d'échantillonnage où un profil ^{10}Be a été échantillonné mais non daté à l'heure actuelle. Les triangles verts marquent la position des échantillons charbons TH-C01, TH-C02 et TH-C03 prélevés respectivement à 183 cm, 185 cm et 190 cm de profondeur.

Sur ce site, trois échantillons de charbons, TH-C01, TH-C02 et TH-C03, ont été prélevés dans un puits à 185 ± 5 cm de profondeur et donnent des âges respectifs à 52000 BP (hors limite de la méthode), 29550 ± 400 BP et 12388 ± 247 BP. Provenant tous d'une même couche, on gardera le charbon le plus jeune comme âge de dépôt. La terrasse T10 est donc datée au minimum à 12388 ± 247 BP.

La figure 5.27 et le tableau 5.1 résument les différents niveaux de terrasses cartographiés et les trois niveaux datés.

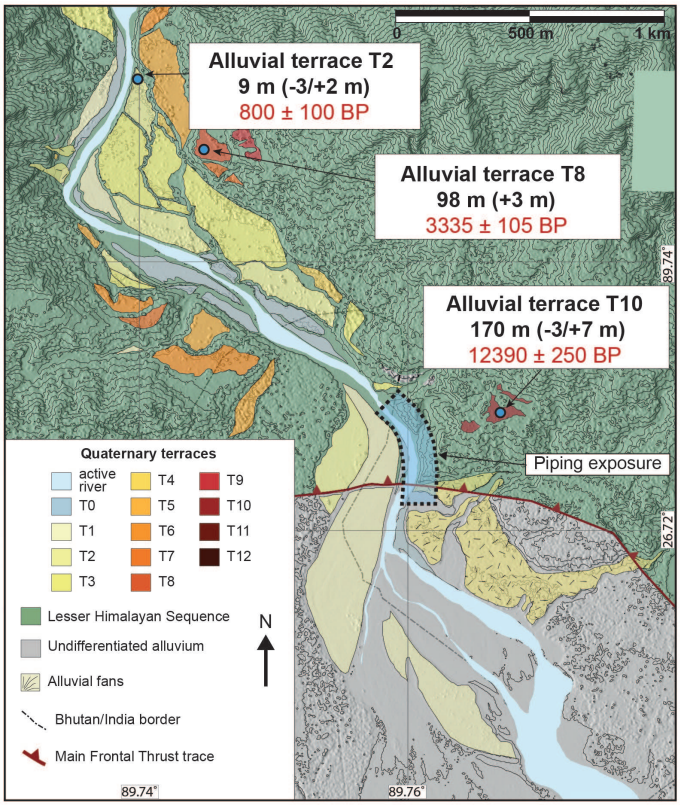


FIGURE 5.27 – Carte géologique simplifiée montrant les différents niveaux de terrasses et les datations associées.

TABLE 5.1 – Age et altitude des terrasses du site de Piping

Type	Terrasse	Elevation [m]	Incertitude Elevation [m]	Age [cal BP]	Incertitude Age [cal BP]
^{14}C	T2	8.5	2.5	802	102
^{14}C	T8	9	1	3334	103
^{14}C	T10	172	5	12388	247

Lhamoyzingkha

La figure 5.28 montre les différents niveaux de terrasses conservés dans le paysage, sur le site de Lhamoyzingkha, allant du lit actuel jusqu'à 380 m au dessus de la rivière.

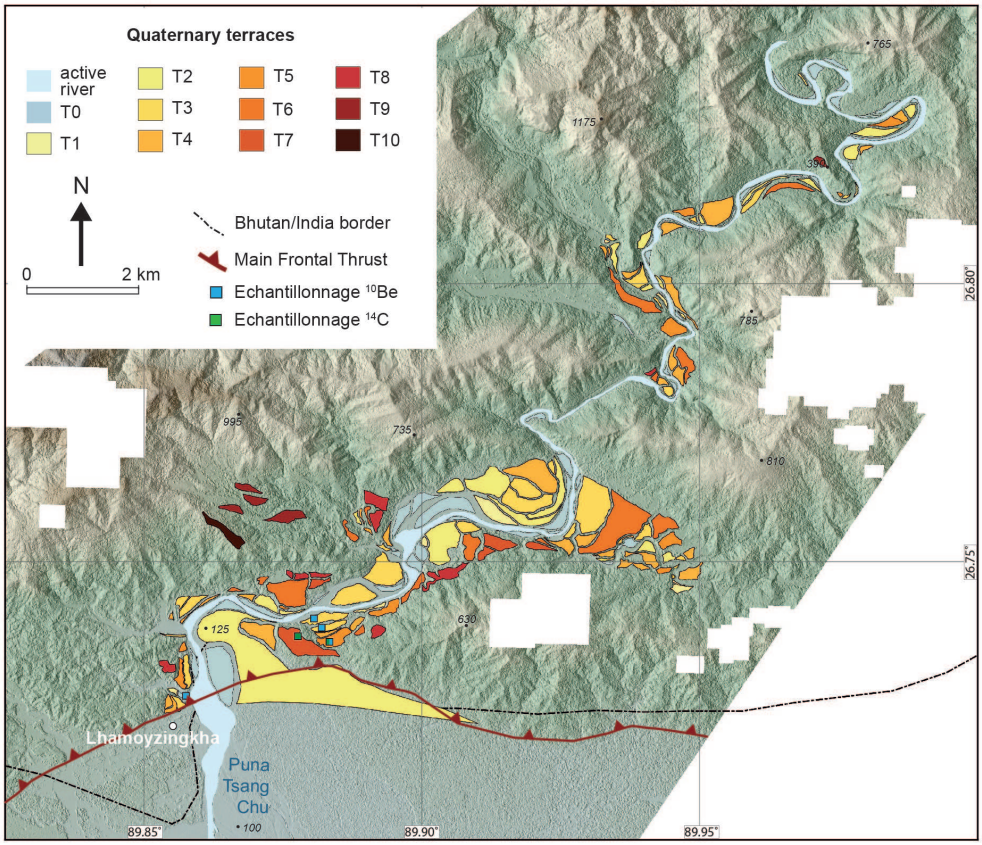


FIGURE 5.28 – Cartographie des terrasses de Lhamoyzingkha. Douze niveaux de terrasses ont été recensés incluant le lit actuel de la Puna Tsang Chu.

La figure 5.29 nous montre les résultats de l'extraction pour le site de Lhamoyzingkha. Au total, neuf niveaux de terrasses (en dessous de l'altitude 200 m) ont été extraits de cette analyse.

Le paragraphe suivant décrit les différents niveaux de terrasses et les datations associées :

- Le premier niveau de terrasse T1 présente une altitude de 2 m (-2/+2 m). Elle est constituée principalement d'une épaisse couche de sable au sommet. Elle est datée par deux charbons, SP5-C01 et SP5-C02 datés respectivement à 143 ± 112 BP et 141 ± 129 BP.
- La terrasse T2 d'altitude 9 m (-1/+1 m) est composée d'un alternance de couches de sable et de couches galets pluri-centimétriques, associées principalement à la Puna Tsang Chu. Mais la problématique est plus complexe et

est principalement induite par un affluent important, participant à l'incision et au dépôt.

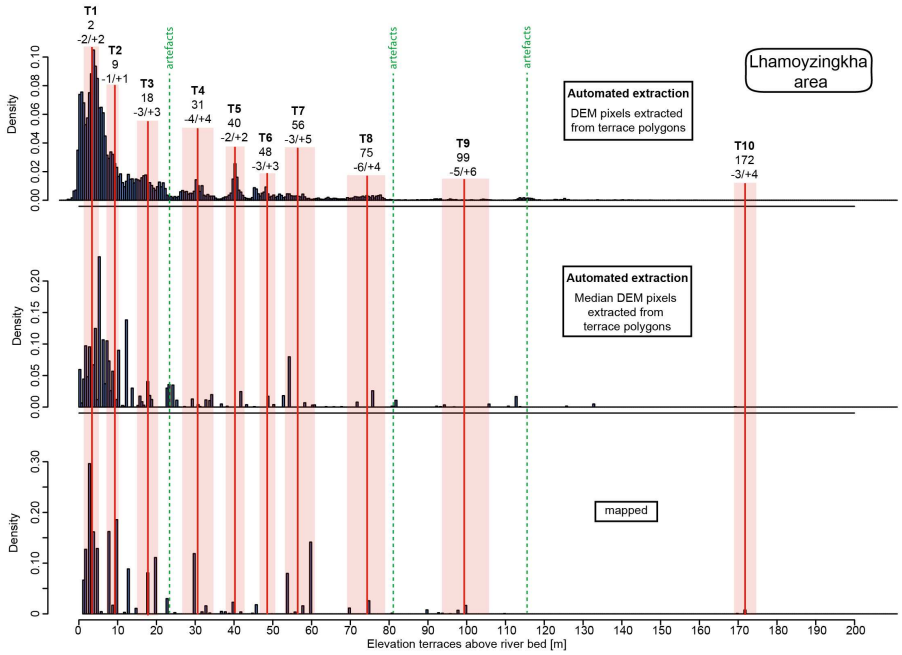


FIGURE 5.29 – Histogramme des hauteurs de terrasses de Lhamoyzingkha extrait à partir de polygones cartés manuellement. L'axe des abscisses représente l'élévation par rapport au lit de rivière actuel perpendiculaire à ce dernier. **Haut :** : Histogramme représentant l'ensemble des pixels compris dans les polygones ayant une pente locale inférieure à 6 °. **Milieu :** Médiane de l'élévation de l'ensemble des pixels, ayant une pente locale inférieure à 6 °, pour chacun des polygones cartés. **Bas :** Elévations extraitent de profils ponctuels lors d'une cartographie fine de chaque polygone.

Ce site présente d'autres caractéristiques, incluant la présence au premier plan de la figure 5.30a, de l'unité des Siwaliks à l'affleurement dont le sommet plonge vers vers le nord.

Deux charbons ont été échantillonnés :

- GC-C01, daté à 143 ± 138 BP, au sommet de la terrasse dans un dépôt composé d'un mélange de silt et de sable (Fig. 5.30b et 5.30c). Cette couche présente un nombre important de racines, source potentielle de contamination pour les datations ^{14}C. De plus, l'échantillon est proche de la base du sol agricole.
- GC-C03, daté à 2346 ± 138 BP, échantillonné dans une couche de loess de 30 cm d'épaisseur. La granulométrie très fine de ces dépôts permet une bonne conservation des charbons détritiques. L'âge relativement élevé de ce charbon, au vue de l'altitude de la terrasse, peut témoigner d'un héritage important de ce charbon.

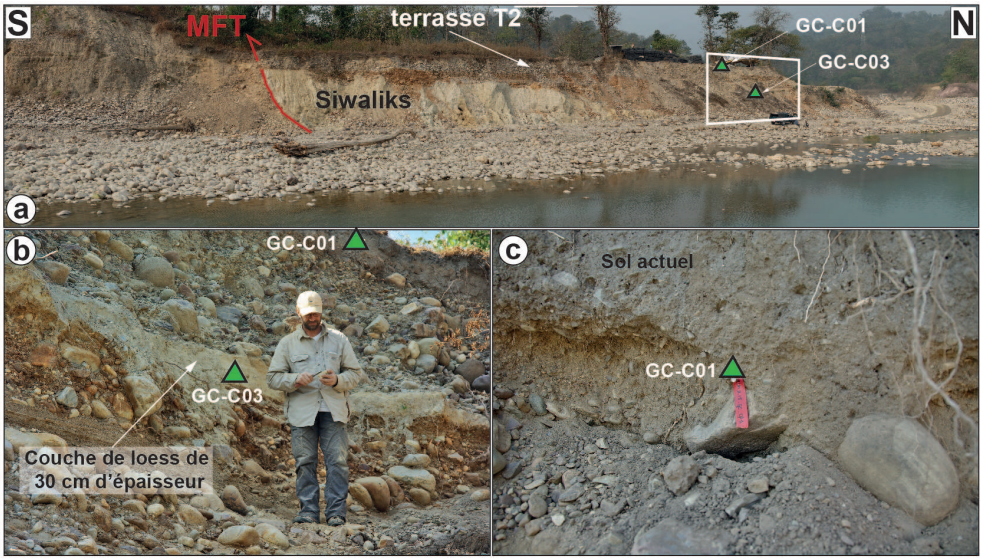


FIGURE 5.30 – Site d'échantillonnage de la terrasse T2 de Lhamoyzingkha, à 9 m (-1/+1 m) au dessus de la rivière actuelle (la Puna Tsang Chu). Les triangles verts correspondent à la position des échantillons ^{14}C GC-C01 et GC-C03. **a** : Panorama du site de Lhamoyzingkha présentant la position des charbons échantillonnés dans la terrasse T2. Ce panorama montre également au premier plan l'unité des Siwaliks à l'affleurement dont le sommet plonge vers le nord. Cette zone fait l'objet d'une étude paléosismologique dans le chapitre suivant. **b** : Photo montrant l'emplacement des deux charbons dont (1) GC-C03 dans une couche de loess de 30 cm d'épaisseur et (2) GC-C01 au sommet dans le sol actuel. **c** : Emplacement de l'échantillon GC-C01 dans le sol actuel. La photo montre la présence de nombreuses racines pouvant fausser la datation ^{14}C obtenue.

On obtient donc deux âges très différents pour les dépôts de T2. L'échantillon GC-C01 peut-être mis de coté de part (1) son âge carbone moderne et (2) la nature du dépôt du sol, incluant une multitude de racines source potentielle de contamination.

L'analyse de GC-C03 est plus compliquée en utilisant cette seule observation. Or, la terrasse T2 de Piping présente une altitude similaire mais également une composition du dépôt similaire. En effet, les figures 5.21 et 5.30 montrent une alternance de dépôts fins (couches de sable et plus rarement de silt) et grossiers (galets centimétriques à pluri-centimétriques de nature granitique, témoignant d'une source du Haut-Himalayen dans les deux cas).

On peut donc faire l'hypothèse que les terrasses sur les deux sites sont équivalentes et contemporaines. Or, l'âge de T2 sur le site de Piping est contraint à 802 ± 102 BP, par un charbon détritique de bonne qualité (plusieurs cm^3). En revanche le charbon détritique GC-C03 du site de Lhamoyzingkha est de moins bonne qualité et présente un rapport de datation caractérisé par une très faible quantité de matière organique datable.

Pour ces différentes raisons, nous considérons ici que l'âge de T2 sur le site de Lhamoyzingkha est contraint par l'âge de la terrasse équivalente sur le site de Piping à 802 ± 102 BP.

- Les terrasses T3 et T4 à respectivement 18 m (-3/+3 m) et 31 m (-4/+4 m) ne présentent pas d'affleurement exploitable et n'ont pas fait l'objet de datations.
- La terrasse T5 culmine à 40 m (-2/+2 m). Cette terrasse, bien marquée dans le paysage, correspond à l'extérieur d'un ancien méandre. Un puits a été ouvert pour effectuer un échantillonnage ^{10}Be et ^{14}C. Au total, sept échantillons de clasts (entre 2 et 3 cm de diamètre) pour l'étude ^{10}Be et trois charbons ont été prélevés (Fig. 5.31).

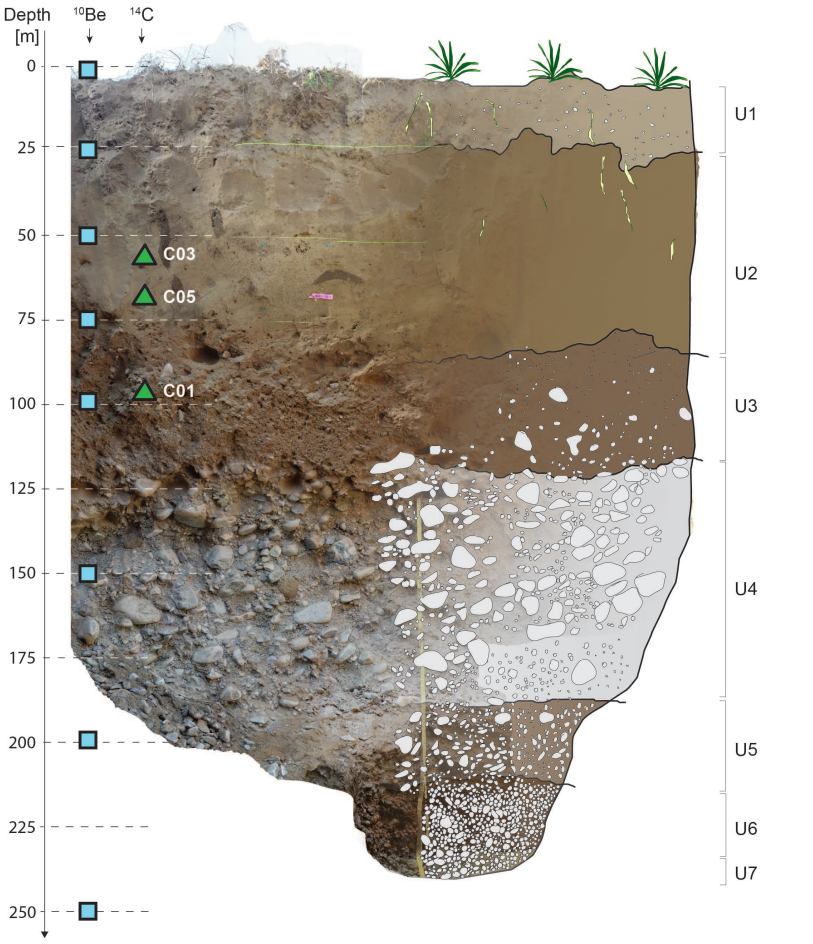


FIGURE 5.31 – Site d'échantillonnage de la terrasse T5 de Lhamoyzingkha, à 40 m au dessus de la rivière actuelle. Les carrés bleus montrent l'emplacement des échantillons du profil ^{10}Be. Les triangles verts correspondent aux échantillons de charbons détritiques. Le log stratigraphique montre clairement deux couches différentes, silteuse/sableuse en haut et alluviale à galet au fond, séparées aux alentours de 1 m de profondeur.

Le log stratigraphique montre clairement deux couches différentes, incluant (1) une couche silteuse/sableuse entre la surface et ∼80 cm de prondeur et (2) une couche plus grossière, composée de galets centimétriques à décimétriques de nature principalement quartzique et granitique dans une matrice composée de sable et de silt. Les trois charbons SP2-C01, SP2-C03 et SP2-C05 donnent des ages respectifs à 885 ± 86 BP, 1626 ± 73 BP et 1512 ± 97 BP. Nous avons donc deux charbons qui donnent des âges cohérents.
En revanche, le profil ^{10}Be ne permet pas d'obtenir un âge du dépôt et une valeur d'héritage satisfaisante. En effet, le dépôt, mis à l'affleurement dans le puits est organisé en deux couches (Fig. 5.32). Or, le profil de concentration montre clairement un changement de pente important entre les deux couches, et une différence très importante de concentration entre le point en surface et le point à 250 cm de profondeur, ce qui implique un âge très élevé. Ces variations de concentration témoignent d'une histoire différente entre les deux dépôts.

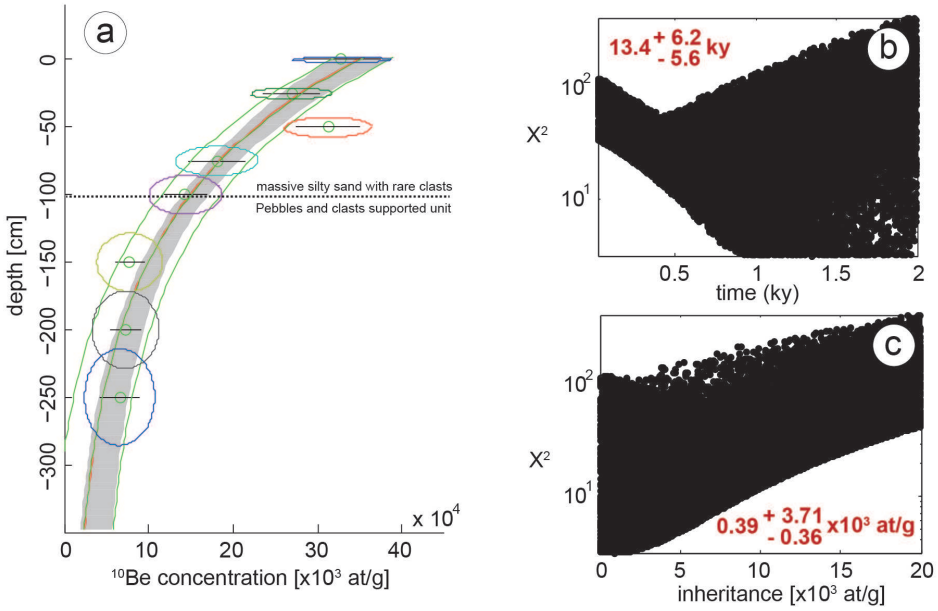


FIGURE 5.32 – **a :** Profil de la concentration en isotopes cosmogéniques, en fonction de la profondeur, du puits de la terrasse T5 de Lhamoyzingkha modélisé à partir du script proposé par Saint-Carlier et al. [2016]. La ligne rouge représente le meilleur modèle et l'enveloppe grise les résultats à 1-σ. **b et c :** Valeur du χ^2 pour respectivement l'âge et l'héritage du dépôt alluvial.

Le profil n'est donc pas exploitable en prenant en compte un dépôt unique sur toute l'épaisseur du puits. Une analyse plus détaillée serait nécessaire impliquant des phases de dépôts et d'érosion pour tenter d'expliquer l'implication de ces deux couches.
Au vu des différentes datations et de la cohérence des datations des charbons

SP2-C03 et SP2-C05, la terrasse T5 est datée à 1557 ± 142 BP.

- Les terrasses T6 et T7 à respectivement 48 m (-3/+3) m et 56 m (-3/+5) m ne présentent pas d'affleurement exploitable et n'ont pas fait l'objet d'une analyse approfondie, incluant des datations.
- La terrasse T8, à 75 m (-6/+4 m) est bien marqué dans le paysage (Fig. 5.33) à l'aplomb du site d'échantillonnage de la terrasse T5.

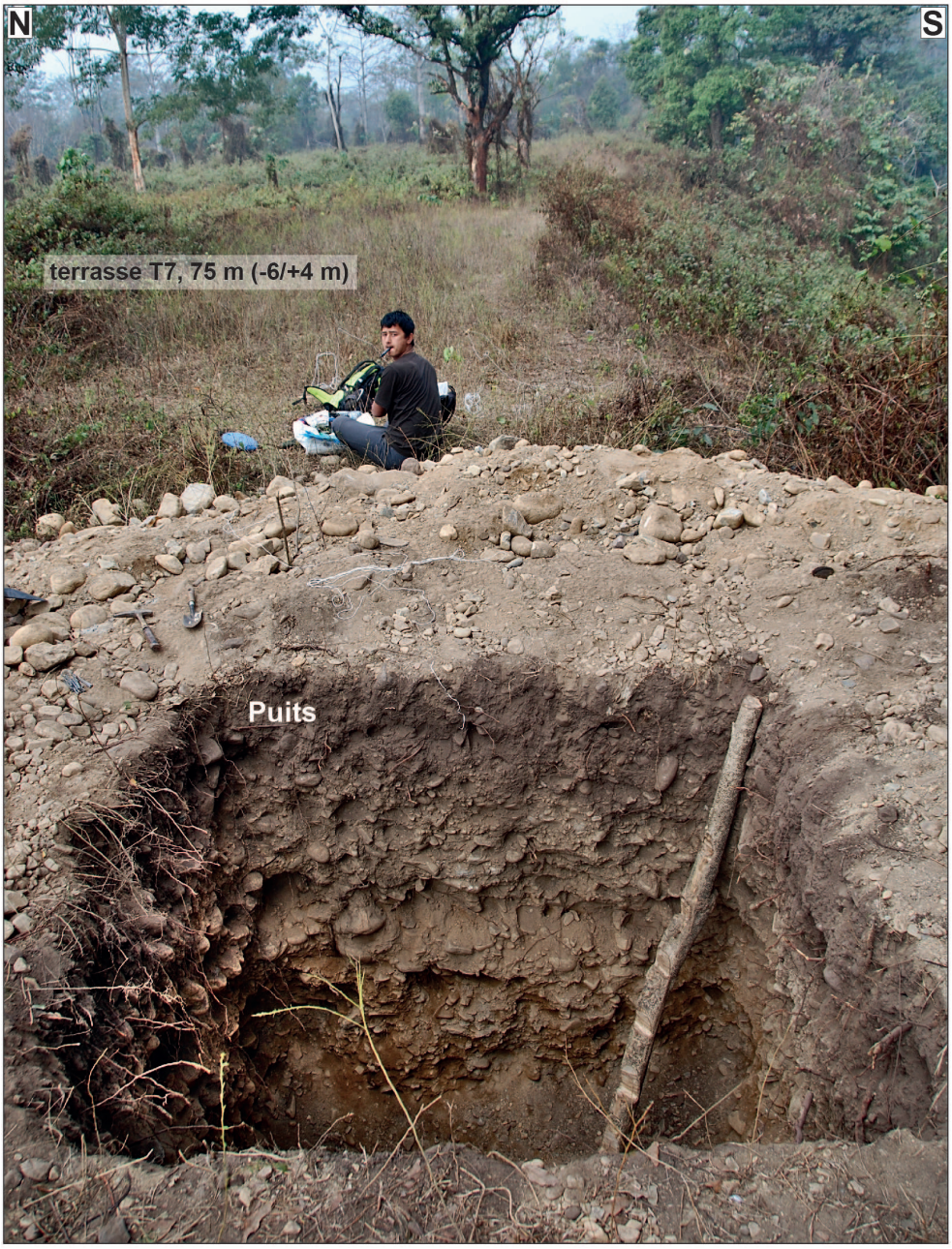


FIGURE 5.33 – Site d'échantillonnage de la terrasse T8 de Lhamoyzingkha, à 75 m (-6/+4 m) au dessus de la rivière actuelle. La photo montre un épais dépôt alluvial composé de galets centimétriques à décimétriques de nature quartzique et granitique (BH et LH) dans une matrice composée majoritairement de sable et de terre. Un profil ^{10}Be de sept échantillons de clasts n'a pas encore été daté.

La figure 5.33 montre un épais dépôt alluvial bien stratifié composé de galets centimétriques à décimétriques de nature quartzique et granitique (BH et LH) dans une matrice composée majoritairement de sable et de terre. Un profil ^{10}Be de sept échantillons de clasts à été échantillonné mais pas encore daté. En revanche, la nature grossière du dépôt n'a pas permis de trouver des charbons détritiques pour une datation préliminaire.

- Enfin, les terrasses T9 et T12 ne présentent pas d'affleurement exploitable et accessible et n'ont pas fait l'objet de datations.

La figure 5.34 et le tableau 5.2 résument les différents niveaux de terrasses cartographiés et les trois niveaux datés.

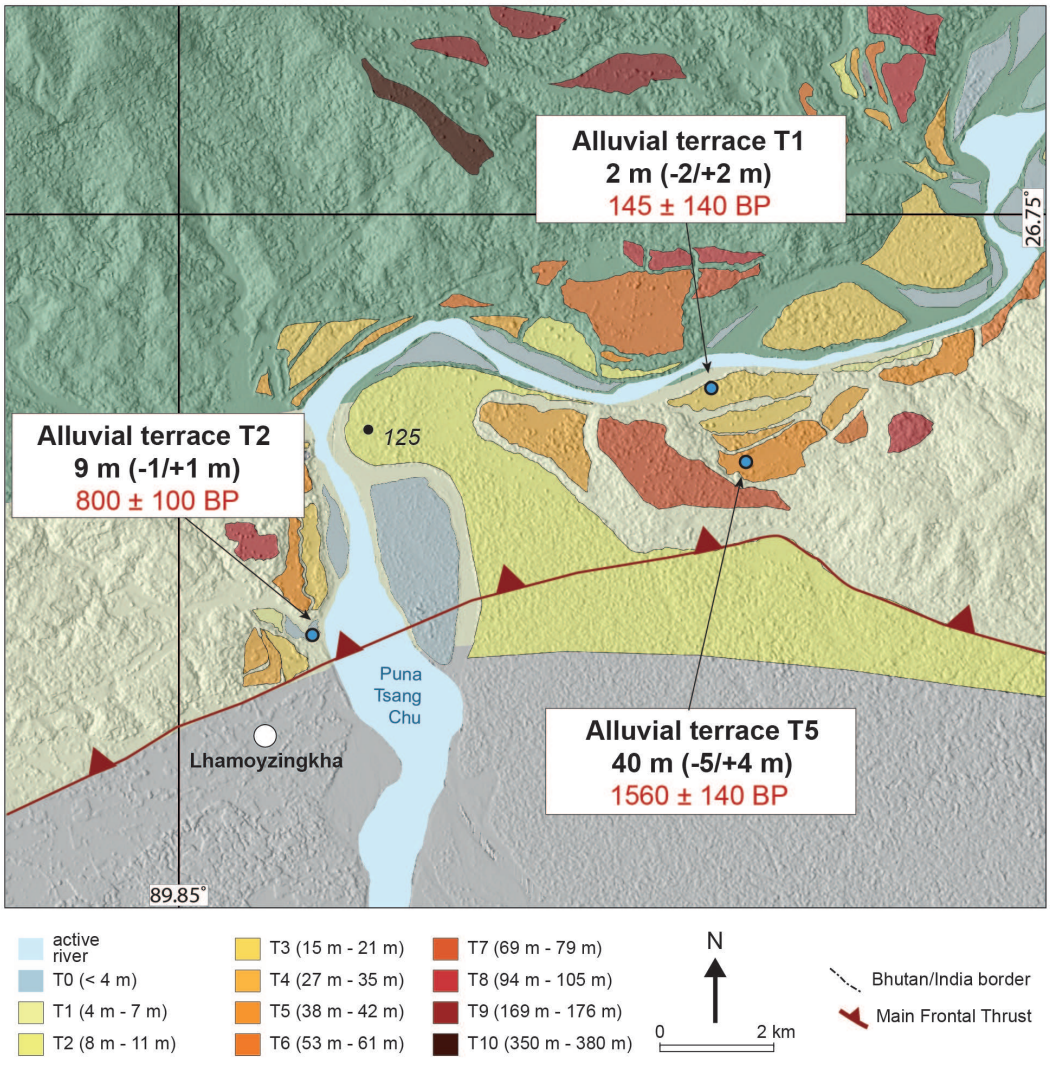


FIGURE 5.34 – Carte géologique simplifiée montrant les différents niveaux de terrasses et les datations associées au site de Lhamoyzingkha.

Les différents niveaux de terrasses mis en évidence sur les sites de Piping et

Lhamoyzingkha présentent des similitudes au niveau de leurs altitudes ce qui suggère des mécanismes pouvant être similaires pour la mise en place de ces systèmes de terrasses.

TABLE 5.2 – Age et altitude des terrasses du site de Lhamyzingkha

Type	Terrasse	Elevation [m]	Incertitude Elevation [m]	Age [cal BP]	Incertitude Age [cal BP]
^{14}C	T1	6.5	1.5	143	138
^{14}C	T2	9	1	802	102
^{14}C	T5	39.5	4.5	1557	142

On peut donc se demander si ces niveaux de terrasses sont visibles sur d'autres sites, dans un premier temps au Bhoutan, et dans un second temps, à une échelle régionale, incluant les différentes études des terrasses le long de l'arc de part et d'autre du Bhoutan.

5.4.2 Site d'étude de Sarpang

Situé à 50 km à l'est des sites de Piping et Lhamoyzingkha, le site de Sarpang correspond au site de l'analyse morphotectonique préliminaire décrite par Berthet et al. [2014]. Ce site fait également l'objet d'une étude paléosismologique présentée dans la seconde partie de ce manuscrit.

Des images satellites Pléiades haute résolution ont été acquises et une étude cartographique détaillée des terrasses a été réalisée sur un MNT haute résolution (Fig. 5.35).

La hauteur des terrasses a été extraite en utilisant la méthodologie développée précédemment. L'extraction automatique a été réalisée. En revanche, il n'y a pas de contrôle manuel.

Un histogramme des hauteurs de terrasses a pu être extrait (Fig. 5.36). Cet histogramme ne bénéficiant pas du contrôle manuel pour chacune des terrasses, les hauteurs extraites constituent seulement un résultat préliminaire.

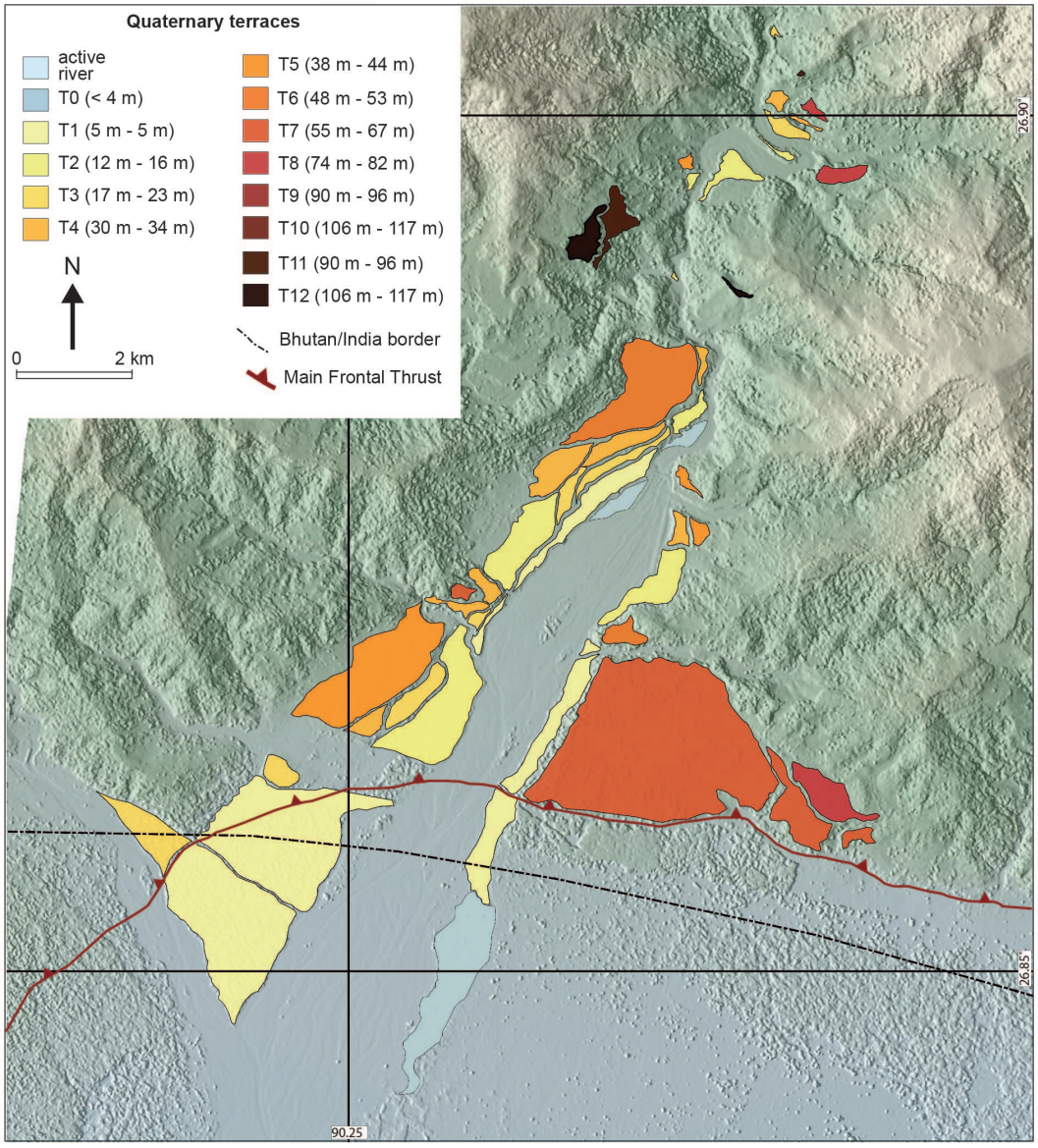


FIGURE 5.35 – Cartographie des terrasses de Sarpang. Treize niveaux de terrasses ont été recensés incluant le lit actuel de la Sarpang Chu.

Treize niveaux de terrasses ont pu être cartographiés. A la différence des sites de Piping et Lhamoyzingkha, le site de Sarpang ne correspond pas à un exutoire d'une rivière trans-Himalayenne mais à un bassin versant restreint. Ce site a été choisi pour sa morphologie particulière. En effet, la figure 5.35 met en évidence (1) un système de terrasse très bien marqué dans le paysage caractérisé par de grandes terrasses (2) un escarpement topographique de $\sim$ 60 m entre la terrasse T7 et la plaine alluviale au sud. Cet escarpement topographique correspond à la trace du MFT en surface.

Cette étude morphotectonique de la zone de Sarpang met en évidence une zone tectoniquement active présentant des marqueurs de déformation bien visibles dans

la morphologie.

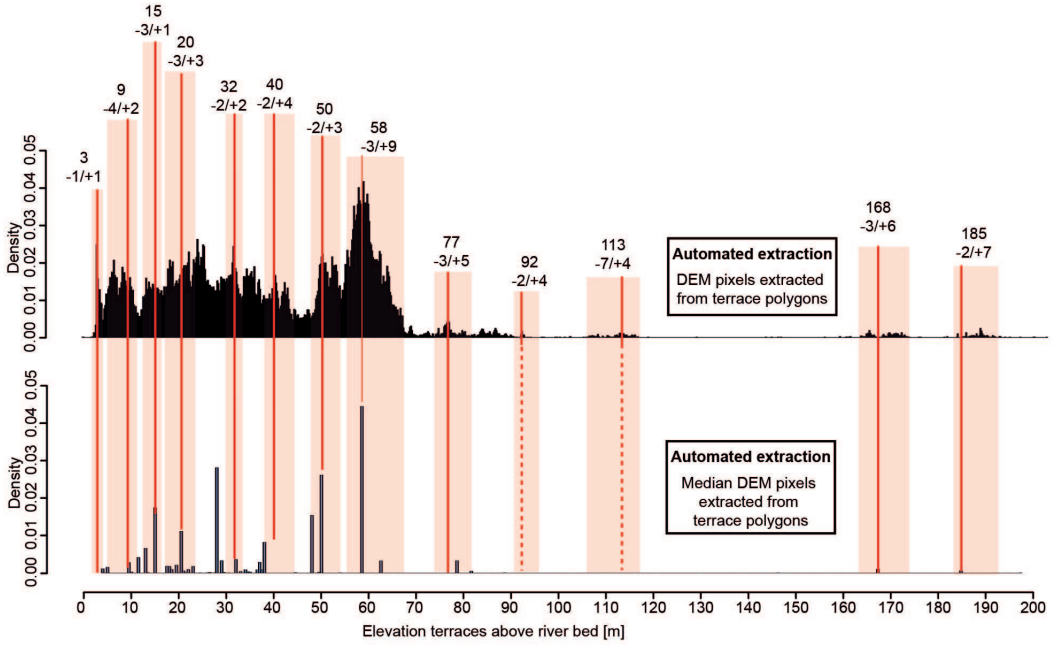


FIGURE 5.36 – Histogramme des hauteurs de terrasses du site de Sarpang extrait à partir de polygones cartés manuellement. L'axe des abscisses représente l'élévation par rapport au lit de rivière actuel perpendiculaire à ce dernier. **Haut :** Histogramme représentant l'ensemble des pixels compris dans les polygones ayant une pente locale inférieure à 6 °. **Bas :** Médiane de l'élévation de l'ensemble des pixels, ayant une pente locale inférieure à 6 °, pour chacun des polygones cartés.

5.4.3 Phuentsholing et le linéament de Goalpara

La zone de Phuentsholing, située 50 km à l'ouest de Lhamoyzingkha, présente des similitudes morphologiques avec le site de Sarpang. En effet, la région présente une morphologie de rentrant. Les reliefs de Phuentsholing forment un verrou lithologique, incisé par l'Amo Chu qui forme, à cet endroit, un large méandre. L'analyse de la zone est complexe et nécessite une cartographie très fine des structures (Fig. 5.37).

La vallée de l'Amo Chu constitue également une vallée oblique correspondant étroitement avec l'alignement de sismicité, principalement en décrochement dextre, décrit dans l'introduction, appelé le linéament de Goalpara. Comme le montre l'encadré de la figure 5.37, cet alignement des séismes se poursuit vers le sud au sein de la plaque Indienne. La transition entre le Bhoutan et l'Inde se fait au niveau du rentrant de Phuentsholing, la bordure Est étant alignée avec ce linéament de sismicité et avec cette vallée oblique de l'Amo Chu.

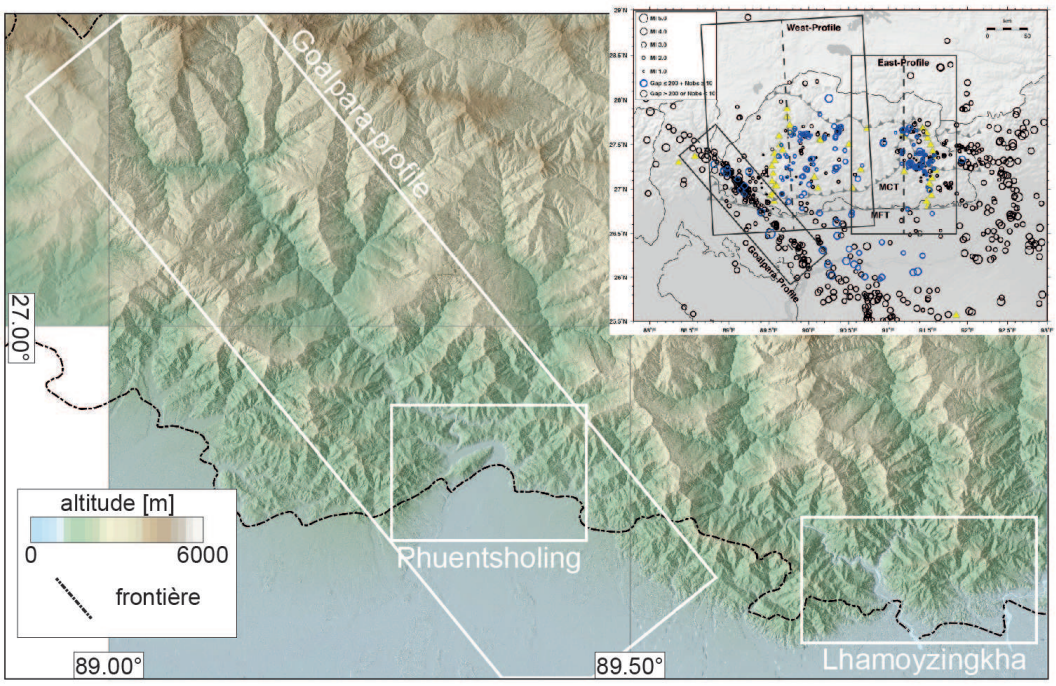


FIGURE 5.37 – Carte de contexte de la zone de Phuentsholing. Les rectangles blancs marquent les différentes zones incluant (1) Lhamoyzingkha, comme répère géographique, (2) la zone de Phuentsholing et (3) le linéament de Goalpara.

De plus, cette région de Phuentsholing est un objectif majeur dans l'évaluation et la compréhension de l'aléa gravitaire du Département de Géologie et des Mines du Bhoutan. Cette zone présente d'importants glissements de terrain, comme la région de Lhamoyzingkha, témoin d'une instabilité importante des versants (Fig. 5.38).

L'étude présentée ici porte sur des résultats préliminaires composés (1) d'une cartographie succincte des structures frontales de la zone et (2) de données de terrain.

Comme l'ensemble des sites présentés précédemment, la région de Phuentsholing présente des escarpements topographiques au front caractéristique de déformations récentes induites par un chevauchement. La figure 5.39 met en évidence des structures similaires à celles déjà observées, incluant une lithologie pélitique de couleur grise claire correspondant aux Siwaliks soulevés, surplombés par un niveau de terrasse à plusieurs mètres au dessus de la rivière. La figure 5.39b montre ces niveaux de terrasses perchés à 12 m et 130 m au dessus de la rivière actuelle, indiquant un soulèvement important. L'ensemble du système de terrasse est incisé par la rivière actuelle.

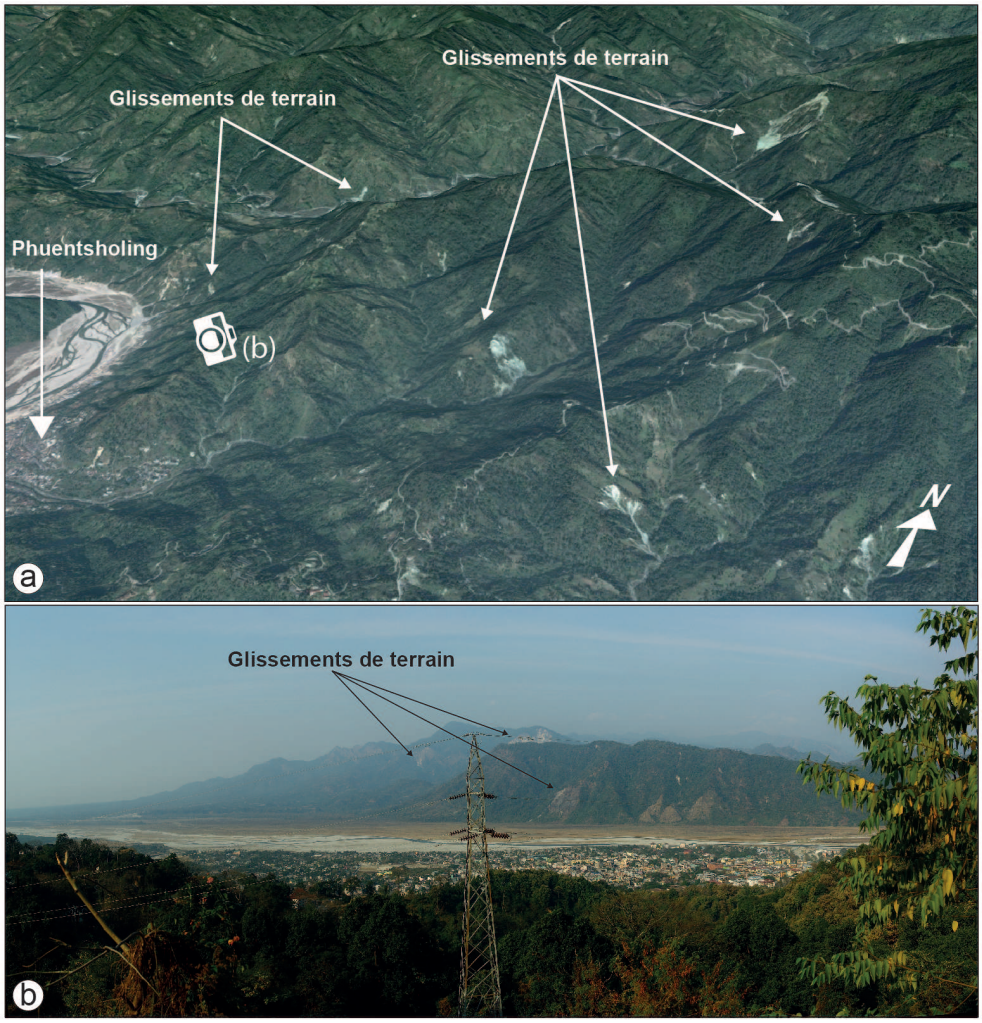


FIGURE 5.38 – Vue satellitaire (Google Earth) mettant en évidenc (1) au premier plan la ville de Phuentsholing et (2) au second plan, les nombreux glissements de terrain associés à cette région.

Lors de la campagne de terrain 2016, la construction d'ouvrages de travaux publics a nécessité des forages à quelques mètres en amont du MFT. Les carottes ont pu être observées et un échantillon de la zone de déformation a pu être prélevé pour permettre une comparaison avec les matériaux prélevés sur les zones décrites dans le chapitre décrivant les différentes études paléosismologiques.

L'échantillon extrait présente une matrice grisâtre composée de silt et majoritairement d'argile.

Comme pour la région de Lhamoyzingkha, des évidences claires de déformations frontales ont été mises en évidences incluant :

- des anomalies de drainage, marquées par le verrou lithologique et la mise en évidence d'un large méandre,
- un escarpement topographique marquant la transition entre relief et plaine alluviale,

- des niveaux de terrasses surélevés induisant un soulèvement des séries Siwaliks par le MFT,
- des versants très instables, marqués par une quantité importante de glissement de terrain au front.

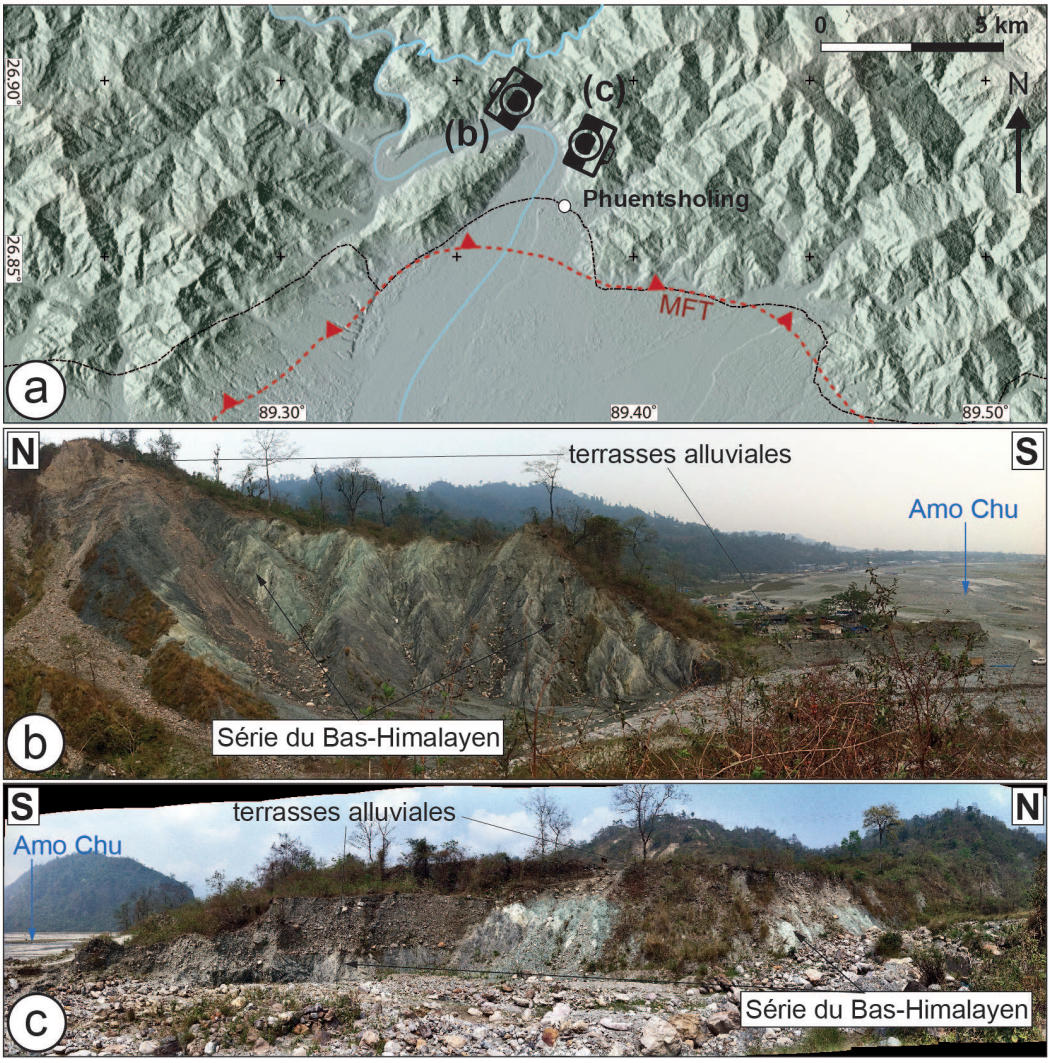


FIGURE 5.39 – Etude morphotectonique de la région de Phuentsholing. **a :** Carte topographique et structurale de la région de Phuentsholing. Les points (b) et (c) indiquent l'emplacement des prises de vue des panoramas b et c. **b :** Panorama de la rive gauche d'un affluent de l'Amo Chu. La photo montre deux terrasses alluviales à 12 m et 130 m au dessus de la rivière actuelle. **c :** Panorama de la rive droite d'un affluent de l'Amo Chu. La photo montre un niveau de terrasse alluviale à 12 m de la rivière actuelle.

Un lien direct entre (1) le rentrant de Phuentsholing, (2) la vallée oblique de l'Amo Chu, (3) l'alignement de la bordure est du rentrant avec cette même vallée et (4) le linéament de sismicité de Goalpara n'a pas encore été mis en évidence, mais une étude plus approfondie permettrait d'extraire des potentiels marqueurs de déformations, incluant des marqueurs de mouvements verticaux (escarpements, points d'inflexion) mais également des mouvements horizontaux (décalage de ter-

rasses et/ou de talwegs).

5.4.4 Site d'étude de Menchu

Situé à une centaine de kilomètres à l'est de Sarpang, le site de Menchu a fait l'objet d'une acquisition d'images satellites haute résolution et d'une étude cartographique détaillée des terrasses sur un MNT dérivé des images satellites (Fig. 5.40). Ce site a été choisi pour sa morphologie particulière présentant un méandre perchée à l'aplomb du MFT (Fig. 5.40).

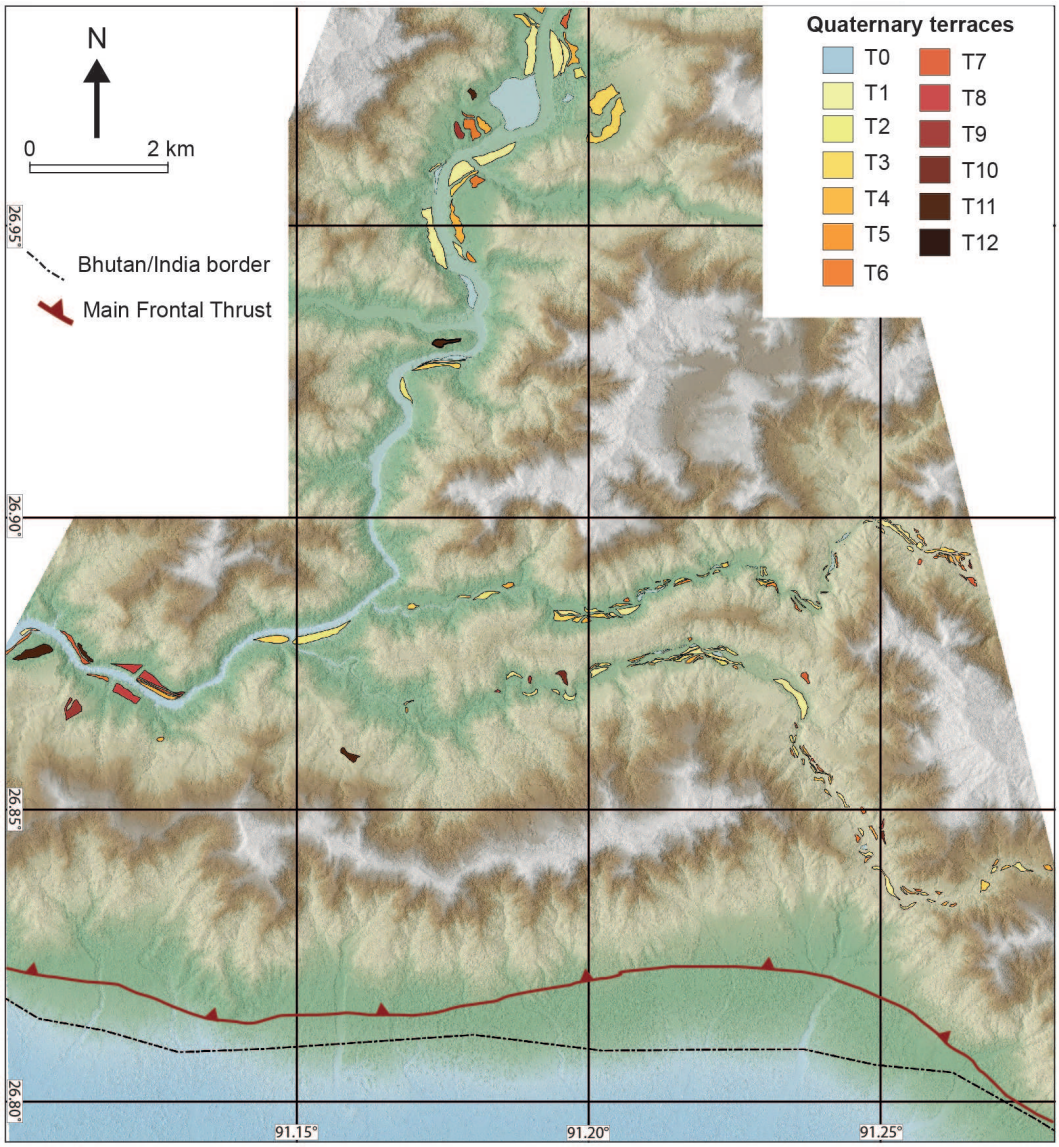


FIGURE 5.40 – Cartographie des terrasses de Menchu. Dix niveaux de terrasses ont été recensés incluant le lit actuel de la Drangme Chu.

La hauteur des terrasses a été extraite en utilisant la méthodologie dévelop-

pée précédemment. L'extraction automatique a été réalisée mais pas le contrôle manuel.

Un histogramme des hauteurs de terrasses a pu être extrait (Fig. 5.41). Cet histogramme ne bénéficiant pas du contrôle manuel pour chacune des terrasses, les hauteurs extraites sont préliminaires. La figure 5.40 montre que les terrasses cartographiées présentent une superficie relativement faible (comparée aux sites de Piping, Lhamoyzingkha et Sarpang) ce qui induit une incertitude plus importante. En effet, à résolution équivalente, un polygone plus grand permettra de moyenner un plus grand nombre de pixels qu'un polygone représentant une petite terrasse.

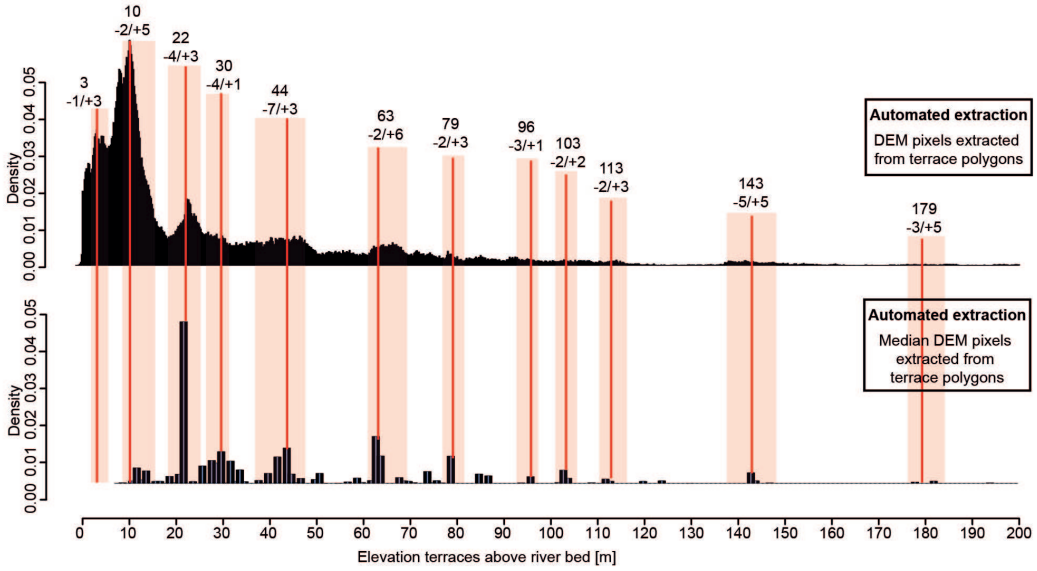


FIGURE 5.41 – Histogramme des hauteurs de terrasses du site de Menchu extrait à partir de polygones cartés manuellement. L'axe des abscisses représente l'élévation par rapport au lit de rivière actuel perpendiculaire à ce dernier. **Haut :** Histogramme représentant l'ensemble des pixels compris dans les polygones ayant une pente locale inférieure à 6 °. **Bas :** Médiane de l'élévation de l'ensemble des pixels, ayant une pente locale inférieure à 6 °, pour chacun des polygones cartés.

Douze niveaux de terrasses ont pu être cartographiés. A la différence des autres sites étudiés, le site de Menchu ne correspond pas directement à un exutoire de rivière. Ce site a été choisi pour sa morphologie particulière. En effet, la figure 5.40 met en évidence (1) la rivière principale au nord-ouest de la zone et (2) un affluent au sud de la zone, s'écoulant d'est en ouest. Cet affluent forme un méandre à l'aplomb du MFT, témoignant d'une déformation tectonique sous-jacente. En effet, la conservation de ce méandre est induite par un soulèvement de quelques centaines de mètres plus au sud. Ce soulèvement est visible également au niveau des drains sur le versant sud du front qui présente une profondeur d'incision importante.

5.4.5 Site d'étude de Bangtar

Situé à 50 km à l'est de Menchu, le site de Bangtar présente des morphologies de terrasses exceptionnellement préservés allant de quelques mètres à 350 m au dessus de la rivière (Fig. 5.42).

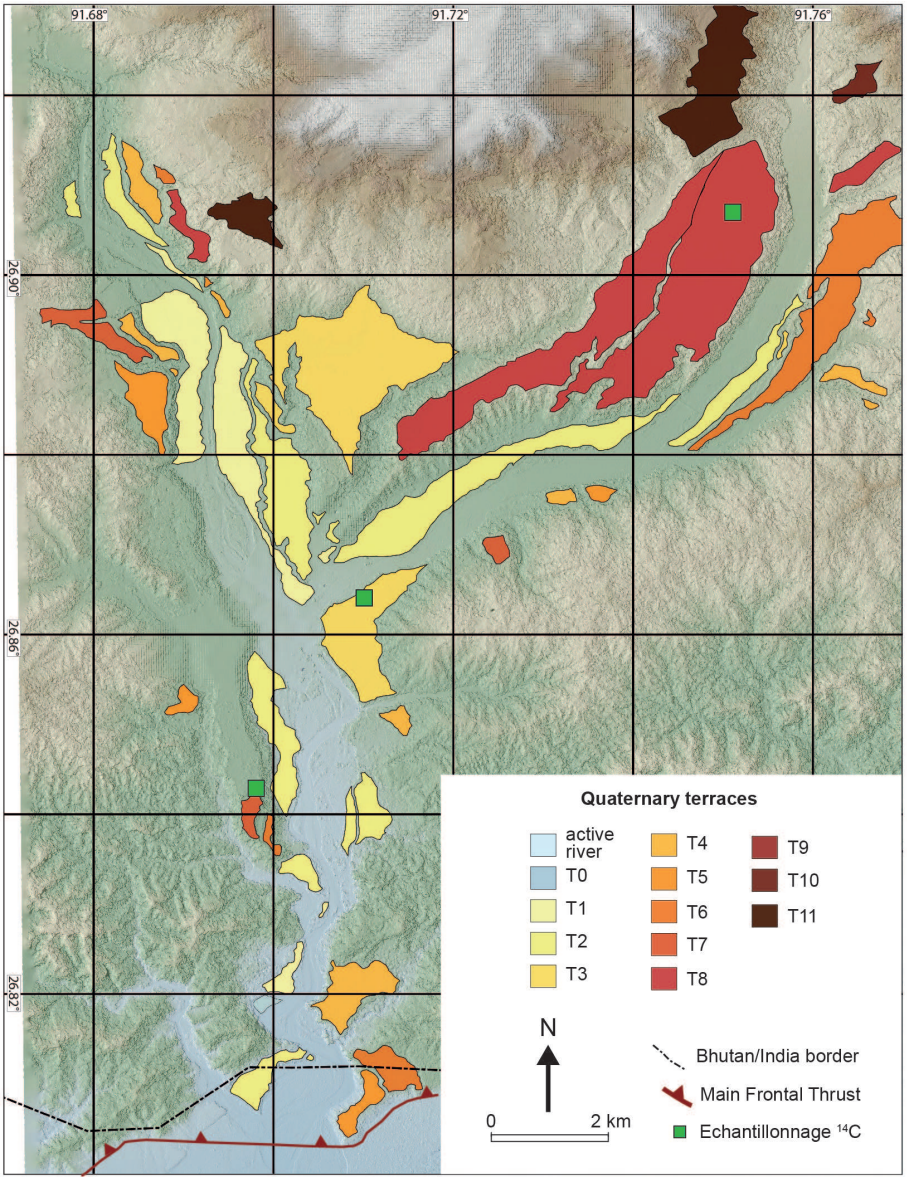


FIGURE 5.42 – Cartographie des terrasses de Bangtar. Dix niveaux de terrasses ont été recensés incluant le lit actuel de la Bangtar Chu.

Une étude approfondie, comme celle menée sur Sarpang ou Lhamoyzingkha, n'a pu être menée dans le cadre de cette étude.

Ce site à cependant fait l'objet :

- d'une mission de terrain de trois jours, réalisée durant la campagne GPS de 2014. Cette étude morphotectonique préliminaire a permis d'investiguer

certains niveaux de terrasses et de prélever des échantillons sur trois d'entre elles,

- d'une cartographie détaillée des niveaux de terrasses sur MNT photogrammétrique de résolution à 1 m,
- d'une communication personnelle de Djordje Grujic, incluant des photos de rupture de surface, dans les Siwaliks et les dépôts alluviaux.

La figure 5.43 présente les différents niveaux de terrasses cartographiés.

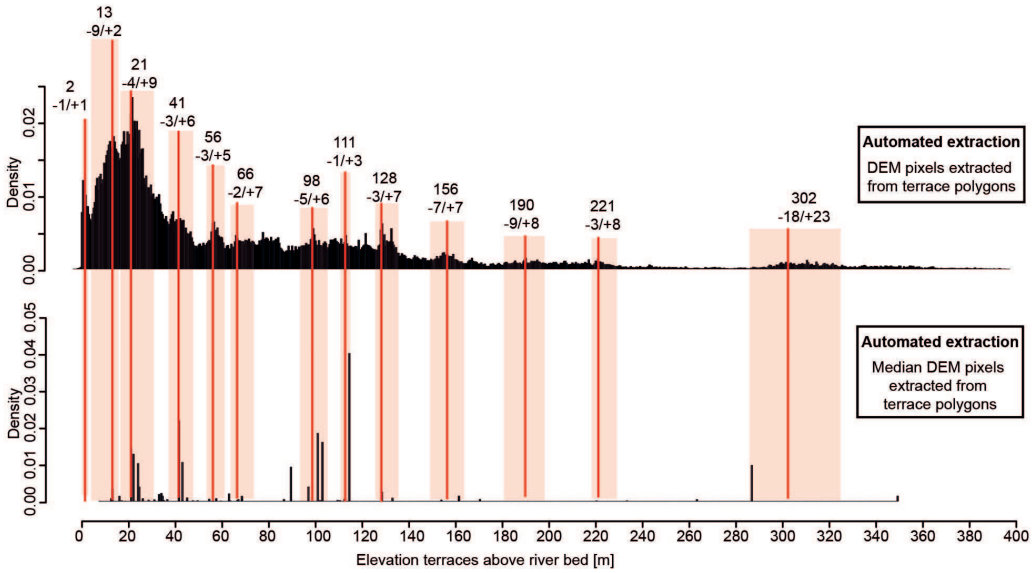


FIGURE 5.43 – Histogramme des hauteurs de terrasses du site de Bangtar extrait à partir de polygones cartés manuellement. L'axe des abscisses représente l'élévation par rapport au lit de rivière actuel perpendiculaire à ce dernier. **Haut :** Histogramme représentant l'ensemble des pixels compris dans les polygones ayant une pente locale inférieure à 6 °. **Bas :** Médiane de l'élévation de l'ensemble des pixels, ayant une pente locale inférieure à 6 °, pour chacun des polygones cartés.

Onze niveaux de terrasses ont été mis en évidence allant de quelques mètres au dessus de la rivière actuelle à plusieurs centaines de mètres pour la plus élevée (T11 jusqu'à 302 m -9/+23 m).

Un histogramme des hauteurs de terrasses a également pu être extrait (Fig. 5.43). Comme pour le site de Menchu, cet histogramme ne bénéficie pas du contrôle manuel pour chacune des terrasses, les hauteurs extraites constituant donc un résultat préliminaire.

Ces terrasses sont deux deux types, incluant (1) des terrasses alluviales composées de galets sub-arrondis centimétriques à décimétriques associés à une matrice silteuse/sableuse et (2) des terrasses de cônes alluviaux, marquées par une composition de clasts anguleux centimétriques à décimétriques associés à une matrice sableuse/terreuse. Bien que des échantillons aient été prélevés sur trois niveaux de terrasses, aucune datation n'a encore été réalisée. En revanche, Pelgay [2015]

présente des datations (^{14}C et OSL) associées à 5 niveaux de terrasses.

Le tableau 5.3 montre les différents niveaux cartographiés et datés lors de l'étude de Pelgay [2015]. Au total six niveaux (T1 à T6) :

T1 à 14.1 ± 3.3 m correspondant également à notre T1,

T2 à 68.4 ± 11.4 m correspondant à la terrasse T5 de notre étude,

T4 à 106.6 ± 15.1 m qui est l'équivalent de la terrase T6,

T5 à 124 ± 15 m qui correspond à la terrasse T7,

T6 à 168.3 ± 25.7 m qui est l'équivalent de la terrasse T8 de notre étude.

TABLE 5.3 – Altitudes et êges des terrasses de Bangtar d'après Pelgay [2015]

Type	Terrasse	Elevation [m]	Incertitude Elevation [m]	Age [cal BP]	Incertitude Age [cal BP]
^{14}C	T1	14.1	3.3	1883	793
OSL	T2	68.4	11.4	9018	3261
OSL	T4	106.6	15.1	13900	3100
^{14}C	T5	124	15	15090	3100
^{14}C	T6	168.3	25.7	20485	3125

Le résultat majeur extrait de ce tableau est l'âge systématiquement plus élevé des niveaux de terrasses dont l'altitude est dans les mêmes gammes que celles de la région de Lhamoyzingkha.

Le niveau à ∼100 m à Lhamoyzigkha est daté à 3334 ± 103 BP, soit 10000 ans de moins que la terrasse d'altitude similaire sur le site de Bangtar. Il en est de même pour le niveau à 170 m daté à 11200 ± 1435 BP alors qu'un niveau d'altitude équivalente est daté à 20485 ± 3215 BP, soit presque le double. On observe donc des différences de couple age/élévation de niveaux de terrasses entre l'ouest, le centre et l'est du Bhoutan.

De plus, la figure 5.44 présente l'ensemble des résultats des hauteurs de terrasses de long du front Bhoutanais. Bien que certains de ces résultats soient préliminaires, les deux graphiques mettent en évidence plusieurs points :

- certains niveaux de terrasses ne sont visibles que sur un seul site, principalement sur le site de Bangtar,
- certains niveaux de terrasses sont communs à Piping, Lhamoyzingkha et Sarpang et ne se retrouvent pas sur les sites de Menchu et de Bangtar,

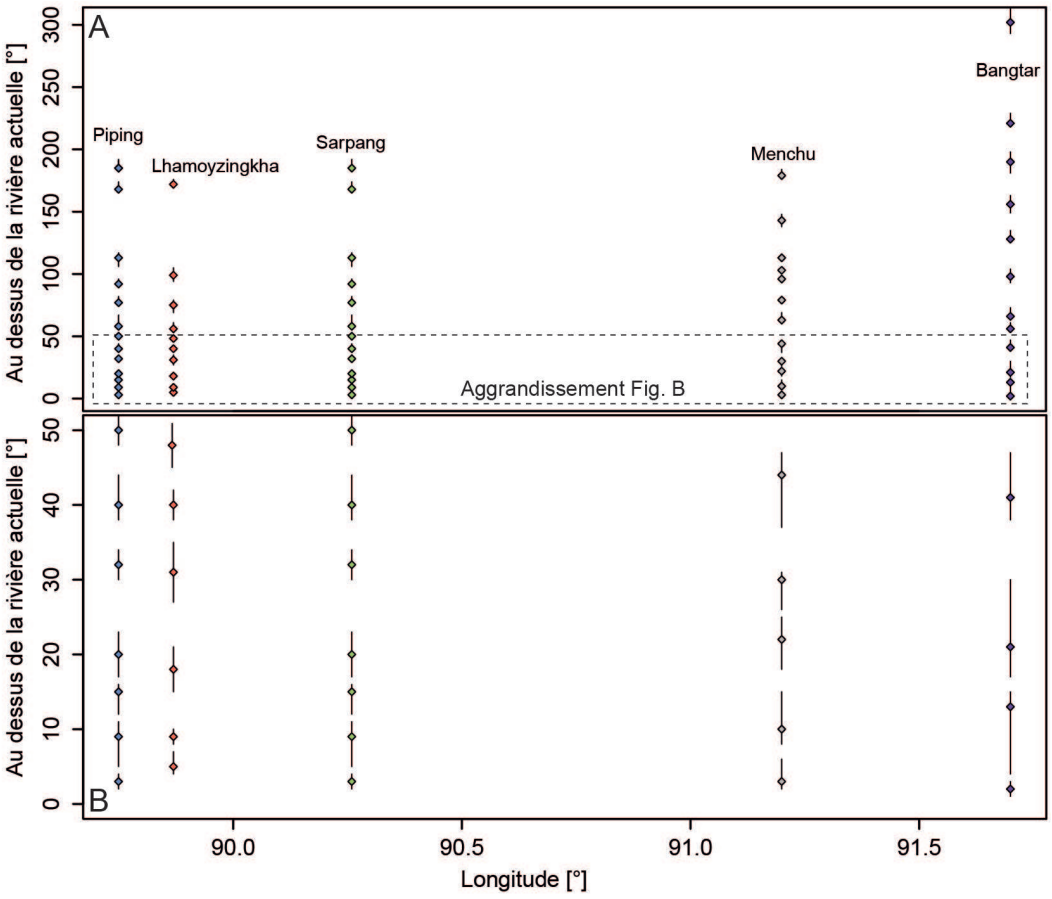


FIGURE 5.44 – Hauteur de terrasses sur les différents sites étudiés au Bhoutan. **A :** Altitude relative entre 0 et 300 m. **B :** Agrandissement de la zone correspondant aux altitudes entre 0 et 50 m d'altitude relative par rapport à la rivière.

Ces résultats préliminaires semblent montrer une variation des niveaux de terrasses entre les sites de Piping, Lhamoyzingkha, Sarpang et principalement le site de Bangtar. Modulés avec les incertitudes, ils vont dans le sens des différences de couple age/élévation de niveaux de terrasse entre l'ouest, le centre et l'est du Bhoutan.

Plusieurs hypothèses sont possibles :

- Les variations de couplage mises en évidence par les mesures GPS induisent un comportement différent des mécanismes de déformation, principalement au front. En effet, un glissement continu induit des phases de dépôt et d'érosion continus contrairement à une portion bloquée induisant un glissement cosismique plus important. On peut se poser la question du type de déformation observée en surface (taille et élévation relative des terrasses par rapport à la rivière, hauteur d'escarpement tectonique) pour un glissement continu le long du MHT.
- La taille des bassins et la différence d'aire drainée va avoir un impact sur

les capacités érosives de la rivière. Alors que les sites de Piping et Lhamoyzingkha, à l'ouest du Bhoutan correspondent aux exutoires de rivières trans-Himalayennes, le site de Sarpang et celui de Bangtar correspondent à des bassins plus petit.

5.4.6 Comparaison avec d'autres études

Nous avons vu que des variations des niveaux de terrasses existaient le long du front Bhoutanais. Qu'en est-il de part et d'autre du Bhoutan ?

Cette section propose de replacer nos résultats du Bhoutan dans un contexte régional en les comparant avec des études menées le long du front Himalayen. Ces données proviennent des études de Berthet et al. [2014] pour le centre du Bhoutan, de Srivastava and Misra [2008] pour l'Arunachal Pradesh (nord-ouest de l'Inde), Lavé and Avouac [2000] pour le centre Népal et Pelgay [2015] pour l'est du Bhoutan.

L'ensemble des niveaux de terrasses et des datations sont synthétisées dans la figure 5.45 et le tableau 5.46.

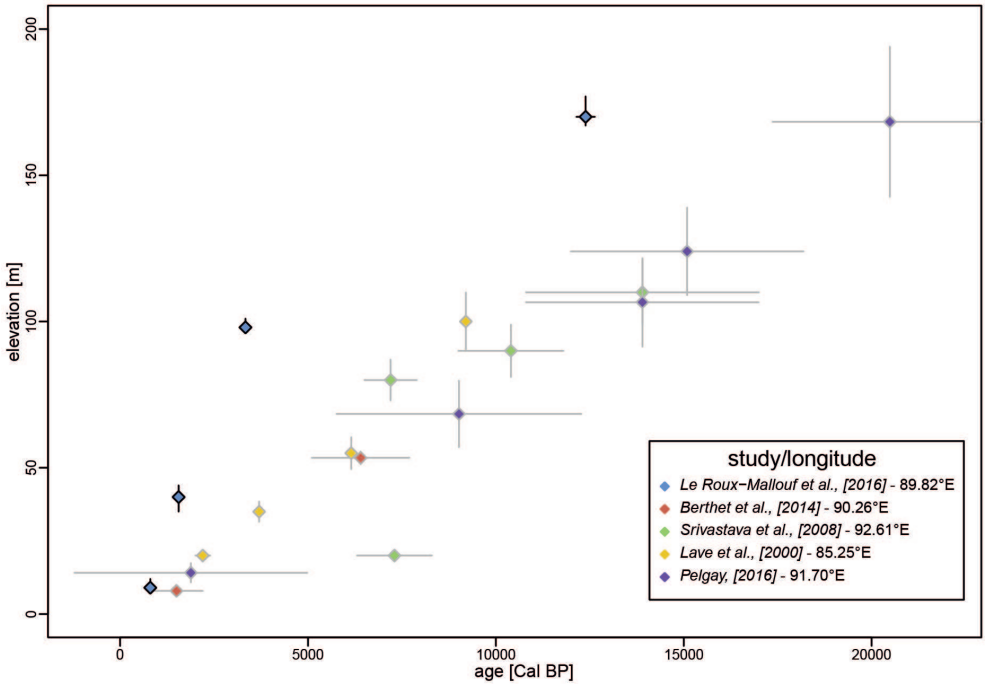


FIGURE 5.45 – Comparaison des différents niveaux de terrasses dans l'est Himalaya.

La figure 5.45 montre des différences bien marquées entre les ages des terrasses obtenus dans l'ouest du Bhoutan et les terrasses au centre Népal, est du Bhoutan et Arunachal Pradesh.

Ces différences portent sur :

- Des ages plus jeunes pour des terrasses de même altitude. En effet, les terrasses à ∼100 m et ∼170 m présentent un âge plus jeune entre 5 et 10 ka. Mais cette translation semble être identique sur les deux niveaux. Cette observation nous amène donc à notre deuxième observation.

type	name	Terraces	elevation [m]			Age [yr BP]	Age uncertainty	zone	Study
			min	mean	max				
Piping area									
^{14}C detrital	TR_C21	T2	2	9	3	1463.5	70.5	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	TR_C01	T2	2	9	3	802.5	102.5	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	T1_C01	T8	0	98	3	4106	123	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	SP1_C01	T8	0	98	3	3334.5	103.5	Bhutan (w)	[1]
Be10	SP1_Be	T8	0	98	3	3674	1072	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	TH_C09	T10	3	170	7	153.5	148.5	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	TH_C06	T10	3	170	7	9973.5	207.5	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	TH_C04	T10	3	170	7	3959	123	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	TH_C03	T10	3	170	7	12388.5	247.5	Bhutan (w)	[1]
Lhamoyzingkha area									
^{14}C detrital	SP5_C01	T0	2	2	2	50	5	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	GC_C03	T2	1	9	1	2346	138	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	GC_C01	T2	1	9	1	143	138	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	SP2_C05	T5	5	40	4	1512.5	97.5	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	SP2_C03	T5	5	40	4	1626	73	Bhutan (w)	[1]
^{14}C detrital	SP2_C01	T5	5	40	4	885.5	86.5	Bhutan (w)	[1]
Be10	SP2	T5	5	40	4	13523	6097	Bhutan (w)	[1]
Be10	SP2_syn3	T5	5	40	4	2995	1995	Bhutan (w)	[1]
Himalaya									
^{14}C detrital		T1	0.5	7.9	*0.5*	1500	700	Bhutan (c)	[2]
^{14}C detrital		T2	2.2	53.4	2.2	6400	1300	Bhutan (c)	[2]
OSL		T1	2	20*	2	7300	1000	India (AP)	[3]
OSL		T2	7	80*	7	7200	700	India (AP)	[3]
OSL		T3	9	90*	9	10400	1400	India (AP)	[3]
OSL		T4	11	110*	11	13900	3100	India (AP)	[3]
^{14}C detrital		T0	10	100*	10	9200	150	Nepal	[4]
^{14}C detrital		T1	5.5	55*	5.5	6150	150	Nepal	[4]
^{14}C detrital		T2	3.5	35*	3.5	3700	100	Nepal	[4]
^{14}C detrital		T3	2	20*	2	2200	200	Nepal	[4]
^{14}C detrital		T1	3.3	14.1	3.3	1883	3100	Bhutan (e)	[5]
OSL		T2	11.4	68.4	11.4	9018	3261	Bhutan (e)	[5]
OSL		T4	15.2	106.6	15.1	13900	3100	Bhutan (e)	[5]
^{14}C detrital		T5	15	124	15	15090	3100	Bhutan (e)	[5]
^{14}C detrital		T6	25.7	168.3	25.7	20485	3125	Bhutan (e)	[5]

FIGURE 5.46 – Comparaison des différents niveaux de terrasses dans l'est Himalaya. Abbréviations : (w), west ; (c), centre ; (e), est. Références : [1] Le Roux-Mallouf et al., 2016 ; [2] Berthet et al. [2014] ; [3] Srivastava and Misra [2008] ; [4] Lavé and Avouac [2000] ; [5] Pelgay [2015].

- Les terrasses de l'ouest du Bhoutan semblent monter, contrairement aux études, une variation de la vitesse depuis au moins ∼3000 BP.

Pour essayer d'apporter des réponses à nos observations précédentes, un taux d'incision peut-être dérivé des couples age/élévation de chaque terrasse.

La section suivante propose donc de quantifier ces taux de surrection au front.

5.4.7 Taux de soulèvement et de raccourcissement Holocène

L'âge et l'altitude des terrasses vont nous permettre d'interpréter ces résultats en terme (1) de soulèvement des terrasses et (2) de vitesse de raccourcissement. Le premier point est basé sur le fait que le soulèvement de ces terrasses est induit par une action combinée du soulèvement tectonique lors d'événements majeurs et d'un taux d'incision. Le second point nécessite une estimation de la géométrie en profondeur, des couches et des structures.

Taux d'incision

Les âges obtenus pour les terrasses à l'ouest Bhoutan sont très jeunes comparés au reste de l'Arc [e.g. Lavé and Avouac, 2000; Berthet et al., 2014; Srivastava and Misra, 2008; Pelgay, 2015]. On s'attend donc à avoir des taux d'incision plus importants que dans les autres régions étudiées. Un point important concerne l'approche utilisée par les différents auteurs pour calculer des vitesses géomorphologiques. En effet, alors que la théorie du rebond élastique de Hicks [1954] propose un modèle simple dans lequel chargement tectonique et chute de contrainte co-sismique s'équilibrent pour produire des séismes à des intervalles de temps quasi-periodiques, les observations de Wallace [1970] montrent que les forts séismes peuvent s'organiser en cluster séparés par des périodes de quiescence, ce qui induit une variabilité importante des taux de glissement associés (Fig. 5.47).

Une des possibilités pour quantifier les vitesses Holocènes est de faire l'hypothèse que les vitesses de déplacements sont constantes dans le temps. L'utilisation d'une régression linéaire au travers des différentes observations permet ainsi d'extraire une vitesse de soulèvement, mettant de coté les points qui pourraient être considérés comme aberrants.

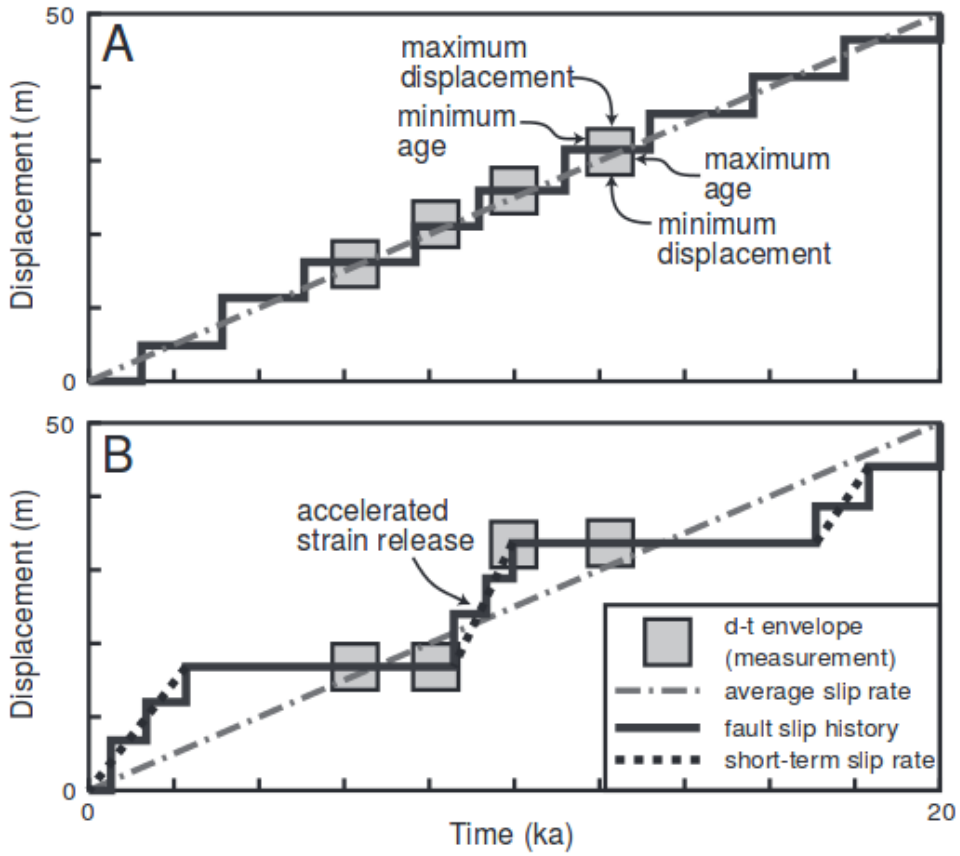


FIGURE 5.47 – Modèle conceptuels de récurrence. **A :** modèle quasi périodique, stable dans le temps. **B :** Modèle épisodique proposé par Wallace [1987].

L'autre solution est de faire l'hypothèse qu'une variation de cette vitesse de soulèvement est possible. Dans ce cas là, les données vont guider le modèle et une approche par segments va permettre de prendre en compte l'ensemble des observations. Si cela a été peu montré sur les failles inverses, la variation temporelle est largement acceptée pour les décrochements [Weldon et al., 2004; Ferry et al., 2007].

Pour cela, nous proposons d'utiliser la méthode publiée par Gold and Cowgill [2011] afin de déterminer s'il existe une variabilité dans les vitesses et, le cas échéant, quelles sont les vitesses à considérer.

La figure 5.48 présente les principes de la méthode. Chaque donnée d'entrée du modèle correspond à un marqueur géomorphologique, caractérisée par un couple âge/élévation avec les incertitudes associées. On obtient donc des boites comme le montre la figure 5.48A. Le principe de la méthode réside sur le tirage au sort d'un trajet passant par l'ensemble des boites. Mais les paramètres permettent de contraindre ces chemins et notamment d'interdire par exemple une vitesse négative

où un retour dans le passé. On obtient donc, comme le montre la figure 5.48B, des zones où les trajets sont possibles et d'autres interdits par le modèle. Une méthode Monte Carlo est ensuite appliquée pour explorer l'espace des chemins possibles (Fig. 5.48). Les chemins les plus probables sont donnés avec une valeur de 1σ ou 2σ.

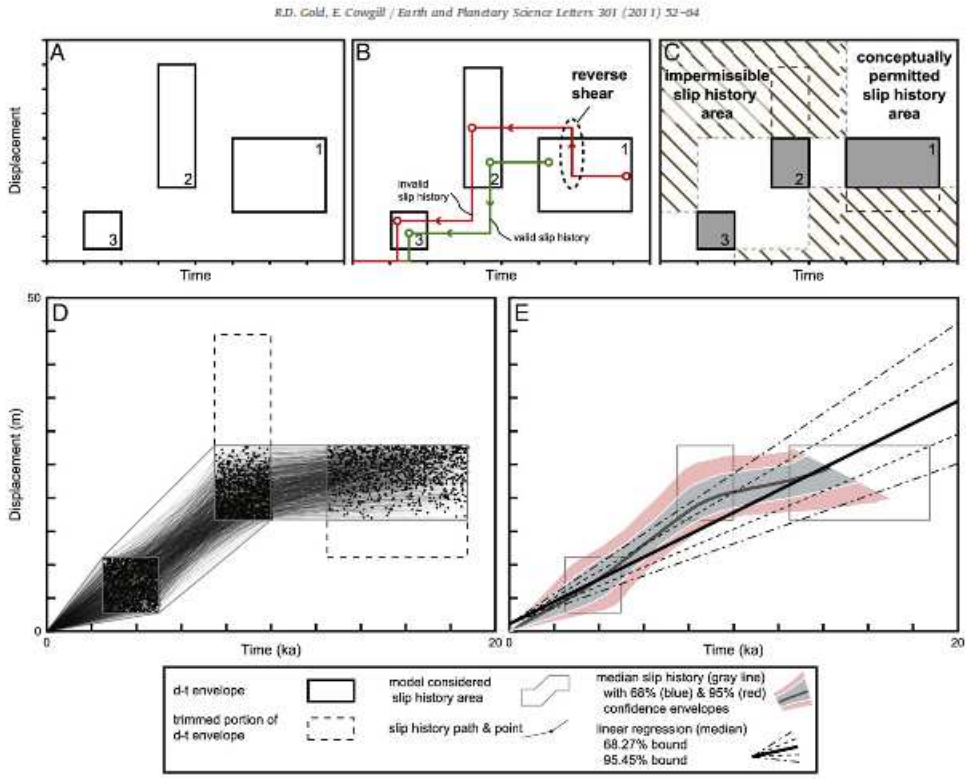


FIGURE 5.48 – Principes de la méthode de Gold and Cowgill [2011]. **A :** Données de marqueurs déformés avec leurs incertitudes en âge et déplacement. **B :** Chemins possibles par les contraintes cinématiques. **C :** Simplification des plages de données autorisées pour les déplacements. **D :** Exploration de l'espace des chemins possibles (Monte Carlo). **E :** Zonations des chemins les plus probables ; à 1σ en gris et 2σ en rose

L'avantage majeur de cette méthode est d'autoriser la variabilité des vitesses sans imposer de modèle au préalable. Les données d'entrée du modèle correspondent aux couples altitude/âge de chaque terrasse alluviale datée à l'ouest du Bhoutan sur les sites de Lhamozingkha et Piping. Ces marqueurs sont ensuite modélisés en utilisant le code proposé par Styron [2015] basé sur la méthodologie de Gold and Cowgill [2011]. La figure 5.49 présente les résultats du modèle (3000 itérations) de vitesse verticale pour l'ouest du Bhoutan. Ces résultats montrent une variabilité de vitesse importante et deux tendances peuvent-être mises en évidence :

- jusqu'à ∼4 ka le taux de soulèvement est constant et est de l'ordre de 7.2 ± 1.3 mm/an. Cette valeur est cohérente avec les valeurs de soulèvement

observés le long du front par d'autres études et notamment au Népal Lavé and Avouac [2000], ou plus récemment par Berthet et al. [2014] au Centre Bhoutan,

- en revanche, de ∼4 ka à l'actuel, la vitesse augmente fortement pour atteindre 28.7 ± 0.6 mm/an.

Cette valeur de soulèvement est très élevée sur les derniers 4 ka. On peut donc se demander quels phénomènes seraient susceptibles de participer à ce soulèvement frontal.

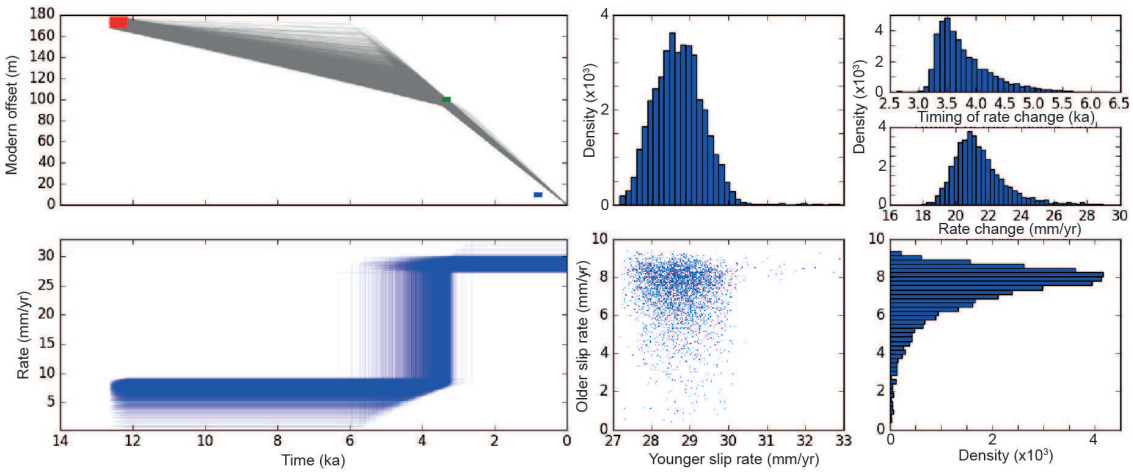


FIGURE 5.49 – Vitesse de soulèvement pour l'ouest du Bhoutan à partir des terrasses alluviales des sites de Piping et Lhamoyzingkha.

Cette étude pose deux problèmes majeurs portant sur (1) les taux de soulèvement très importants, observés dans l'ouest du Bhoutan et (2) la variabilité importante de ces vitesses, dans un premier temps au Bhoutan avec la comparaison entre l'ouest, le centre et l'est du Bhoutan et dans un second temps avec les études au Népal et en Arunachal Pradesh.

Plusieurs hypothèses peuvent-être mises en avant pour expliquer ces deux problèmes :

- La variation de vitesse observée à l'ouest du Bhoutan peut-être induite par une variation des déformations. Les vitesses de soulèvement très importante sur les derniers 4 ka peuvent être induites par différents processus, dont :
  - une sismicité plus importante pouvant être associée à du *clustering* générant des séismes majeurs induisant des ruptures de surface au front,
  - une géométrie en duplex pouvant participer à un épaississement frontal,
- la variation latérale observée entre l'ouest et le centre du Bhoutan. Or, les études paléosismologiques conduites dans le rentrant de Sarpang, au centre du Bhoutan, ont permis de montrer que :

  - le soulèvement Holocène est de ∼10 mm/an [Berthet et al., 2014],
  - des structures plus frontales, sous forme de pop-up, sont visibles dans la morphologie [Dasgupta et al., 2013]. Mais l'absence de quantification ne permet pas de contraindre la part de ces structures dans le partitionnement des contraintes.

  Les taux de soulèvement obtenus sur Sarpang pourraient donc correspondre à une partie de la déformation.
- la variation latérale entre l'ouest et l'est. Les données GPS ont permis de mettre en évidence une variation du couplage [Marechal et al., sub].

APPORTS DE CETTE PREMIÈRE PARTIE

Nous avons vu dans cette première partie que la quantification des mouvements verticaux était un point clé dans la compréhension du fonctionnement du prisme himalayen.

Le premier résultat majeur de cette étude est la largeur du décollement du MHT sous l'ouest du Bhoutan. L'ensemble des études réalisées semblent converger vers une transition plat-rampe entre 110 et 120 km du MFT. Cette transition, bien plus au nord que celle observée au Népal (∼70 km), notamment par fonction-récepteurs, induit une longueur bloquée plus importante et par suite un potentiel sismogène accru le long de cette portion de l'arc Himalayen.

Or, le Bhoutan semble être une zone sismiquement moins active le long de l'arc Himalayen avec une sismicité instrumentale et historique moins importante. Les deux hypothèses fortes derrière ce constat sont :

- la région du Bhoutan est effectivement une région considérée comme *asismique*. Dans ce cas, les marqueurs de déformations court terme (rupture de surface, pli de propagation de faille) seront moins exprimés,
- la région du Bhoutan, beaucoup moins étudiée que le Népal, présente des lacunes de données.

Afin de discuter de ces deux hypothèses, la deuxième partie de ce manuscrit porte sur l'étude des séismes passées et sur les évidences de déformations le long du front Himalayen et l'occurrence de grands séismes Holocène.

Deuxième partie

Paléosismologie

CHAPITRE 6

ETUDE PALÉOSISMOLOGIQUE - LES SÉISMES PASSÉS

Tranchée de Piping, exutoire de la Wang Chu.

Les géographies, dit le géographe, sont les livres les plus précieux de tous les livres. Elles ne se démodent jamais. Il est très rare qu'une montagne change de place. Il est très rare qu'un océan se vide de son eau.

Antoine de Saint-Exupéry - Le petit Prince

Sommaire

6.1 Comprendre les séismes passés 159
6.1.1 Introduction 159
6.1.2 Les marqueurs des séismes passées 162
6.1.3 Et l'arc Himalayen dans tout ça ? 166
6.2 Papier JGR 171
6.3 Études de reconnaissance entre Lhamoyzingkha et Piping 227
6.3.1 Site de Lhamoyzingkha 231
6.4 Entre Lhamoyzingkha et Piping 233
6.4.1 Chokott Creek 234
6.4.2 Peacock Creek 238
6.5 Tranchée de Piping 243
Tranchée de Piping 247
Relation failles/unités et événements enregistrés. 257

Le front Himalayen est affecté par une déformation intense marquée principalement par le soulèvement des terrasses alluviales. Pour comprendre la dynamique et la géométrie des structures associées à ces déformations, il est important de regarder en détail l'occurrence des grands séismes Holocène le long du front Himalayen Bhoutanais.

En guise d'introduction, nous aborderons les principes et méthodes de la paléosismologie. Puis, après une introduction sur les séismes passés le long de l'arc Himalayen, nous proposons de continuer par l'étude de cas la plus aboutie ayant fait l'objet d'une publication à JGR.

Dans un second temps, nous présentons un nouveau site d'étude, le site de Piping, dans la région de Lhamoyzingkha, correspondant à l'exutoire de la Wang Chu. Ce site présente également des ruptures de surface importantes témoin de séismes majeurs durant les derniers 3000 ans.

Enfin, nous présentons plusieurs sites annexes documentés lors d'une campagne de reconnaissance sur lesquels des études détaillées pourront être menées dans le futur, marqués par des ruptures de surface mais pour lesquelles, les travaux engagés sont plus ou moins avancés, notamment d'un point de vue datations.

6.1 Comprendre les séismes passés

6.1.1 Introduction

Quel est l'impact des séismes majeurs sur l'évolution du relief ?
La réponse à cette question peut-être étudiée pour différentes échelles de temps, allant de quelques années à quelques milliers d'années. Pour cela, la première méthode consiste à utiliser la sismicité instrumentale, correspondant à l'enregistrement des ondes sismiques, provoquées par des séismes locaux ou régionaux, par un réseau de sismomètres. Alors que le premier enregistrement date de 1889 à Potsdam, on ne peut pas considérer des catalogues de sismicité fiables avant les années 60. Or, des études récentes ont montré que la période de retour moyenne de séismes majeurs en Himalaya était comprise entre 500 et 1000 ans [Bollinger et al., 2016]. La sismicité instrumentale n'est donc pas envisageable pour l'étude des méga-séismes passés.

Une autre approche s'appuie sur l'étude de l'occurrence des séismes historiques majeurs pouvant couvrir une période de plusieurs milliers d'années. Ces séismes majeurs peuvent être étudiés à partir de différentes données incluant (1) l'analyse d'écrits relatant les effets des séismes passés sur les bâtiments, la population, les

dégâts engendrés et (2) des études paléosismologiques mettant en évidence des évidences physique de séismes passés.

Différents paramètres vont jouer un rôle dans la qualité des enregistrements de deux types de données :

1. La qualité de ces sources historiques est primordiale et dépend en grande partie de la population présente sur les lieux lors de l'événement en question et de l'évolution de ces écrits au cours du temps (incendie, guerre). Les informations fournies pas ces écrits peuvent être de différents types et décrivent, généralement, la quantité de dégâts et l'intensité locale du séisme, avec plus ou moins de précision.
2. Les principes de la paléosismologie reposent sur le fait que la rupture sismique étudiée est suffisamment importante pour atteindre la surface (le long du MFT pour le cas de l'Himalaya) et y laisser une déformation permanente, comme un escarpement tectonique ou un décalage d'incision. La qualité de ces contraintes va dépendre de plusieurs paramètres. Dans un premier temps, le contexte tectonique va jouer un point clé dans l'enregistrement. En effet, la probabilité d'observer différentes ruptures cosismiques distinctes, dans une tranchée, sera plus importante dans l'étude d'une faille décrochante que pour une faille inverse (déplacement vertical moins important permettant de mettre à jour un plus grand nombre d'événement dans une tranchée de même profondeur). D'autres paramètres vont jouer un rôle, comme la qualité de l'enregistrement sédimentaire (présence de hiatus), la nature de l'enregistrement sédimentaire (granulométrie, lithologie) favorisant ou non la présence de matériaux détritiques datables ou la vitesse de sédimentation par rapport à la vitesse de déformation. Il est important de noter que ces études paléosismologiques sont réalisées sur des séismes majeurs provoquant des ruptures de surface.

Au milieu du $20^{ème}$ siècle, plusieurs chercheurs ont permis de combler le fossé entre la sismologie et la géologie. R. E. Wallace est considéré, par beaucoup, comme le pionnier de la paléosismologie moderne.

Géologue de formation, sa thèse de doctorat [Wallace, 1946] porte sur les décalages des incisions, de la plaine Carrizo (Californie centrale) par la faille de San Andreas. Il introduit ensuite le concept de déformation cumulée induit par plusieurs séismes en étudiant des décalages d'incisions plus importants [Wallace, 1968]. Enfin, dans un papier de 1970, il propose un intervalle de récurrence pour les séismes de la faille de San Andreas [Wallace, 1970]. D'autres géologues ont participé à ces avancées, incluant C. R. Allen, qui décrit en premier la segmenta-

tion de la faille de San Andreas et D.B. Slemmons, à travers l'étude des ruptures de surface des séismes majeurs au Nevada en 1954 apporte les bases des études paléosismologiques de terrain [Slemmons, 1967].

Ces avancées ont également pu voir le jour avec le développement des nouvelles techniques de datation des dépôts quaternaires. En effet, la datation par radiocarbone n'a été développée qu'à partir des années 40 et réellement utilisée que quelques décennies plus tard. Or, la nécessité d'appliquer des techniques de datation précises des dépôts quaternaires a été un des freins à l'évolution de la paléosismologie moderne.

Le premier séisme étudié par la paléosismologie moderne a été le séisme de Borrego Moutain (Californie) du 9 avril 1968, le long de la faille de Coyote Creek, qui prend part dans le système de faille de San Jacinto [Clark et al., 1972]. L'excavation d'une tranchée à travers la trace de faille à permis de mettre en évidence des décalages verticaux, au sein de dépôts de l'Holocène inférieur, supérieurs aux décalages existants. Cette observation est corrélée avec des profils topographiques de la trace de faille en surface. En utilisant le déplacement vertical observé et en supposant que les séismes passés ont été similaires à celui de 1968, Clark et al. [1972] proposent (1) un intervalle de récurrence de 200 ans pour ces séismes le long de la faille de Coyote Creek et (2) un taux de glissement Holocène similaire au taux de glissement Pléistocène déterminé par Sharp [1967].

Dans les années 70-80, K. E. Sieh développe des techniques pour reconnaître individuellement les paléo-séismes enregistrés dans les dépôts Holocènes. Ce travail a permis de construire un enregistrement d'environ 1400 ans des séismes et du taux de glissement associé [Sieh, 1978; Sieh and Jahns, 1984; Sieh et al., 1989].

Au cours des années 80, des études paléosismologiques sont conduites à travers le monde [Meghraoui et al., 1988; Pantosti and Valensise, 1990]. Ces études incluent l'excavation de tranchées à travers les escarpements de failles, l'étude des soulèvements et de la subsidence des terrasses marines et alluviales, la géomorphologie qualitative et quantitative des fronts orogéniques et des escarpements de faille et l'utilisation de points de raccordement pour la quantification du glissement (« *piercing points* ») correspondant aux intersections entre une structure et une faille, pouvant aller de l'échelle pluri-kilométrique à millimétrique (Fig. 6.1). En remettant ces points de raccordement à leur position initiale, on peut déterminer le déplacement le long de la faille.

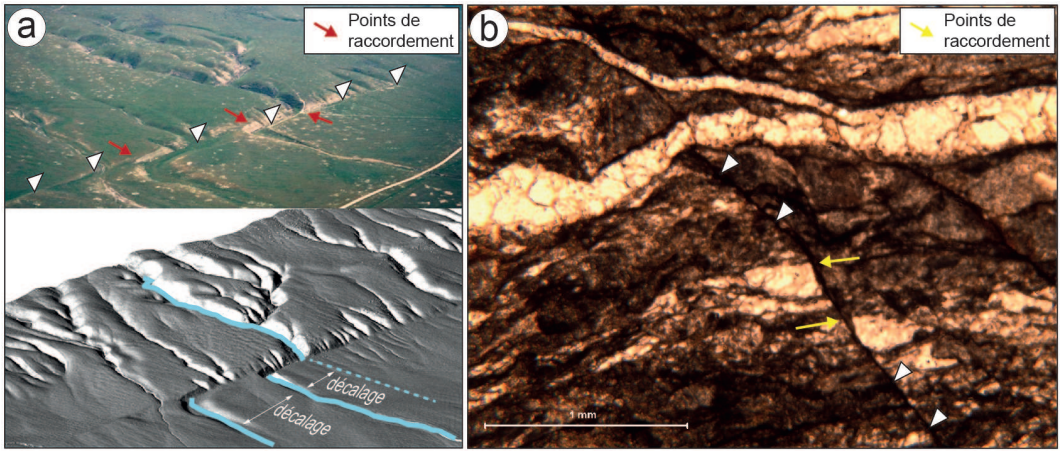


FIGURE 6.1 – Exemple de points de raccordement à différentes échelles. **a** : Haut : photographie aérienne de la zone de Wallace Creek (Faille de San Andreas) montrant des incisions décalées et la présence de point de raccordement. Bas : MNT montrant les décalages des incisions. (D'après serc.carleton.edu, crédits photo : Ramon Arrowsmith and Maurits Thayer) **b** : Photographie microscopique d'un minéral cisaillé par une faille. L'échelle montre que ce déplacement est inférieur au millimètre. (Crédits Photo : Audrey Taillefer).

Plusieurs marqueurs peuvent donc être mis en évidence pour interpréter un séisme passé.

6.1.2 Les marqueurs des séismes passées

Les séismes majeurs induisent différentes déformations géologique et structurale qui sont préservées dans les enregistrements stratigraphiques. De nombreuses structures sont largement acceptées comme des évidences de paléo-séismes, incluant des terminaisons de failles sur un horizon stratigraphique, des couches géologiques basculées ou faillées, recouvertes par des unités non-déformées, des coins colluviaux au pied de failles normales ou en front de faille inverse, des figures de liquéfaction ou des variations des profiles de rivière. Le paragraphe qui suit décrit ces différents critères (Fig. 6.2) sur la base d'études publiées [Sieh, 1978; Schwartz and Coppersmith, 1984; Obermeier, 1996; Burbank and Anderson, 2011; Kumar et al., 2016].

Gurrola and Rockwell [1996] décrivent des terminaisons de faille, associées à des basculement d'unités pour identifier des paléo-séismes sur la faille de Superstition Mountain. Les coins colluviaux ont été utilisés pour décrire d'anciennes ruptures de surface sur la marge ouest du graben de Yinchuan, en Chine, par Deng and Liao [1996]. Les auteurs utilisent l'empilement des différents coins colluviaux, induit par l'ouverture de fissure, pour proposer une chronologie des événements. Les figures de liquéfaction sont largement interprétées comme des évidences de paléo-séismes, comme par exemple les dykes de sable (bien que ces dykes puissent-être induits par d'autres phénomènes).

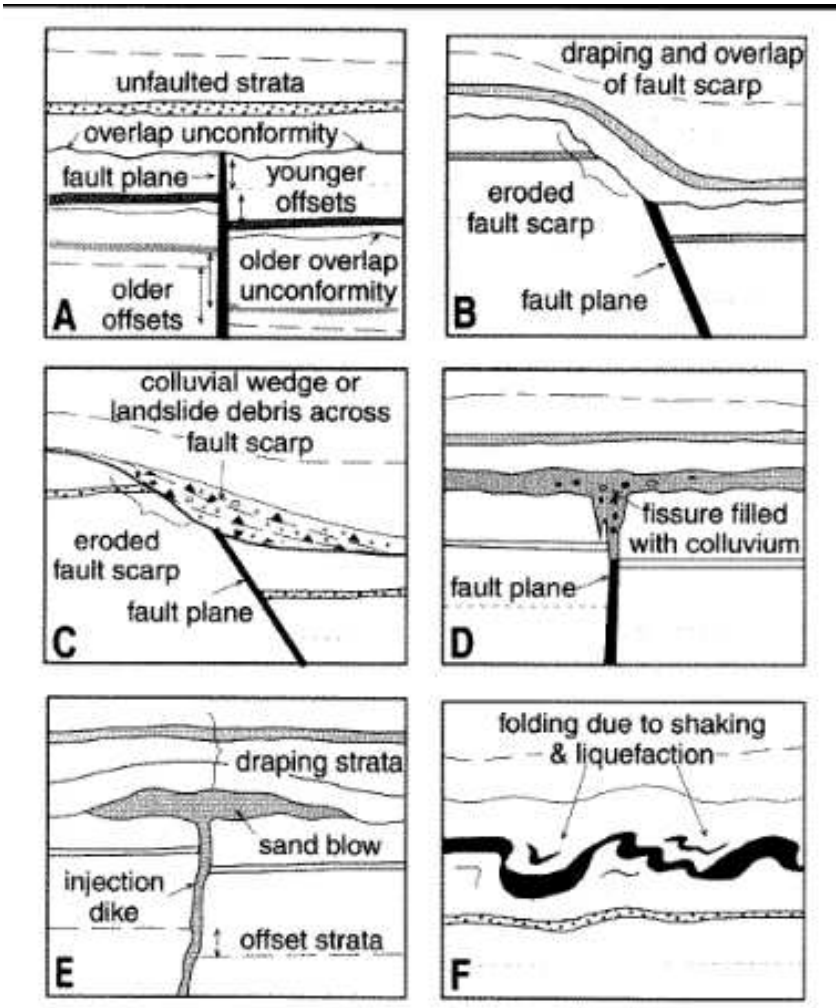


FIGURE 6.2 – Diagramme schématique des indicateurs stratigraphiques typiques des paléo-séismes, d'après Gurrola and Rockwell [1996] : **A :** dépôts horizontaux sur des terminaisons supérieures des failles, **B :** dépôt sur un escarpement de faille érodé, **C :** formation d'un coin colluvial sur un escarpement de faille érodé, **D :** remplissage d'un fissure tectonique, **E :** déformation en surface d'une couche horizontale, **F :** figures de liquéfaction.

Tuttle and Schweig [1995] et Marco et al. [1996] montrent des évidences de corrélation entre des figures de liquéfaction et l'occurrence d'anciens séismes sur les zones de New Madrid (Etats-Unis) et dans le graben de la mer morte. Des études plus récentes ont permis de corréler des figures de liquéfaction, marquées principalement par des injections de sables dans les couches supérieurs, et des séismes historiques le long de l'Himalaya (Fig. 6.3) [Mishra et al., 2013; Kumar et al., 2016; Bohra et al., 2014].

Nous avons vu comment la paléosismologie pouvait apporter des contraintes sur l'occurrence de séismes passés. Mais ces données, récoltées dans les tranchées ou à partir des marqueurs de surface, prennent place dans un contexte plus large de compréhension du cycle sismique.

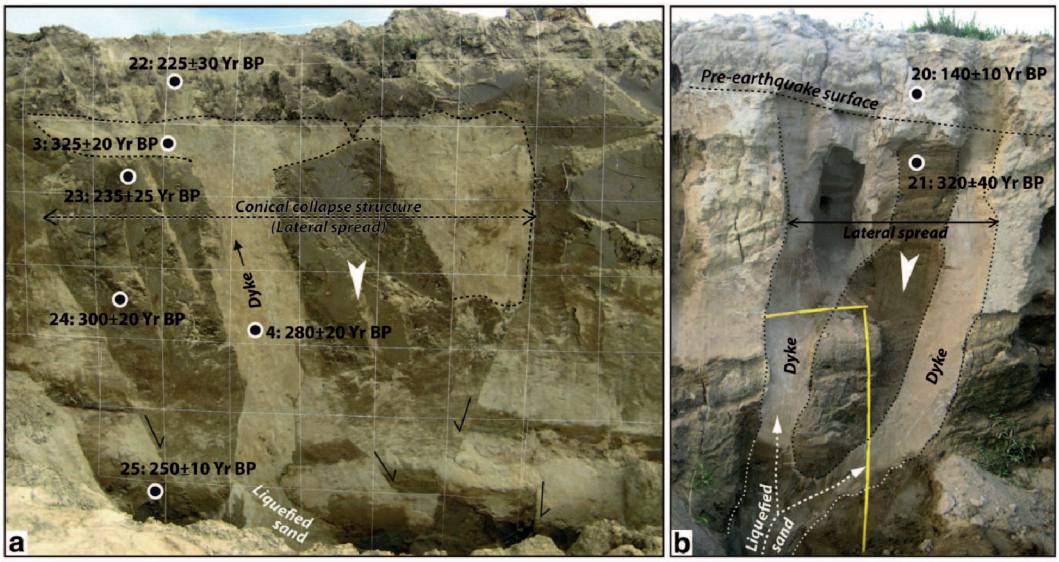


FIGURE 6.3 – Exemple de figures de liquéfaction. **a** : vue des dykes de sable de 0.5 à 1 m d'épaisseur observés au nord-est de l'Inde. **b** : Deux dykes de sable parallèles provenant de la même source qui intrudent des couches de silt. Ces dykes sont tronqués à $\sim$ 0.8 m de la surface qui correspond probablement à la surface du sol durant leur formation. D'après Kumar et al. [2016].

Ces dernières décennies, de nombreuses études ont porté sur la caractérisation de la source sismique à partir de paramètres tel que les déplacements cosismiques en profondeur et en surface, la longueur et largeur de rupture, le mécanisme de déformation, les vitesses de glissement sur le plan de rupture [e.g. Kanamori, 1977; Scholz, 1982; Hall et al., 2012; Manighetti et al., 2005].

Kanamori [1977] propose une relation semi-empirique pour estimer la magnitude du moment M_w, relié au moment sismique M_o :

$$M_w = \frac{2}{3} log(M_o) - 10,73$$

Le moment sismique M_o est directement lié à la faille par trois paramètres par la relation :

$$M_o = \nu.S.D$$

incluant le module de rigidité ν (constant de la croûte supérieure estimée à 3.3 $\times$ 10^{11} exprimé en dyne.cm^{-2}), la surface de la faille S dans la croûte sismogène et le glissement D le long de cette faille lors du séisme.

Chaque faille présente des contraintes et des paramètres de rupture différents. Les méthodes d'inversion des données enregistrées sur les sismogrammes, on peut déterminer les paramètres physiques de la faille considérée comme la surface de glissement, la surface du plan de faille, mais également le moment sismique en

inversant les ondes de volume ou de surface des enregistrements. La magnitude des séismes peut être estimée par des lois d'échelles qui permettent de relier, par exemple, le déplacement moyen en fonction de la magnitude du moment, ou la longueur en surface de la rupture [Hall et al., 2012].

Ces travaux portent essentiellement sur des catalogues de séismes incluant en majorité des séismes en contexte décrochant.

Manighetti et al. [2007] proposent des relations pour des séismes à mécanisme inverse mais la plupart des relations ne sont pas applicables pour des séismes majeurs de magnitude supérieure à 8 ou des longueurs de rupture supérieures à 500 km. Ces problèmes sont principalement induits pas la variabilité trop importante de ces séismes et le manque de données instrumentales et de terrain.

Plus récemment, Leonard [2010] propose également des relations reliant longueur et largeur de rupture, le déplacement moyen et le moment sismique. Les avantages des relations proposées par Leonard [2010] viennent de l'intégration d'un catalogue un peu plus large de séisme à mécanisme inverse, de l'intégration d'un déplacement moyen en surface. L'inconvénient majeur de cette méthode reste toujours les déplacements maximum des séismes à mécanisme inverse pris en compte (< 2 m) bien inférieurs aux déplacements observés par les études paléosismologiques le long de l'arc (> 10 m)[Lave, 2005; Kumar et al., 2006; Malik and Mohanty, 2007; Kumar et al., 2010; Jayangondaperumal et al., 2011; Mugnier et al., 2013; Sapkota et al., 2013; Kumahara and Jayangondaperumal, 2013; Bollinger et al., 2014].

Nous nous attardons ici sur une troisième étude, proposée par [Biasi and Weldon, 2006]. Cette méthode permet d'estimer, pour les séismes en décrochement, la paléo-magnitude et l'extension d'une rupture à partir d'une mesure unique de déplacement le long d'une faille. Le calcul est basé sur une compilation, au préalable, des déplacements de ruptures historiques (large catalogue). Un histogramme normalisé permet de donner la probabilité d'observer un déplacement donné en fonction de la magnitude considérée. De plus, la loi de Gutenberg-Richter est prise en compte pour appliquer une distribution cohérente des différentes magnitudes. Les avantages de cette méthode viennent du fait qu'elle intègre les déplacements de surface et prend en compte également la variabilité naturelle du déplacement et de la taille des séismes à un endroit donné. L'inconvénient principal est qu'elle nécessite l'élaboration d'un catalogue des déplacements de surface, incluant le soulèvement moyen, les déplacements moyens et une estimation de la période de retour des séismes majeurs de la zone étudiée.

Les limites de cette méthode proviennent principalement de leur variabilité

dans un contexte de chevauchements crustaux.

Mais bien que ces paramètres soient très mal contraints en Himalaya, un travail collaboratif a été entrepris avec Glenn Biasi de l'université de Reno au Nevada pour tenter d'appliquer cette méthodologie le long de l'arc Himalayen et principalement dans la zone du Bhoutan et des régions voisines.

6.1.3 Et l'arc Himalayen dans tout ça ?

Depuis une vingtaine d'années, plusieurs études paléosismologiques ont été conduites le long de l'arc dans le but d'apporter des contraintes sur l'extension latérale de ces événements majeurs, mais aussi sur leurs magnitudes et leurs récurrences. Pour cela, de nombreuses tranchées ont été ouvertes (Fig. 6.4) le long du front Himalayen et plus spécifiquement à travers la structure active la plus frontale, le Main Frontal Thrust, qui accommode, au Népal central, la majeure partie du raccourcissement associé à la collision Inde-Eurasie [Lavé and Avouac, 2000].

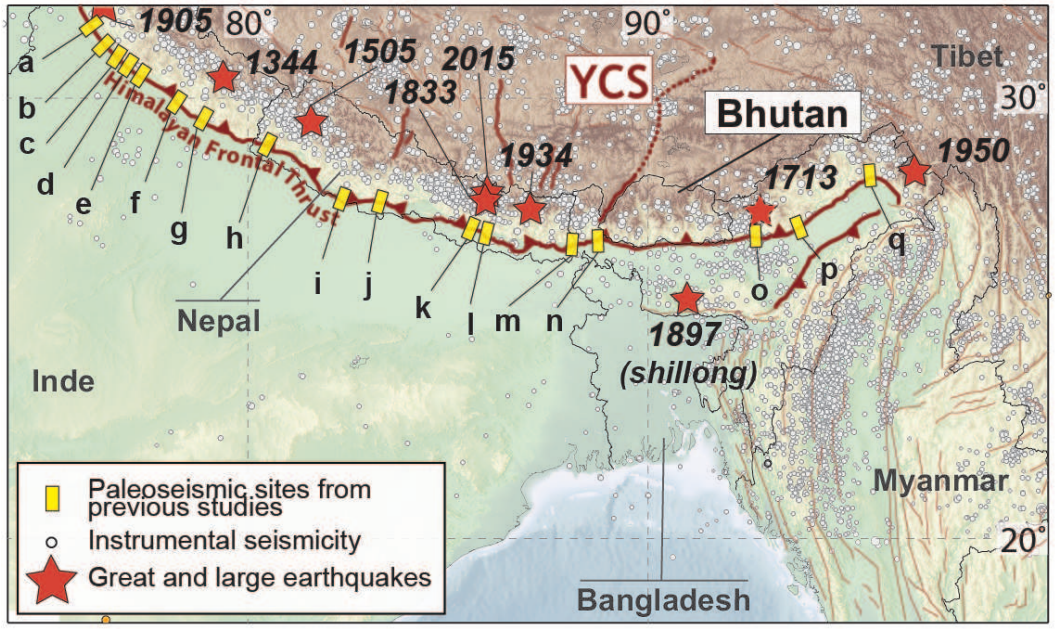


FIGURE 6.4 – Carte présentant la sismicité et les différentes études paléosismologiques le long de l'arc Himalayen. Les cercles gris correspondent à la sismicité instrumentale (Mw > 3)entre 1950 et 2015. Les étoiles oranges sont les épicentres de séismes les plus importants définis pas la sismicité instrumentale, les dégâts en surface et les études paléosismologiques. Les rectangles jaunes représentent les différentes études paléosismologiques le long de l'arc Himalayen : (a) Bhatpur [Kumahara and Jayangondaperumal, 2013] ; (b) Chandigarh [Malik and Mohanty, 2007] ; (c) Chandigarh [Kumar et al., 2006] ; (d) Kala Amb [Kumar et al., 2010] ; (e) Rampur Ganda [Kumar et al., 2006] ;(f) Lal Dang and (g) Ramnagar [Kumar et al., 2006] ; (h) Mohana Khola [Yule et al., 2006] ; (i) Koilabas Khola [Mugnier et al., 2011] ; (j) Bandelpokhari [Upreti, 1999] ; (k) MarhaKhola [Lave, 2005] ; (l) Sir Khola Sapkota et al. [2013] ; (m) Hokse [Nakata et al., 1998; Upreti, 1999] ; (n) Chalsa [Kumar et al., 2010] ; (o) Nameri [Kumar et al., 2010] ; (p) Harmutty [Kumar et al., 2010] ; (q) Marbong [Jayangondaperumal et al., 2011].

De nombreux séismes historiques ayant affecté l'arc Himalayen ont pu être documentés. Le paragraphe suivant décrit les différents séismes majeurs (Mw > 7.5)

qui ont affecté l'arc, en commençant par les séismes instrumentaux puis pour les séismes avant 1833 AD.

2015 AD - La séquence de séismes de Gorkha (Népal)

Le 25 Avril 2015, le Népal central est frappé par un séisme de magitude Mw 7.8 (28.230 ° N, 84.731 ° E) suivit d'un séisme de magnitude 7.3 (27.809 ° N, 86.066 ° E) 17 jours après. Les effets combinés de ces deux séismes sont considérés comme la pire catastrophe naturelle au Népal depuis le séisme de Bihar-Népal en 1934 AD [Ministry of Home Affairs, 2015]. Les premiers modèles de glissement de cette séquence sont basés sur l'analyse des ondes télésismiques, des données d'accéléromètre, des données géodésiques et des données satellite radar [e.g. Avouac et al., 2015; Grandin et al., 2015; Wang and Fialko, 2015]. Ces études proposent une rupture sur une partie à faible pente du MHT entre 50 et 100 km au nord de la trace en surface du MFT. La rupture s'est ensuite propagée vers l'est sur ∼140 km vers une zone plus étroite du MHT imagée par Nábelek et al. [2009]. Les observations de terrain confirme qu'aucune rupture de surface n'est associée à ces séismes Angster et al. [2015].

1950 AD - Le séisme en Assam (Inde)

Avec une magnitude qui a atteint 8.7, ce séisme est le séisme intra-continental le plus gros jamais enregistré [Triep and Sykes, 1997]. Il a eu lieu le 15 août 1950 et son épicentre est localisé aux coordonnées 28.383 ° N , 96.683 ° E. Le manque de réseau sismologique local, la taille et la localisation précise de la zone de rupture ainsi que le type de mécanisme au foyer est très mal contraint. Ben-Menahem et al. [1974] propose, à travers une étude d'enregistrements télésismiques, une rupture décrochante de ∼35 m le long d'une faille orientée 330-370 ° N avec un pendage de 55-60 ° ENE, de 250 km de long et de 80 km de large. Chen and Molnar [1977], quant à eux, utilisent la relocalisation des répliques pour proposer un système complexe de failles chevauchantes à plongement nord caractérisées par un angle faible. La rupture associée fait ∼250 km de long et ∼100 km de large avec une composante décrochante qui croît vers l'est. En terme de déplacement de surface, les récentes études paléosismologiques suggèrent que la déformation la plus récente observée dans deux tranchées différentes, caractérise un déplacement inférieur à 2.5 m [Kumar et al., 2010; Jayangondaperumal et al., 2011].

1934 AD - Le séisme de Bihar-Népal

Avec un lourd bilan humain de 10000 victimes, ce séisme est le plus meurtrier dans

l'histoire Népalaise. A travers une étude d'enregistrement télésismique et des cartes d'intensités, Chen and Molnar [1977] propose un déplacement moyen de ∼5.4 m sur un plan de faille de 130 km par 50 km, correspondant à un magnitude Mw 8.0. Ambraseys and Douglas [2004] calcule, à partir de cartes isoséistes détaillées, une magnitude de Mw 8.1 pour un plan de faille un peu plus grand (150 km × 80 km) et un déplacement également plus important (5 m). Enfin, Hough and Bilham [2008] et une étude récente de Sapkota et al. [2013], suggèrent que la surface de rupture mesure 150 km de long pour 90 km de large et associe une rupture de surface.

1905 AD - Le séisme de Kangra (Inde)

Ce séisme est l'un des plus meurtriers qu'ait connu l'Himalaya depuis deux siècles. Ambraseys and Bilham [2000] estiment une magnitude de Ms∼7.8 à partir de données télésismique. Wallace et al. [2005] suggère, à partir d'une re-mesure des points de triangulation historiques, de la location la zone bloquée en intersismique et des relations d'échelle, une rupture plongeant vers le NE de 100 km × 55 km avec un glissement uniforme de ∼4 m qui n'a pas atteint la surface. Il propose également une légère composante décrochante.

1897 AD - Le séisme du Shillong (Inde)

La récente ré-examination des données géodésiques et des observations géomorphologiques indique que le séisme a eu lieu sous le plateau du Shillong avec une magnitude de Mw ∼8.2 [England and Bilham, 2015]. Le modèle de glissement obtenu suggère que le séisme s'est produit sur un chevauchement raide à pendage sud sous la bordure nord du plateau. La rupture s'étend de 6 km à 31 km de profondeur le long d'une faille de 80 à 95 km et a provoqué un glissement de ∼25 m.

1833 AD et 1866 AD - Les séisme de Katmandou (Népal)

Basés sur des intensités ressenties et la localisation des épicentres Bilham [1995], Rajendran and Rajendran [2005] et Szeliga et al. [2010] déduisent deux séismes en 1833 et 1866 avec une position similaire à ∼80 km au S-SE de Katmandou et des magnitudes de M 7.5 ± 0.2. Les lois d'échelle permettent de déduire, pour ces deux séismes, une rupture de 80 km × 40 km, plongeant vers le NE avec un glissement uniforme de ∼2 m.

1713 AD - Le séisme du Bhoutan

La position précise ainsi que la magnitude de ce séisme sont très mal contraintes.

Ce séisme est décrit par un témoin Tibétain voyageant au Bhoutan mentionnant que le séisme *"a détruit toutes les maisons de l'ensemble des districts"* [Jackson, 2002]. Basé sur ce récit et sur l'occurrence d'un séisme en Arunachal Pradesh entre 1696 et 1714 AD, Ambraseys and Jackson [2003] suggèrent une magnitude *"approchant probablement une magnitude Ms ∼7"*. Berthet et al. [2014], à travers une étude morphotectonique le long du MFT dans la région de Sarpang et de Gelephu, documentent des terrasses soulevées. Ils associent la déformation verticale observée à deux séismes majeurs. Basé sur des datations ^{14}C, ils associent la rupture de surface au séisme de 1713 AD.

1505 AD - Le séisme Centre Himalayen (Népal)

Des données historiques de ce séisme décrivent des fortes vibrations sur plus de 600 km de long depuis Katmandou à l'est jusqu'à Almora à l'ouest [Ambraseys and Jackson, 2003]. Yule and Lave [2007] estime une magnitude de Mw 8.5-8.8, pour ce séisme, basée sur l'extension maximale du ressenti du séisme, une rupture de 70-100 km de largeur sur la portion bloquée du détachement basal et un glissement moyen de 7-15 m.

1344 AD - Le séisme de Katmandou

Ce séisme majeur a eu lieu le 14 septembre 1344 et a causé d'importants dégâts dans la ville de Katmandou. La position précise ainsi que l'extension de ce méga séisme, qui eu lieu en Uttarakhand est inconnue. Les données paléosismologiques suggèrent une rupture de surface associée et une magnitude Mw $>$ 8.6 [Pant [2002] ;Mugnier et al. [2013]]. Dans l'ouest Népal, Kumar et al. [2006] et Kumahara and Jayangondaperumal [2013] datent des ruptures de surface de 16 à 18 m associées à cet événement sur plus de 450 km le long du front.

1255 AD - Le séisme Est Népal

Ce séisme a eu lieu le 7 juin 1255 et correspond au premier séisme enregistré dans l'histoire Népalaise. Un tiers de la population n'a pas survécu au désastre, y compris Abbaya Malla, roi de la vallée de Katmandou [Pant, 2002]. De nombreux temples et habitations de la vallée ont été complètement détruits. Basé sur une analyse paléosismologique en tranchée, Sapkota et al. [2013] proposent une estimation de la composante verticale du déplacement co-sismique compris entre 3 m et 8 m (pour un glissement total déduit de 5 à 17 m). La longueur de cette rupture reste inconnue. En se basant sur les études de Sapkota et al. [2013] et Bollinger et al. [2014], il est possible de déduire que les paramètres de ruptures

sont similaires à ceux de ce séisme.

1100 AD - Le séisme du Bhoutan

Cet événement (ou cette séquence d'événements) est documenté uniquement à partir de plusieurs données paléosismologiques dans différentes tranchées. Dans la région de Marha Khola, au centre-est Népal, Lave [2005] montre qu'un séisme important a provoqué une rupture de surface aux alentours 1100 AD avec une composante verticale du déplacement de 7-7.5 m (pour un glissement cosismique compris entre 14 m et 22 m). Des études de Nakata et al. [1998] et Upreti [1999] à proximité du village de Kakarbhitta proche de la frontière entre le Népal et le Sikkim montrent également des déplacements verticaux cosismiques de l'ordre de 4 à 8 m associés à des datations ^{14}C comprise entre 1050 AD et 1300 AD. Au Sikkim et en Assam (directement à l'ouest et à l'est du Bhoutan), trois tranchées révèlent également des déplacements importants allant jusqu'à 18 m et entre ∼1000 AD jusqu'à l'actuel. En supposant que ces observations proviennent du même événement, elles suggèrent l'occurrence d'un méga-séisme durant cette période médiévale qui a du affecté le Bhoutan.

Malgré la multiplication des ces études, la figure 6.4 montre que la zone du Bhoutan, hormis une étude préliminaire de Berthet et al. [2014], ne présente aucune investigation paléosismologique et donc, aucune contrainte sur l'occurrence et les caractéristiques de séismes majeurs ayant pu rompre la surface au niveau du MFT Bhoutanais.

Or, la compréhension du cycle sismique est un enjeu majeur dans des régions densément peuplées comme l'Himalaya.

Cette partie est composée de trois sections distinctes, incluant :

- l'étude de la région de Sarpang Le Roux-Mallouf et al. [sub],
- l'étude du site de Piping dans la région de Lhamoyzingkha [Le Roux-Mallouf et al., en préparation],
- des études préliminaires de différents sites dans la région de Lhamoyzingkha.

Les descriptions des sites qui suivent sont majoritairement illustrées par différentes données, incluant :

- des panoramas constitués de deux à plusieurs dizaines de photographies,
- des photographies ou panoramas orthorectifiés. Ces images ont été réalisées par photogrammétrie. L'élaboration d'un modèle 3D du site est réalisé en utilisant le logiciel Photoscan, dans un premier temps sous forme de nuage de points puis sous forme d'un maillage constitué de polygones. Dans le cas de certains site de taille trop importante, l'assemblage de plusieurs jeux de

photos a été nécessaire. Dans ce cas, l'utilisation de point d'amer (GPS ou extrait d'un modèle numérique au Lidar terrestre) permet de corréler les nuages de points. L'orthophotographie est ensuite extraite à partir (1) du modèle numérique 3D qui donne les variations de position dans l'espace, (2) l'orientation de la caméra et (3) les caractéristiques de l'objectif,

- de modèle numérique de terrain à haute résolution réalisé par scanner 3D terrestre,
- de logs annotés présentant les différentes unités et structures qui composent l'affleurement.

6.2 Papier JGR

First paleoseismic evidence for great surface-rupturing earthquakes in the Bhutan Himalayas

Romain Le Roux-Mallouf[1], Matthieu Ferry[1], Jean-François Ritz[1], Théo Berthet[2], Rodolphe Cattin[1], Dowchu Drukpa[3]

[1] *Géosciences Montpellier, CNRS, UMR5243, Université de Montpellier, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier, France*

[2] *Department of Earth Sciences, Uppsala University, 75236 Uppsala, Sweden*

[3] *Seismology and Geophysics Division, Department of Geology and Mines, Post Box 173, 9 Thimphu, Bhutan*

ABSTRACT

The seismic behaviour of the Himalayan arc between central Nepal and Arunachal Pradesh remains poorly understood due to the lack of observations concerning the timing and size of past major and great earthquakes in Bhutan. We present here the first paleoseismic study along the himalayan topographic front conducted at two sites in southern central Bhutan. Paleoseismological excavations and related OxCal modeling reveal that Bhutan experienced at least two great earthquakes in the last millennium: one between the 17th and 18th century and one during medieval times, producing a total cumulative vertical offset greater than 10 m. Along with previous studies that reported similar medieval events in Central Nepal, Sikkim and Assam, our investigations support the occurrence of either i) a series of great earthquakes between AD 1025 and AD 1520, or ii) a single giant earthquake between AD 1090and AD 1145. In the latter case, the surface rupture may have reached a total length of ~ 800 km and could be associated with an earthquake of magnitude Mw = 8.7-9.1.

1. INTRODUCTION

The Himalayan belt forms the boundary between the India Plate and the Tibetan plateau and is well known for its recent destructive earthquakes and elevated seismic hazard. However, the timing and size of major earthquakes that have struck this area over the last millennium remain poorly constrained. This is mostly due to uncertainties associated with the chronology, location, and magnitude of pre-20th century himalayan earthquakes, which allow a number of possible rupture scenarios.

In spite of an increasing number of paleoseismic studies carried out over the last decade [e.g. Lavé et al., 2005; Yule et al., 2006; Kumar et al., 2010; Mugnier et al., 2013; Bollinger et al., 2014; Rajendran et al., 2015], several areas remain poorly studied. This includes Bhutan, where the lack of observations leads to inconclusive results regarding the seismic behavior for this part of the Himalayas. Hence, the probability of occurrence of a Mw = 9 earthquake in this region remains debated [Kumar et al., 2010; Mugnier et al., 2013; Srivastava et al., 2013; Stevens & Avouac, 2016]. On the one hand, Gahalaut et al. [2011] consider the Bhutan Himalaya as a zone of low seismic activity on the basis of the present-day seismicity. On the other hand, Kumar et al. [2010] infer the occurrence of a large medieval earthquake in Bhutan from paleoseismic investigations in Sikkim and Assam.

Here, in order to test the possibility of such a great earthquakes, we present paleoseismic investigations at two sites along the himalayan front in Bhutan. After describing the Bhutan Himalaya setting, we summarize historical and geological observations of past major earthquakes in and nearby Bhutan. We then present the results of our paleoseismic investigation carried out in Central Bhutan. Our results, combined with previous studies, allow us to discuss the occurrence of major events in Bhutan and to propose two end-member scenarios for medieval earthquake rupture(s) along the himalayan arc from central Nepal to Arunachal Pradesh.

2. SEISMOTECTONIC SETTING OF BHUTAN HIMALAYA

2.1. Geological setting

As is typical along the whole Himalayan arc, Bhutan can be divided into four distinct tectonic units in our study area [Gansser, 1964; Le Fort, 1975; McQuarrie et al., 2008; Long et al., 2011]: from North to South, the Tethyan Sedimentary Series (TSS), the Higher Himalaya (HH), the lesser Himalaya (LH) and the Siwaliks. The width of these units varies from Nepal to Bhutan. For instance the LH is only a few kilometers wide in central Nepal and western Bhutan whereas it is tens of kilometers wide in Sikkim and East Bhutan. All these units are bounded by major faults including the South Tibetan Detachment (STD) to the North, the Main Central Thrust (MCT), the Main Boundary Thrust (MBT) and the Main Frontal Thrust (MFT) to the South, which is the most recent expression of the thrust sequence. While the MFT is well-defined in Nepal and coincides with the present-day Himalayan topographic front, its location in Bhutan is less straightforward. The thrust fault that runs along the Bhutan/India border generally corresponds to the MFT, except in the Sarpang area where a 10-km-wide re-entrant feature directly juxtaposes LH and Quaternary alluvium [Long et al., 2011 and Fig. 2]. There, the most frontal structure expressed in the geomorphology is an anticline (Frontal Back Thrust) that likely accommodates a limited - though undetermined - fraction of the shortening [Dasgusta et al., 2013]. Its relationship to the main structures is yet to be explored. Within the re-entrant, the main topographic scarp studied here corresponds structurally to the MBT or one of its splays and will be referred to as the Topographic Frontal Thrust (TFT) of Bhutan (Fig. 2). South of the TFT is the foreland basin with recent sedimentary infill. At depth, the TFT and the three major north-dipping MCT, MBT and MFT root along the Main Himalayan Thrust (MHT), which is a mid-crustal decollement where the India plate is underthrusted beneath the Himalayas and Tibet. Several studies suggest a ramp-

flat-ramp-flat geometry for the MHT [e.g. Zhao et al., 1993; Nelson et al., 1996; Cattin et al., 2000; Nábelek et al., 2009, Le Roux-Mallouf et al., 2015].

In Central and East Nepal, the present-day shortening rate of ~20 mm/yr is associated with interseismic coupling on the MHT [e.g. Stevens & Avouac, 2015]. At longer timescales, fluvial terrace analyses [e.g. Lavé & Avouac, 2000] and tectonostratigraphic studies give a consistent rate, suggesting that the Nepal Himalaya absorbs about 20 km/Myr by localized thrusting since the Middle Miocene. In Bhutan, the present-day localization of deformation is only constrained by sparse GPS measurements in western Bhutan [Vernant et al., 2014] and a single estimate of Holocene uplift rate along the TFT in central Bhutan [Berthet et al., 2014].

Strain budget from past earthquakes reveals a deficit of seismic moment compared to the moment derived from geodetic measurements [e.g. Bilham et al., 2001; Stevens & Avouac, 2016]. This suggests the potential occurrence of several Mw ≥ 8.5 earthquakes along the arc in the next few hundred years or a potential subduction-type Mw = 9 earthquake [Kumar et al., 2010; Srivastava et al., 2013; Stevens & Avouac, 2016].

2.2. Large past earthquakes

Many large historical earthquakes have been documented along the Himalayan arc (Tab. 1). However, for Bhutan and regions nearby, information remains limited and partial. In the following, we will focus on the major earthquakes that have been documented within the study area between longitude 88°N and 93°N (Fig. 1).

From instrumental and historical records, it appears that Bhutan has experienced no major earthquake in the past 200 years [Gahalaut et al., 2011]. The last major historical earthquake occurred in AD 1713 but its magnitude and location are poorly known. Described by a single Tibetan eyewitness travelling Bhutan, the event *"destroyed all houses in all districts"* and was reported in numerous contemporary Bhutanese sources [Jackson, 2002]. On the basis of

such "*significance*", Ambraseys & Jackson [2003] suggest a magnitude "*probably approaching Ms ~7*". In nearby Arunachal Pradesh, an earthquake is also reported between AD 1696 and AD 1714, and the same authors propose that both accounts could reflect a single event in AD 1713. In light of the 2015 Gorkha earthquake sequence [Avouac et al., 2015], we consider as likely that the Bhutan and Arunachal Pradesh earthquakes are distinct events. Furthermore, since the AD 1713 earthquake is characterized by intense and widespread destruction over the territory of Bhutan, we conclude that its magnitude is greater than Ms = 7 and its epicenter likely within the borders of Bhutan.

In Sikkim and Assam (i.e. immediately West and East of Bhutan), two trench sites reveal large-displacement events reaching as much as 18 m that occurred around AD 1100 [Kumar et al. 2010]. This event - or sequence of events - is also known at other paleoseismic sites. In the Marha Khola region of east-central Nepal, Lavé et al. [2005] conclude that a large earthquake ruptured the MFT around AD 1100, with an estimated component of vertical offset of 7-7.5 m (and an inferred total coseismic displacement of 14-22 m). A prior trenching study at the border between Nepal and Sikkim suggests a co-seismic displacement larger than 4 m associated with an event radiocarbon-dated to AD 1100 - AD 1200 [Nakata et al. 1998, Upreti et al., 2000]. Assuming they are due to the same event, these paleoseimic observations suggest the occurrence of a great medieval earthquake, which had to affect Bhutan.

As previously mentioned, the information above are clearly insufficient to properly characterize past seismic ruptures in Bhutan. In the following, we present our approach to fill this data gap from paleoseismic investigations conducted in central Bhutan.

3. PALEOSEISMOLOGICAL ANALYSIS IN BHUTAN

Following the study of Berthet et al. [2014], we focus our effort on two sites located in south central Bhutan, near the village of Sarpang, where the TFT cuts through Holocene deposits and uplifts a well-developed flight of fluvial terraces up to ~50 m (T6 in Fig. 2). Deformed

Holocene features at this site include: (1) fluvial Holocene terraces associated with the Sarpang Chu (or Sarpang River) and (2) an alluvial fan deposited over the foot of the main tectonic scarp at Momo Creek. At both sites, we observed fault scarps several meters in height that indicate recent displacement across the TFT.

In order to define a chrono-stratigraphic framework, we collected 19 charcoal samples from the two sites. They were processed by the Poznan Radiocarbon Laboratory and resulting radiocarbon ages were calibrated using OxCal 4.2 [Bronk Ramsey, 2009] with the IntCal13 calibration curve [Reimer et al., 2013] (Tab. 2). Charcoal samples yield radiocarbon ages older than that of the sediment in which they deposited (reflecting fluvial transport and sample location within the original tree section) and therefore maximum ages for the host layer. We account for potential inheritance of up to 200 yr by building into our OxCal model an outlier model [Bronk Ramsey, 2009; Barnett et al., 2015]. Inheritance sensitivity tests result in a marginal variation in the range of 10 yr, hence we prefer relying on the original age distributions that are directly comparable to nearby paleoseismic sites for which inheritance was not implemented. Additionally, we attempt to limit the effect of inheritance by favoring study sites with geomorphological contexts indicative of short transport time (i.e. scarp-controlled watershed basins), consider charcoal-derived ages as a lower bound for the associated deposit and assess variability by processing as many as three distinct samples per unit, wherever possible.

3.1. Sarpang Chu

The Sarpang Chu site (26.860893°N, 90.258855°E) is a ~6-m-high topographic scarp where a river-cut cliff exposes a shallow north-dipping thrust fault zone between an abandoned fluvial terrace and modern alluvium (Fig. 3A). We extended the natural exposure to a depth of 1.5 m

below the water level. The scarp influences local drainages and guides a lateral tributary towards the Sarpang Chu (Fig. 3A).

The photomosaic and associated trench log (Fig. 3B & 3C) document the main lithological units that we defined in the field: in the hanging wall (northern side) the deepest exposed unit G is a highly deformed, massive, pale-purple phyllite that corresponds to the Paleozoic Baxa formation (Lesser Himalayan sequence in Long et al., [2011]). It is only exposed near the northern end of the outcrop, and is overlain by a 3-m-thick openwork, clast-supported alluvial gravel unit D, which comprises well-rounded pebbles and cobbles in a sandy matrix. Unit D is overlain by a distinct fine sand to silt unit that we interpret as an overbank deposit (unit B). Unit D is exposed near the base of the trench on the footwall (southern side) and we interpret it as a fluvial deposit from the Sarpang Chu. There, it is overlain by the 2.5-m-thick fine-grained sand unit C, typical of a low-energy alluvial deposit. In cross section, unit C reveals sand channels associated with the tributary drainage controlled by the topographic scarp. Large-scale observations show a shear zone that juxtaposes units G and D on the northern side against units D and C on the southern side along a 1-m-wide deformation zone composed of sheared sand and gravel (unit F). It is limited by faults F2 and F1 dipping 24°N and 17°N, respectively (Fig. 3C). This shear zone is truncated within its upper part (notably within the F2 strand) and sealed by unit E, which we interpret as scarp-derived colluvium from unit D. This feature corresponds to a fault termination criteria sealed by a colluvial wedge unit [e.g. Kumar et al., 2010; Sapkota et al., 2013] indicating that a surface-rupturing earthquake occurred between the time of deposition of Units C and D (see event horizon EH2 in Fig. 3C). Within the hanging wall, near-vertical normal fault strand F3 offsets units D and B vertically by about 0.5 m and connects to the main fault zone. Unit G forms a competent indenter driven along F2 and into the unconsolidated unit D. We propose that slip along F2 induces uplift above the tip of the indenter and collapse ahead of it. Hence, F3 limits such collapse zone that

may be associated to either a small co-seismic displacement along the upper F2 (event 1) or a small-scale mass movement induced by the development of the free face. The deformation event is pre-dated by unit B and post-dated by unit A.

We collected charcoal samples from units A, B (from Berthet et al., [2014]) and C for radiocarbon dating that yielded ages between AD 782 and AD 1937 (Tab. 2). Considering that (1) a small catchment implies short transport for charcoals sampled in units A and C (Fig. 2) and (2) charcoal samples within the same stratigraphic unit yield similar radiocarbon ages (Tab. 2), we assume the charcoals are not significantly older than the depositional age. Using the methodology proposed by Lienkaemper and Bronk Ramsey [2009] for paleoseismic studies, we built an OxCal stratigraphic model [Bronk Ramsey, 2009; Reimer et al., 2013] to derive the best age constraints for the occurrence of events 1 and 2. This model indicates that event 2 occurred between AD 1167 and AD 1487 and that event 1 occurred between AD 1524 and AD 1815 (Tab. S1).

The vertical offset of the main terrace (unit D) reaches ~9 m. The vertical displacement across F3 - and to a lesser extent F4 and F5 - suggests that the vertical displacement for event 1 is on the order of 0.5 m. This implies that event 2 would have produced the remaining ~8.5 m of vertical offset.

3.2. Momo creek

Two kilometers east of the Sarpang Chu site, the Momo Creek trench site (26.857049°N, 90.275234°E) (Fig. 2) is located on a small alluvial fan associated with a gully draining the top of the T6 terrace. The fan is displaced across a 4.4 ± 0.5 m-high scarp [Berthet et al., 2014] that we trenched for this study (Fig. 4A).

The photomosaic and trench log document the stratigraphy exposed in the trench, which is composed of alluvial and colluvial units, similar to what we observed at the Sarpang Chu site

but with smaller angular clasts consistent with a nearby source (Fig. 4B & 4C). The occurrence of rare boulders show that the watershed basin of Momo Creek includes material eroded from alluvial terrace T6 (Fig. 2). The oldest exposed unit (E) is a massive sequence of matrix-supported, poorly-sorted and poorly-rounded cobble to pebble layers associated with alluvial fan deposition. Over the southern side of the trench, the unit is capped by a thin (~10 cm) paleosol (unit E'). The whole unit is folded and offset along faults F1 and F2. Faults F1 and F2 are overlain by a wedge-shaped unit (D) composed of silty sand with rare gravel layers. Units E and D form a topographic scarp that is covered by an organic-rich 70-cm-thick paleosol, unit (C). At the base of the scarp, Unit C is buried by unit B that is composed of small gravel and sand channels deposited by a tributary stream that drains along the scarp (Fig. 4A & 4C). The uppermost unit A is the 20-cm-thick modern soil.

The trench exposes (Fig. 4C) a fault-propagation fold developed in unit E by motion along fault F1. The upper part of the fold forms a 4.4 ± 0.5 m high topographic scarp, which is buried by colluvial wedge Unit D, derived from unit E. This indicates that a surface-rupturing earthquake (event 2) occurred after unit E/E' formed, and prior to the deposition of colluvial wedge unit D. Considering the geometry and lithology of unit E, we propose (i) a minimum of 6 m of relative displacement of the fold nose, including the thickening of the nose fold and the shearing and thinning of the base of the unit. Because the northern termination of the fold is not visible in the trench, we propose the total of 6 m as a minimum value of co-seismic slip for event 2 (Fig. S8).

South of F2, unit E/E' exhibits a step-like geometry and is affected by F3 and F4. Fault F3 is attested by warping of the stratigraphic contact between units E/E' and D prolonged by a diffuse shear zone within unit D. At the southern end of the exposed section, F4 is more clearly expressed by shearing within units E/E' and ~10 cm offset of the base and top of unit D (Fig. 4). Overall, these relatively subtle features define a significantly smaller second event

(event 1), which occurred after or during the development of unit C and before unit B was deposited. At this site, the rupture associated with this first event may not have fully reached the surface, or with minimal geomorphic expression.

We collected 10 charcoal samples from units E, C and B to constrain the ages of the units (Tab. 2). Considering that (1) units E, C and B derive from a small catchment (Fig. 2), (2) samples collected within the same stratigraphic unit yield similar radiocarbon ages (Tab. 2) and (3) the relationships between samples chronology, stratigraphy and events closely reflects observations from the Sarpang site, we assume negligible inheritance in the radiocarbon ages. The OxCal stratigraphic model for the Momo Creek trench suggests that the second event occurred between AD 1179 and AD 1547 and that the tentative first event occurred between AD 1650 and AD 1910 (Tab. 2). The total vertical offset recorded by unit E between the undeformed bottom layer at 3.5 m depth inside the trench and the top of the scarp at 4.4 ± 0.5 m is about 8 m. Because the first event appears to contribute little to this cumulative value, we consider that 8 m approximates the vertical displacement associated with event 2.

The two events identified at Momo Creek are consistent with the two events identified at Sarpang Chu in terms of timing and coseismic slip. Though evidence for event 1 is subtle and its tectonic origin may not be fully attested at Sarpang Chu, its occurrence is supported by similar observations within a different stratigraphic setting at Momo Creek. Hence, we propose event 1 may correspond to a relatively smaller surface-rupturing earthquake along the TFT. Consequently, we build an Oxcal stratigraphic model (Fig. 5) combining stratigraphy and age constraints and abutting relationships from both trench exposures. This allows bracketing the occurrence of event 2 between AD 1140 and AD 1520 (3-σ) and the occurrence of possible event 1 between AD 1642 and AD 1836 (2-σ).

4. DISCUSSION

Paleoseismological investigations conducted at two different sites along the TFT in the Sarpang area yield consistent results for both age and vertical offset associated with at least one major earthquake that occurred in Bhutan over the last millennium. Our observations suggest that a great earthquake occurred between AD 1140 and AD 1520 with ~8 m of vertical offset. A second event may have occurred between AD 1642 and AD 1836 and was associated with up to 0.5 m of vertical offset. Thirty kilometers to the east, Berthet et al., [2014] find comparable values for an alluvial terrace dated to AD 1150 ± 100 and uplifted by 7.9 ± 0.5 m.

4.1. The 17th - 18th century earthquake

Our study suggests that the most recent event (event 1) along the TFT in Bhutan may have occurred between AD 1642 and AD 1836 with a weak surface expression suggestive of a relatively low magnitude or a distant hypocenter. Based on the historical record, the only known earthquake that could correspond to this event is the AD 1713 earthquake that "*destroyed all houses in all districts*" and occurred *"somewhere in Bhutan or in Arunachal Pradesh"* [Jackson, D., 2002; Ambraseys and Jackson, 2003].

We consider three possibilities. Firstly, assuming that this event is a Ms ~ 7 earthquake as proposed by Ambraseys & Jackson [2003], this suggests that the actual epicenter is probably farther west in central Bhutan, closer to our study sites. Secondly, if the epicenter is reasonably well located ~200 km east of our study sites, the magnitude of this event may have been significantly underestimated. Lastly, neither the magnitude nor the location are adequately determined by historical data. Presently, the scarcity of data available on that earthquake does not allow discriminating between these scenarios. However, the small coseismic slip measured for event 1 is consistent with the relatively low magnitude proposed for the AD 1713 earthquake.

4.2. The medieval earthquake in Bhutan

The penultimate event (event 2) occurred during a period for which historical records are scarce. The only known historical earthquake that occurred during this period is the AD 1255 earthquake in central Nepal (see section 2). In parallel, on the basis of a paleoseismic study aimed at complementing historical records, Lavé et al. [2005] propose another great earthquake may have occurred along the MFT at ~ AD 1100. Uncertainties associated with radiocarbon dating do not allow us to determine to which earthquake our event 2 should be associated.

Our study suggests a co-seismic vertical offset of ~ 8 m for event 2. According to the fault-bend folding model proposed by Lavé and Avouac (2000), and a dip of 40° to 60° for the TFT deduced from dip measurements from the nearby Baxa formation [Long et al., 2011b], this would result from 9 m to 13 m of co-seismic dip-slip at depth. In the Sarpang Chu exposure, where the fault juxtaposes the Baxa formation and Holocene alluvium, observed dips of 20° to 30° yield 16 to 23 m of co-seismic dip-slip at the surface. This would represent some of the largest values observed along continental faults worldwide and may only be compared to subduction-type earthquakes [Blaser et al., 2010]. They are, however, observed systematically in the Central Himalaya, the Indian Sikkim and Assam [Lavé et al., 2005; Kumar et al. 2010; Bollinger et al., 2014]. Figure 6 shows measured co-seismic uplift for medieval surface-rupturing events along that section of the Arc with values ranging consistently between 4 m and 12 m. Uplift to dip-slip conversion relies either 1) on trench observations where the free surface induces fault refraction and the dip often is extremely small or 2) on nearby structural measurements reflecting the dip values at a lower depth. Hence, uncertainties on dip-slip values are noticeably larger and yield co-seismic slip values ranging from 10 m to 30 m.

Determining an associated magnitude may as well involve uncertainties as such amounts of co-seismic slip are rarely documented in databases used to derive scaling laws [e.g. Wells and Coppersmith, 1994; Shaw and Scholz, 2001, and references therein]. For instance, Dmax – L functions proposed by Manighetti et al. [2007] for mature faults saturate above ~ 8 m and an associated ~500-km-long-rupture. According to Leonard [2010], the 16-23 m of co-seismic slip derived at Sarpang Chu corresponds to Mw ~ 8.7 (for the maximum value). Since co-seismic slip and age constraints are consistent across several contiguous paleoseismic studies along the Himalayas, we propose two end-member hypotheses: (1) the large estimate of vertical offset is a local phenomenon and the rupture zone of this earthquake is limited to one segment of the MFT, likely part of a sequence or (2) event 2 is part of the same earthquake rupture that is documented elsewhere along the Himalayan arc during this time period. We test and further discuss these two end-member hypotheses in light of previous paleoseismic studies along the Himalayan Arc between central Nepal and eastern Bhutan.

4.3. Scenarios for medieval earthquake(s) sequence

We revisit original data from trench studies by Nakata et al. [1998], Upreti et al. [2000], Lavé et al. [2005], Kumar et al. [2010] and Sapkota et al. [2013]. We build OxCal stratigraphic models for each section to update calibrated dates and provide consistent radiocarbon age calibration and event identification (Fig. S3 to S7 and Tab. S1 to S9) (Fig. 7).

Our calculations demonstrate that both the single great earthquake hypothesis and the multiple earthquake hypothesis are consistent with the whole dataset (Fig. 7). Using age constraints from all published paleoseismological trenches, and regardless of favored values and historical *a priori*, we show that the single-event model implies the occurrence of a great earthquake between AD 1090 and AD 1145 with a 95.4 % probability with respect to the dataset (Fig. 7 & 8). We note that this model yields a single age distribution and rejects the

AD 1255 earthquake as a potential candidate in favor of the ~ AD 1100 event. Following relationships from Leonard [2010] with i) an average co-seismic slip of 10-20 m [Nakata et al., 1998, Upreti et al., 2000, Lavé et al., 2005, Kumar et al., 2010, Sapkota et al., 2013], ii) a locked zone of ~100 km in width [Vernant et al., 2014] and iii) a full rupture with a surface length ranging from 500 km (Bhutan to West Arunachal Pradesh) to 800 km (Central Nepal to Assam), this great medieval earthquake may have reached Mw = 8.7 - 9.1.

CONCLUSIONS

Our results demonstrate that Bhutan has experienced at least one great earthquake over the last millennium. This point outs that the present-day low seismicity rate observed in Bhutan is not representative of the seismic activity at a longer time scale.

First, we conclude that a large earthquake may have occurred in Central Bhutan in the 17th - 18th century. Assuming the event is the AD 1713 earthquake and considering historical accounts, it may be associated with a 200-to-300-km-long rupture from Bhutan to Arunachal Pradesh. Such events, comparable to the 2015 Mw = 7.8 Gorka earthquake in Nepal [Avouac et al., 2015], contribute little to the deformation budget and exhibit subtle - if any - expression in surface exposures [Angster et al., 2015]. However, their large magnitude and shallow depth yield intense ground motion and a concerning potential for destruction that calls for extensive studies [Grandin et al., 2015].

Second, we identify an older far larger earthquake that would have produced ~ 8 m of co-seismic uplift (16-23 m of co-seismic surface slip) in medieval times with an inferred Mw ~8.7. A comparable event is observed at numerous trench sites in Central Nepal, Sikkim and Assam, and may be part either of a series of great single-segment earthquakes between AD 1025 and AD 1520, or of one even greater multi-segment earthquake that ruptured from central Nepal to Assam between AD 1090 and AD 1145 with Mw = 8.7-9.1.

In a densely populated region exposed to intense natural disasters, these results point out the necessity to document past large to great earthquakes in terms of chronology, co-seismic slip and rupture extent to properly assess seismic hazard for the whole Himalayan Arc.

ACKNOWLEDGMENTS

This project is funded by the French Agence Nationale de la Recherche (ANR-13-BS06-0006-01), the CNES/ISIS program, and the CNES/TOSCA program. RLM PhD is supported by a fellowship from the French Ministry for Higher education and Research. We would like to thank all people helping for the fieldwork and particularly our drivers Phajo Kinley and Tsheten from the Department of Geology and Mines. We would like to thank Stéphane Mazzotti who helped us improve and clarify the manuscript. We also thank Serge Lallemand for constructive and three anonymous reviewers for detailed and constructive comments that improved the quality of this contribution. Supporting data are included in an SI file. Correspondence and requests for materials should be addressed to lerouxmallouf@gm.univ-montp2.fr

REFERENCES

Ambraseys, N., and D. Jackson (2003), A note on early earthquakes in northern India and southern Tibet, *Curr. Sci.,* 84, 570–582.

Ambraseys, N. N., and J. Douglas (2004), Magnitude calibration of north earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 159, 165–206.

Angster, S., Fielding, E. J., Wesnousky, S., Pierce, I., Chamlagain, D., Gautam, D., Upreti, B-N., Kumahara, Y., & Nakata, T. (2015). Field Reconnaissance after the 25 April 2015 M 7.8 Gorkha Earthquake. *Seismological Research Letters*, *86*(6), 1506-1513.

Avouac, J.-P., L. Meng, S. Wei, T. Wang, and J.-P. Ampuero (2015), Lower edge of locked Main Himalayan Thrust unzipped by the 2015 Gorkha earthquake. *Nature Geoscience*, *8*(9), 708–711, doi:10.1038/ngeo2518.

Barnett, E. A., Sherrod, B. L., Hughes, J. F., Kelsey, H. M., Czajkowski, J. L., Walsh, T. J., Contreras, T.A., Schermer, E. R. & Carson, R. J. (2015). Paleoseismic Evidence for Late Holocene Tectonic Deformation along the Saddle Mountain Fault Zone, Southeastern Olympic Peninsula, Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*. doi: 10.1785/0120140086

Ben-Menahem, A., E. Aboodi, and R. Schild (1974), The source of the great Assam earthquake - an interplate wedge motion, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *9*(4), 265–289, doi:10.1016/0031-9201(74)90056-9.

Berthet, T., J.F. Ritz, M. Ferry, P. Pelgay, R. Cattin, D. Drukpa, R. Braucher, and G. Hetényi (2014), Active tectonics of the eastern Himalaya: New constraints from the first tectonic geomorphology study in southern Bhutan, *Geology*, *42*(5), 427-430, doi:10.1130/G35162.1.

Blaser, L., F. Krüger, M. Ohrnberger, and F. Scherbaum (2010), Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 100(6), 29142926, doi:422 10.1785/0120100111.

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

Bilham, R., Gaur, V. K., & Molnar, P. (2001). Himalayan seismic hazard. *Science(Washington)*, *293*(5534), 1442-1444.

Bollinger, L., S. N. Sapkota, P. Tapponnier, Y. Klinger, M. Rizza, J. Van der Woerd, D. R. Tiwari, R. Pandey, A. Bitri, and S. Bes de Berc (2014), Estimating the return times of great Himalayan earthquakes in eastern Nepal: Evidence from the Patu and Bardibas strands of

the Main Frontal Thrust, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119(9), 7123–7163, doi:10.1002/2014JB010970.

Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon, 51*(1), 337-360.

Cattin, R., & Avouac, J. P. (2000). Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B6), 13389-13407.

Chen, W. P., and P. Molnar (1977), Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in central Asia, *J. Geophys. Res.*, 82(20), 2945–2969, doi:10.1029/JB082i020p02945.

Dasgupta, S., Mazumdar, K., Moirangcha, L. H., Gupta, T. D., & Mukhopadhyay, B. (2013). Seismic landscape from Sarpang re-entrant, Bhutan Himalaya foredeep, Assam, India: Constraints from geomorphology and geology. *Tectonophysics*, *592*, 130-140.

Gahalaut, V. K., Rajput, S., & Kundu, B. (2011). Low seismicity in the Bhutan Himalaya and the stress shadow of the 1897 Shillong Plateau earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* 186(3), 97-102.

Gansser, A. (1964), Geology of the Himalaya(s), *Geological. Magazine*, *104*(01), 86, doi:10.1017/S0016756800040450

Grandin, R., M. Vallée, C. Satriano, R. Lacassin, Y. Klinger, M. Simoes, and L. Bollinger (2015), Rupture process of the Mw = 7.9 2015 Gorkha earthquake (Nepal): Insights into Himalayan megathrust segmentation, Geophys. Res. Lett., 42(20), 8373–8382, doi:10.1002/2015GL066044.

Grujic, D., C. J. Warren, and J. L. Wooden (2011), Rapid synconvergent exhumation of Miocene-aged lower orogenic crust in the eastern Himalaya, 346–366, doi:10.1130/L154.1.

Jackson, D. (2002), The Great Western-Himalayan Earthquake of 1505: A Rupture of the Central Himalayan Gap? 147–159, Brill's Tibetan Studies Library I, Leiden.

Kumar, S., Wesnousky, S. G., Jayangondaperumal, R., Nakata, T., Kumahara, Y., & Singh, V., (2010). Paleoseismological evidence of surface faulting along the northeastern Himalayan front, India: Timing, size, and spatial extent of great earthquakes, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *115*(B12), 1–20, doi:10.1029/2009JB006789.

Lavé, J., & Avouac, J. P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B3), 5735-5770.

Lavé, J., Yule, D., Sapkota, S., Basant, K., Madden, C., Attal, M., & Pandey, R., (2005). Evidence for a great medieval earthquake (~1100 A.D.) in the central Himalayas, Nepal. *Science,* 307(5713), 1302–1305, doi:10.1126/science.1104804.

Le Fort, P., (1975), Himalaya: the collided range. Present knowledge of the continental arc, Am. J. Sci., 275, 1-44.

Leonard, M. (2010). Earthquake fault scaling: self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5A), 1971-1988.

Le Roux-Mallouf, R., V. Godard, R. Cattin, M. Ferry, J. Gyeltshen, J.-F. Ritz, D. Drupka, V. Guillou, M. Arnold, G. Aumaître, D. L. Bourlès, and K. Keddadouche (2015), Evidence for a wide and gently dipping Main Himalayan Thrust in western Bhutan. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 3257–3265. doi:10.1002/2015GL063767.

Lienkaemper, J. J., & Bronk Ramsey, C. (2009). OxCal: Versatile Tool for Developing Paleoearthquake Chronologies - A Primer. *Seismological Research Letters, 80*(3), 431-434, doi:10.1785/gssrl.80.3.431.

Long, S., McQuarrie, N., Tobgay, T., Grujic, D. and Hollister, L. (2011) Geologic Map of Bhutan, Journal of Maps, *7*(1), 184-192, doi:. 10.4113/jom.2011.1159.

Long, S., McQuarrie, N., Tobgay, T., & Grujic, D. (2011b). Geometry and crustal shortening of the Himalayan fold-thrust belt, eastern and central Bhutan. Geological Society of America Bulletin, B30203-1.

Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S., & Cotton, F. (2007). Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. Earth and Planetary Science Letters, 253(3), 429-438.

McQuarrie, N., Robinson, D., Long, S., Tobgay, T., Grujic, D., Gehrels, G., Ducea, M., (2008), Preliminary stratigraphic and structural architecture of Bhutan: Implications for the along strike architecture of the Himalayan system: *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1), 105-117, doi: 10.1016/j.epsl.2008.04.030.

Mugnier, J.-L., Gajurel, A., Huyghe, P., Jayangandaperumal, R., Jouanne, F., Upreti, B., (2013), Structural interpretation of the great earthquakes of the last millennium in the central Himalaya, *Earth Science Reviews*, *127*, 30-47, doi: 10.1016/j.earscirev.2013.09.003.

Nábelek, J., G. Hetényi, J. Vergne, S. Sapkota, B. Kafle, M. Jiang, H. Su, J. Chen, B.-S. Huang, and H.-C. Team (2009), Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment, Science, 325(5946), 1371–1374, doi:10.1126/science.1167719.

Nakata, T., Kumura, K., & Rockwell, T. (1998). First successful paleoseismic trench study on active faults in the Himalaya. *Eos Trans. AGU*, *79*, 45.

Nelson, K. D., Zhao, W., Brown, L. D., Kuo, J., Che, J., Liu, X., Klemperer, S.L., Makovsky, Y., Meissner, R., Mechie, J., Kind, R., Wenzel, F., Ni, J., Nabelek, J., Chen Leshou, Handong Tan, Wembo Wei, Jones, A.G., Booker, J., Unsworth, M., Kidd, W.S.F., Hauck,

M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Changde Wu, Sandvol, E., Edwards, M. (1996). Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. Science, 274(5293), 1684-1688.

Pant, M. R., (2002), A step toward a historical seismicity of Nepal. Adarsa 2, 29–60.

Rajendran, C. P., and K. Rajendran (2005), The status of central seismic gap: a perspective based on the spatial and temporal aspects of the large Himalayan earthquakes, *Tectonophysics*, *395*(1), 19–39, doi:10.1016/j.tecto.2004.09.009.

Rajendran, C. P., B. John, and K. Rajendran (2015), Medieval pulse of great earthquakes in the central Himalaya: Viewing past activities on the frontal thrust, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120(3), 1623–1641 doi:10.1002/2014JB011015.

Reimer, P. J., et al., (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.

Sapkota, S. N., Bollinger, L., Klinger, Y., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., & Tiwari, D., (2013). Primary surface ruptures of the great Himalayan earthquakes in 1934 and 1255. Nature Geoscience, 6(2), 71-76, doi:10.1038/ngeo1669.

Shaw, B. E., & Scholz, C. H. (2001). Slip-length scaling in large earthquakes: Observations and theory and implications for earthquake physics. *Geophysical Research Letters, 28(15), 2995-2998.*

Srivastava, H. N., B. K. Bansal, and Mithila Verma (2013), Largest earthquake in Himalaya: An appraisal, Journal of the Geological Society of India, 82.1, 15-22.

Stevens, V.L. and Avouac, J.P. (2015), Interseismic coupling on the main Himalayan thrust, Geophys. Res. Lett., 42, 5828–5837, doi:10.1002/2015GL064845.

Stevens, V. L., and J.-P. Avouac (2016), Millenary Mw > 9.0 earthquakes required by geodetic strain in the Himalaya, Geophys. Res. Lett., 43, 1118 – 1123, doi:10.1002/2015GL067336.

Szeliga, W., Hough, S., Martin, S., & Bilham, R., (2010). Intensity, magnitude, location and attenuation in India for felt earthquakes since 1762, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 100(2), 570–584, doi:10.1785/0120080329.

Triep, E.G., and Sykes, L.R. (1997), Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions: Implications for changes in stress, earthquake prediction, and hazards assessments, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *102*(B5), 9923-9948. doi:10.1029/96JB03900.

Upreti, B. N., Nakata, T., Kumahara, Y., Yagi, H., Okumura, K., Rockwell, T. K., Virdi, N.S., & Maemoku, H. (2000). The latest active faulting in southeast Nepal. *Active Fault Research for the New Millennium*, 533-536.

Vernant, P., Bilham, R., Szeliga, W., Drupka, D., Kalita, S., Bhattacharyya, A. K., Gaur, V.K., Pelgay, P., Cattin, R. & Berthet, T. (2014). Clockwise rotation of the Brahmaputra Valley relative to India: Tectonic convergence in the eastern Himalaya, Naga Hills, and Shillong Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*(8), 6558-6571.

Wang, K., and Y. Fialko (2015), Slip model of the 2015 Mw 7.8 Gorkha (Nepal) earthquake from inversions of ALOS-2 and GPS data, Geophys. Res. Lett., 42, 7452–7458, doi:10.1002/2015GL065201.

Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America, 84(4), 974-1002*.

Yule, D., J. Lave, S. N. Sapkota, D. Tiwari, B. Kafle, M. R. Pandey, S. Dawson, C. Madden, and M. Attal (2006), Large surface rupture of the Main Frontal Thrust in east-central and western Nepal—Evidence for an unprecedented type of Himalayan earthquake, Proceedings on the International Workshop on Seismology, seismotectonics and seismic hazard in the Himalayan region, Kathmandu, 28–29 November, 2006, 13–14.534.

Zhao, W., Nelson, K. D., Che, J., Quo, J., Lu, D., Wu, C., & Liu, X. (1993). Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. Nature, 366(6455), 557-559.

Table 1: Great earthquakes occurring between central Nepal and Arunachal Pradesh over the last millennium.

Event	Location	Estimated magnitude	Reference
2015 Gorkha[*]	28.23°N - 84.731°E	Mw 7.8	Avouac et al., 2015; Grandin et al., 2015; Wang & Fialko, 2015.
1950 Assam[*†§]	28.38°N - 96.68°E	Mw 8.6	Ben-Menahem et al., 1974; Chen & Molnar, 1977; Triep & Sykes, 1997; Kumar et al., 2010.
1934 Bihar[†§]	26.86°N - 86.59°E	Mw ~8.0	Chen & Molnar, 1977; Ambraseys & Douglas, 2004; Sapkota et al., 2013.
1833-1866 Kathmandu[†]	27.7°N - 85.7°E	Mw ~7.5	Bilham, 1995; Rajendran & Rajendran, 2005; Szeliga et al., 2010.
1713 Bhutan[†]	East Bhutan – Arunachal Pradesh	?	Jackson, 2002 ; Ambraseys & Jackson, 2003; Berthet et al., 2014.
1255 Kathmandu[†§]	East Nepal	?	Pant et al., 2002; Mugnier et al., 2011; Sapkota et al., 2013; Bollinger et al., 2014
1100 Medieval earthquake(s) [§]	Central Nepal – East Nepal – Sikkim - Assam	Unique event or sequence of ruptures ?	Nakata et al., 1998; Upreti et al., 2000; Lavé et al., 2005; Kumar et al., 2010.

[*]Instrumentally recorded, [†]Historically recorded, [§]Paleoseismology study

Table 2 : ^{14}C dating from the two Bhutanese sites (Sarpang Chu and Momo creek).

Unit*	Sample name†	Lab. no. B§	Measured Radiocarbon Age#	Calibrated Ages (calendric, 2σ) **
		Sarpang Chu		
C	SC-02	Poz-64699	940 ± 30 BP	Cal AD 1030 - 1160
C	SC-03	Poz-64700	1105 ± 30 BP	Cal AD 890 - 1010
C	SC-07	Poz-64701	1000 ± 80 BP	Cal AD 890 - 1120
B	SC-10	Poz-64702	105 ± 30 BP	Cal AD 1680 - 1930
B	SC-12	Poz-64703	85 ± 30 BP	Cal AD 1690 - 1930
B	SC-13	Poz-64704	50 ± 30 BP	Cal AD 1690 - 1960
B	SC-14	Poz-64706	100 ± 30 BP	Cal AD 1680 - 1930
C	SC-15	Poz-64707	870 ± 30 BP	Cal AD 1050 - 1250
C	SC-16	Poz-64708	870 ± 40 BP	Cal AD 1040 - 1250
B	P4-C06	From Berthet et al., (2014)		Cal AD 1490 - 1650
B	P4-C07	From Berthet et al., (2014)		Cal AD 1420 - 1620
		Momo Creek		
E	MO-01	Poz-64709	880 ± 30 BP	Cal AD 1040 - 1220
E	MO-02	Poz-64710	880 ± 30 BP	Cal AD 1040 - 1220
C	MO-04	Poz-64711	225 ± 30 BP	Cal AD 1530 - 1800
C	MO-05	Poz-64712	320 ± 35 BP	Cal AD 1480 - 1650
E	MO-06	Poz-64713	1165 ± 30 BP	Cal AD 770 - 970
E	MO-07	Poz-64755	880 ± 30 BP	Cal AD 1040 - 1220
E	MO-10	Poz-64756	1430 ± 80 BP	Cal AD 430 - 770
E	MO-11	Poz-64757	3050 ± 30 BP	Cal BC 1400 - 1220
B	MO-13	Poz-64758	145 ± 30 BP	Cal AD 1680 - 1950
C	MO-16	Poz-64759	360 ± 40 BP	Cal AD 1450 - 1640

*See trench logs for stratigraphic unit designations
†The two sites are indicated by SC for Sarpang Chu and MO for Momo Creek
§Laboratory sample codes. All samples have been dated by the Poznan Radiocarbon Laboratory.
#Radiocarbon years B.P relative to 1950 A.D. (with 1σ counting error).
**Calendric dates were calibrated using OxCal and the atmospheric calibration curve IntCal13. Calendric ages have been rounded to the nearest ½ decade assuming the 5 years accuracy of the IntCal13 curve.

Figures captions

Figure 1

Location of the study area and regional context. (A) Inset shows the location of Bhutan along the Himalayan arc. Instrumental earthquakes of the Himalayan Arc are shown by open circles show the instrumental seismicity (Mw >3) between 1950 and 2015. Red stars are epicenters of great and large earthquakes from instrumental data, surface damage, and paleoseismological investigations, queried where epicenter location is uncertain. Yellow rectangles are previous paleoseismological studies (a) MarhaKhola [Lavé et al., 2005]; (b) Sir Khola [Sapkota et al., 2013]; (c) Hokse [Nakata et al., 1998, Upreti et al., 2000]; (d) Chalsa [Kumar et al., 2010]; (e) Nameri [Kumar et al., 2010]; (f) Harmutty [Kumar et al., 2010]. The blue rectangle is the location of this study. YCS = Yadong Cross Structure. (B) North-south simplified geological cross section across western Bhutan (modified after Grujic et al., [2011]). See Figure 1A for location, line B. Abbreviations are as follows: TSS, Tethyan Sedimentary Sequence; HH, Higher Himalayan; LH, Lesser Himalayan; Sw, Siwaliks sediments; GP, Ganga Plain; I-STD, Inner South Tibetan Detachment; KT, Kakhtang Thrust; MCT, Main Central Thrust; MBT, Main Boundary Thrust; TFT, Topographic Frontal Thrust; MFT, Main Frontal Thrust.

Figure 2

Geomorphological map of the Sarpang area. A: Shaded map showing the position of the MFT and the TFT in the Sarpang area (DEM from SRTM 90 m). Black rectangle shows the position of the geomorphological study. B: Geomorphological map of the Topographic Frontal Thrust, near the village of Sarpang, superimposed on 2-m-resolution Pleiades Digital Elevation Model. Alluvial terraces are labeled from T0 (active channel) to T6 (oldest). Blue rectangles indicate the locations of the two trench sites (not to scale). Spacing of elevation contours is 20 m. Black points indicate elevation values based on Pleiades DEM.

Figure 3

Sarpang Chu paleoseismic site. (A) Block diagram showing geomorphic context of the Sarpang Chu site. Black polygon shows the area that we logged in detail. (B) Orthorectified photomosaic of the left-bank of the Sarpang Chu. Triangles indicate the locations and 2σ-calibrated calendar ages of 11 detrital charcoal samples (including P4-C06 and P4-C07 from Berthet et al. [2014]). (C) Detailed log over a 2-m grid. Solid and dashed red lines are main faults (respectively certain and suspected). Thick black lines labeled "EH 1" and "EH 2" are the event horizons. (D) Enlarged ortho-photography of the deformation zone showing sheared sediments within the fault zone.

Figure 4

Momo Creek paleoseismic site. (A) Block diagram showing geomorphic context of the Momo Creek site. Black polygon shows the area that we logged in detail. (B) Orthorectified photomosaic of the eastern wall of the trench. Triangles indicate the locations and 2σ calibrated calendar ages of 10 detrital charcoals samples. (C) Detailed log of the eastern wall over a 1-m grid. Solid and dashed red lines are main faults. Heavy black lines labeled "EH 1" and "EH 2" are the event horizons. (D) Enlarged ortho-photography showing i) the deformation of units E, E', D and C across F3 and ii) the shear texture within the Unit D.

Figure 5

OxCal chrono-stratigraphic model for surface-rupturing events 1 and 2 inferred from the two paleoseismic sites. The model is built from (1) the stratigraphic information on associated faulted and unfaulted layers and (2) 20 detrital charcoal samples (including P4-C06 and P4-C07 from Berthet et al. [2014]). The different colors indicate charcoals within the same phase: orange dates pre-date the event 2; brown post-date the event 2 and pre-date the event 1; blue post-date the event 1.

Figure 6

Distribution of co-seismic uplift for medieval surface ruptures from Nakata et al. [1998], Upreti et al. [2000], Lavé et al. [2005], Kumar et al. [2010] and Sapkota et al. [2013] along the Himalayan arc. Co-seismic uplift estimated from paleoseimic studies and scarp heights. Upreti et al.'s uplift (heavy dashed line) is calculated using (1) a minimum of 4 m of co-seismic slip and (2) an average of dip angle derived from the other trenches used in this study. Black and grey dashed lines connecting to the points correspond to the co-seismic slip value and associated uncertainties envelopes.

Figure 7

OxCal chrono-stratigraphic model for a single surface-rupturing event along the Himalayan arc yields a 2-σ of occurrence between AD 1090 and AD 1145. Grey and pink distributions correspond to the probability of ages for each sample. Black and red distributions correspond to modeled ages that take into account the stratigraphic constraints. The calibrated ages and the stratigraphical model are built from (1) radiocarbon age data from Nakata et al. [1998], Upreti et al. [2000], Lavé et al. [2005], Kumar et al. [2010] and Sapkota et al. [2013] and (2) abutting relationships regarding faulted (older than the medieval event) and unfaulted (younger than the medieval event) layers.

Figure 8

Summary of paleoseismic investigations. (A) Map showing estimated locations of great earthquakes (red stars) and paleoseismological investigations along the MFT/TFT in the Nepal-Sikkim-Bhutan area. Yellow rectangles are the locations of previous paleoseismological studies [Lavé et al., 2005; Sapkota et al., 2013; Nakata et al., 1998; Upreti et al., 2000; Kumar et al., 2010]. Blue rectangle indicates location of sites studied here (Sarpang Chu and Momo Creek). YCS = Yadong Cross Structure. (B) Space-time diagram showing modeled constraints on the timing of occurrence of surface-rupturing earthquakes for a sequence of medieval great earthquakes. Vertical axis is time in calendar years A.D.,

horizontal axis is kilometers from our study area. Red and green approximate constraints in term of length and timing from paleoseismological and instrumental studies, respectively. Faulted and unfaulted segments come from paleoseismic data developed by a range of different authors. (C) Space-time diagram showing radiocarbon-modeled constraints on timing of occurrence for the scenario of a single regional event between AD 1090 and AD 1145 with a 95.4 % probability.

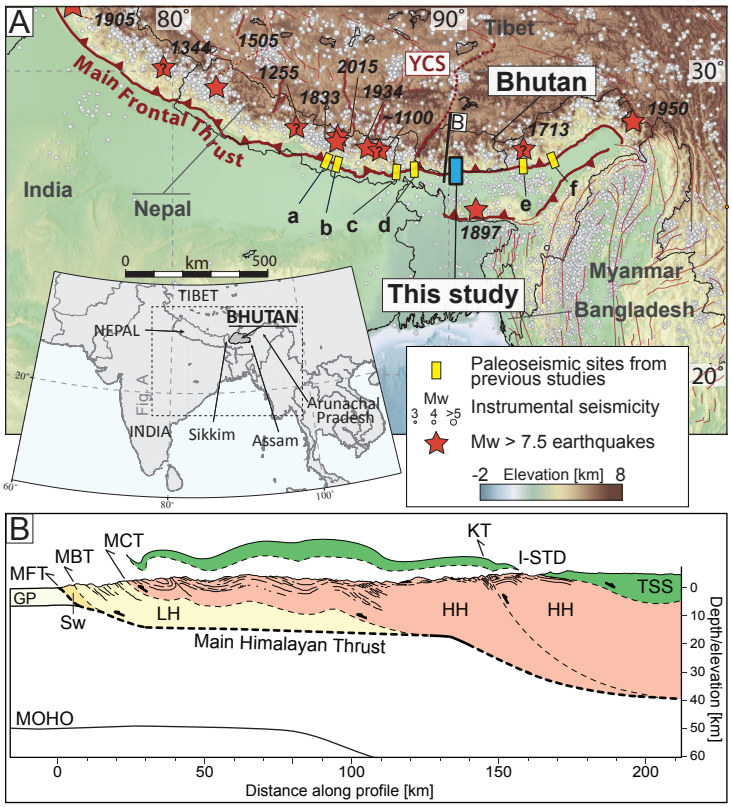


Figure 1

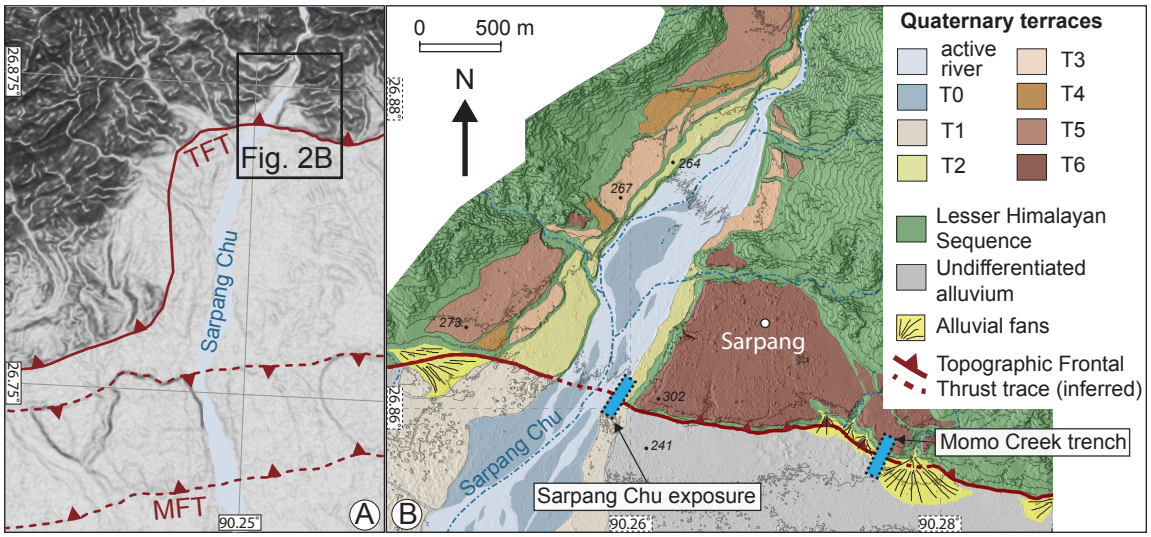


Figure 2

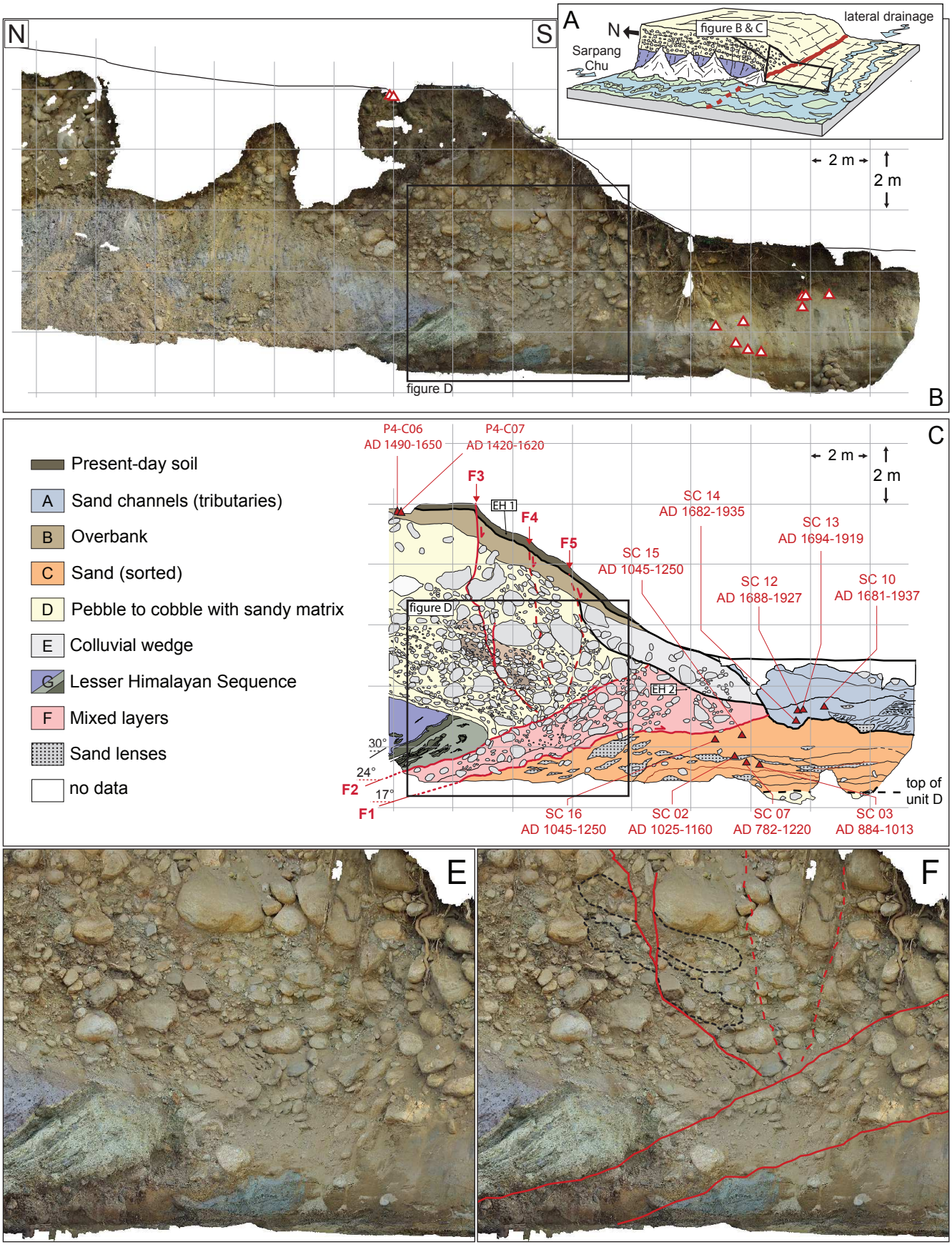

A
N
figure B & C
lateral drainage
Sarpang
Chu
N
S
2 m
2 m
figure D
B
C
Present-day soil
A Sand channels (tributaries)
B Overbank
C Sand (sorted)
D Pebble to cobble with sandy matrix
E Colluvial wedge
G Lesser Himalayan Sequence
F Mixed layers
Sand lenses
no data
P4-C06
AD 1490-1650
P4-C07
AD 1420-1620
F3
EH 1
F4
F5
SC 14
AD 1682-1935
SC 13
AD 1694-1919
SC 15
AD 1045-1250
SC 12
AD 1688-1927
SC 10
AD 1681-1937
figure D
EH 2
30°
24°
17°
F2
F1
top of
unit D
SC 16
AD 1045-1250
SC 02
AD 1025-1160
SC 07
AD 782-1220
SC 03
AD 884-1013
E
F

Figure 3

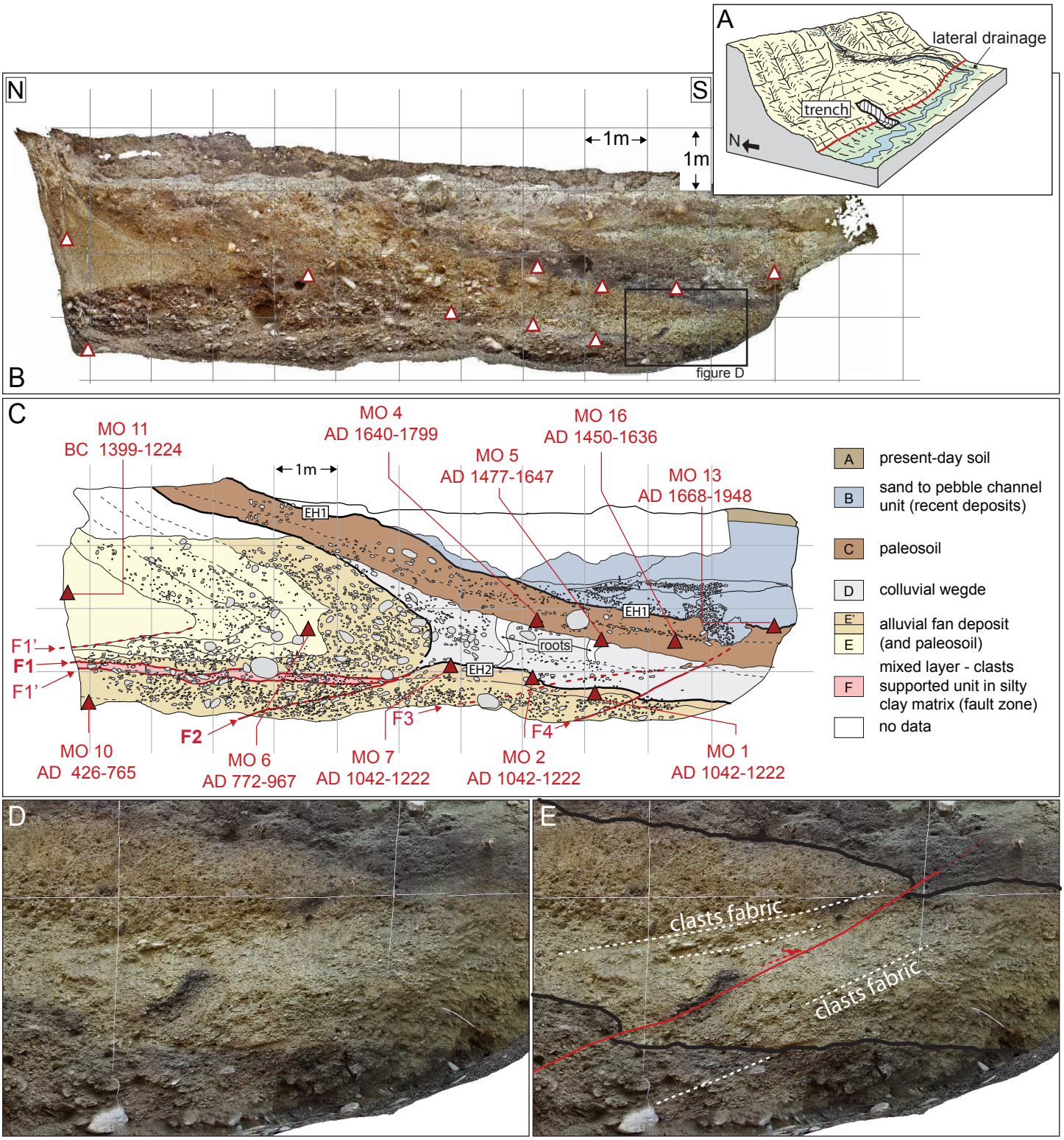

A
lateral drainage
trench
N
N
S
1m
1m
figure D
B
C
MO 11
BC 1399-1224
MO 4
AD 1640-1799
MO 16
AD 1450-1636
MO 5
AD 1477-1647
MO 13
AD 1668-1948
1m
EH1
EH1
roots
EH2
F1'
F1
F1'
F2
F3
F4
MO 10
AD 426-765
MO 6
AD 772-967
MO 7
AD 1042-1222
MO 2
AD 1042-1222
MO 1
AD 1042-1222
A present-day soil
B sand to pebble channel unit (recent deposits)
C paleosoil
D colluvial wegde
E' alluvial fan deposit
E (and paleosoil)
F mixed layer - clasts supported unit in silty clay matrix (fault zone)
no data
D
E
clasts fabric
clasts fabric

Figure 4

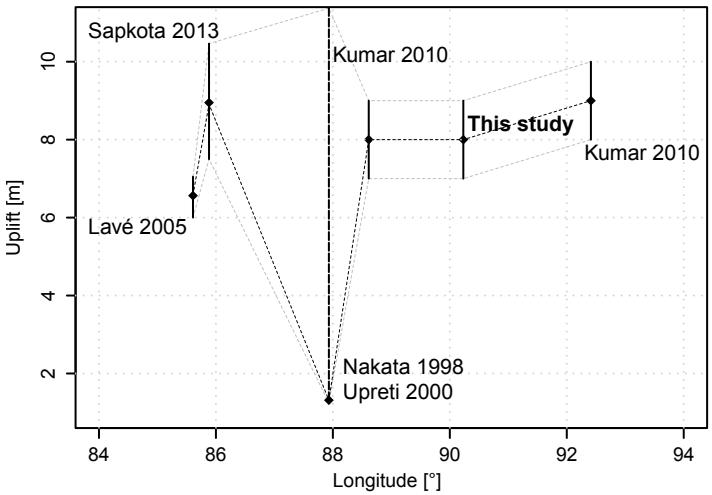

Sapkota 2013
Kumar 2010
This study
Kumar 2010
Lavé 2005
Nakata 1998
Upreti 2000
Uplift [m]
2
4
6
8
10
84
86
88
90
92
94
Longitude [°]

Figure 5

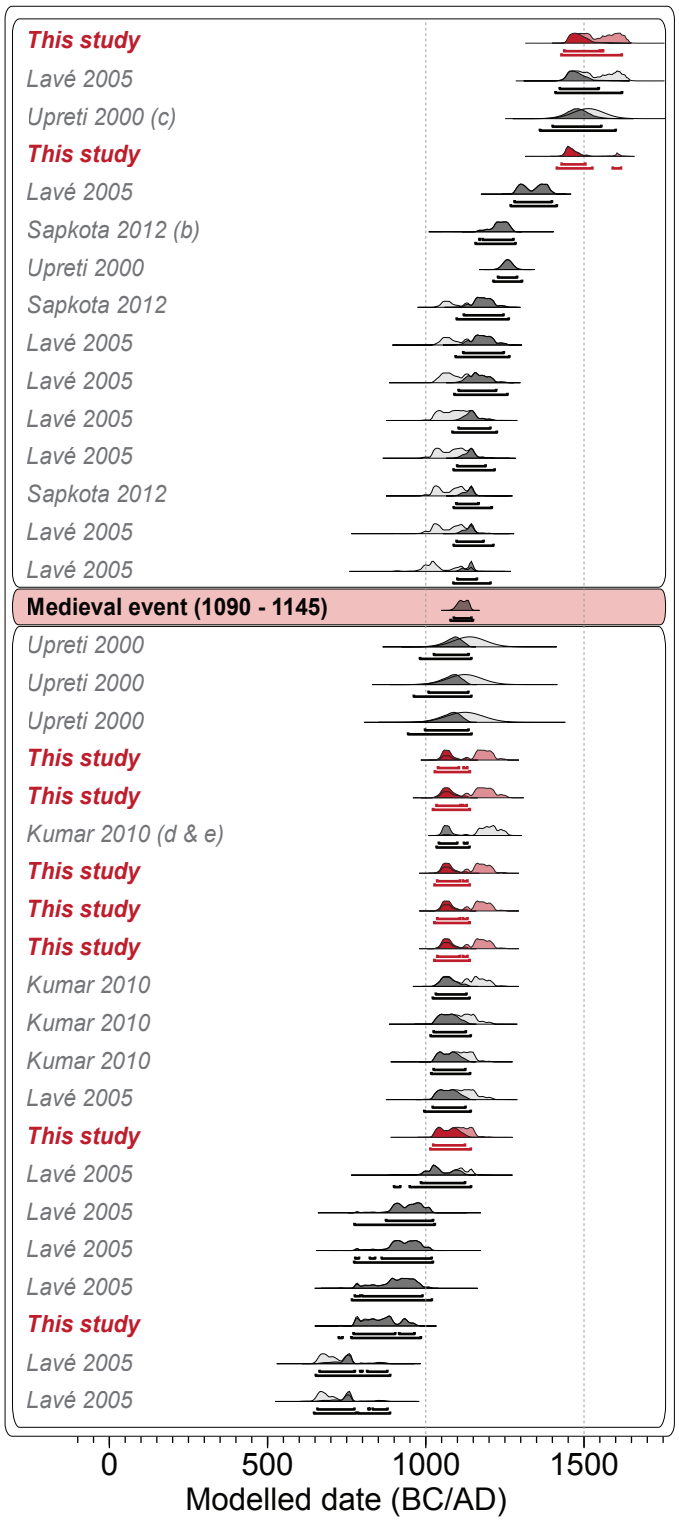

This study
Lavé 2005
Upreti 2000 (c)
This study
Lavé 2005
Sapkota 2012 (b)
Upreti 2000
Sapkota 2012
Lavé 2005
Lavé 2005
Lavé 2005
Lavé 2005
Sapkota 2012
Lavé 2005
Lavé 2005
Medieval event (1090 - 1145)
Upreti 2000
Upreti 2000
Upreti 2000
This study
This study
Kumar 2010 (d & e)
This study
This study
This study
Kumar 2010
Kumar 2010
Kumar 2010
Lavé 2005
This study
Lavé 2005
Lavé 2005
Lavé 2005
Lavé 2005
This study
Lavé 2005
Lavé 2005
0
500
1000
1500
Modelled date (BC/AD)

Figure 6

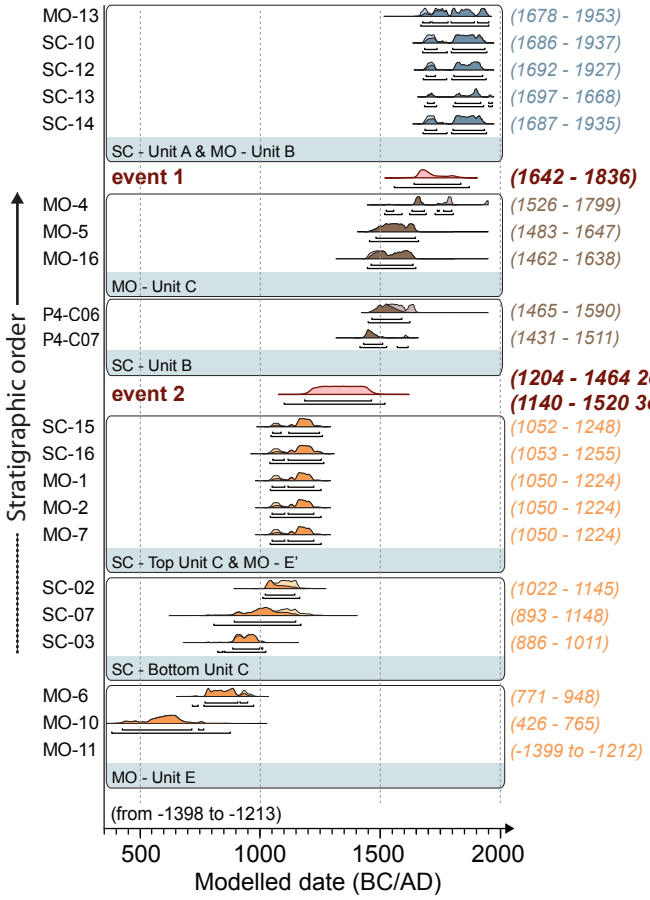

MO-13
SC-10
SC-12
SC-13
SC-14
SC - Unit A & MO - Unit B
event 1
MO-4
MO-5
MO-16
MO - Unit C
P4-C06
P4-C07
SC - Unit B
event 2
SC-15
SC-16
MO-1
MO-2
MO-7
SC - Top Unit C & MO - E'
SC-02
SC-07
SC-03
SC - Bottom Unit C
MO-6
MO-10
MO-11
MO - Unit E
(from -1398 to -1213)
(1678 - 1953)
(1686 - 1937)
(1692 - 1927)
(1697 - 1668)
(1687 - 1935)
(1642 - 1836)
(1526 - 1799)
(1483 - 1647)
(1462 - 1638)
(1465 - 1590)
(1431 - 1511)
(1204 - 1464 2σ)
(1140 - 1520 3σ)
(1052 - 1248)
(1053 - 1255)
(1050 - 1224)
(1050 - 1224)
(1050 - 1224)
(1022 - 1145)
(893 - 1148)
(886 - 1011)
(771 - 948)
(426 - 765)
(-1399 to -1212)
Stratigraphic order
500
1000
1500
2000
Modelled date (BC/AD)

Figure 7

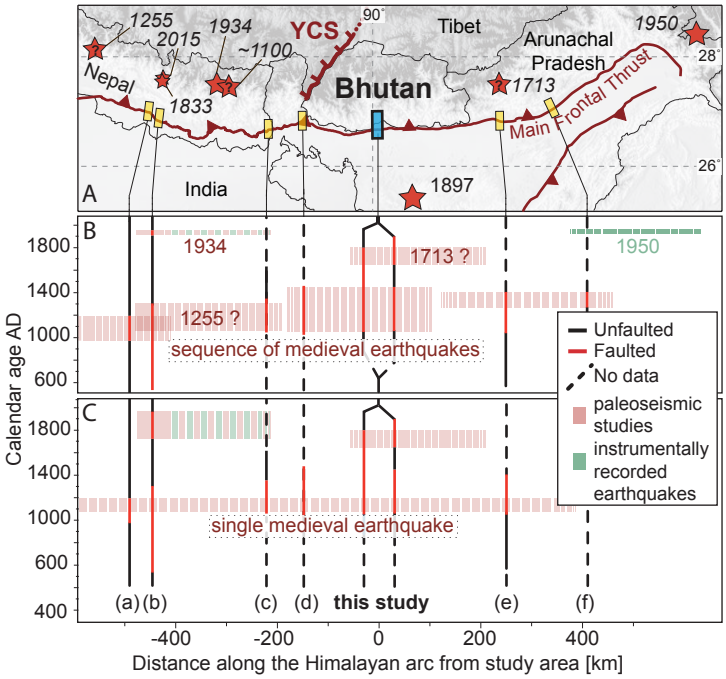

1255
2015
1934
~1100
YCS
90
Tibet
Arunachal
Pradesh
1950
28
Nepal
1833
Bhutan
1713
Main Frontal Thrust
26
A
India
1897
B
1934
1713 ?
1950
1255 ?
sequence of medieval earthquakes
Unfaulted
Faulted
No data
paleoseismic studies
instrumentally recorded earthquakes
C
single medieval earthquake
Calendar age AD
1800
1400
1000
600
400
(a) (b)
(c)
(d)
this study
(e)
(f)
-400
-200
0
200
400
Distance along the Himalayan arc from study area [km]

Figure 8

[Journal of Geophysical Research]

Supporting Information for

[First paleoseismic evidence for great surface-rupturing earthquakes in the Bhutan Himalayas]

[Le Roux-Mallouf Romain[1], Ferry Matthieu[1], Ritz Jean-François[1], Berthet Théo[2], Cattin Rodolphe[1], Drukpa Dowchu[3]]

[*[1] Géosciences Montpellier, CNRS, UMR5243, Université de Montpellier, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier, France*
[2] Department of Earth Sciences, Uppsala University, 75236 Uppsala, Sweden
[3] Seismology and Geophysics Division, Department of Geology and Mines, Post Box 173, 9 Thimphu, Bhutan]

Contents of this file

Text S1 to S3
Figures S1 to S7
Tables S1 to S9

Additional Supporting Information (Files uploaded separately)

none

Introduction

Here, we present a detailed explanation for (1) the radiocarbon datations, (2) the oxcal modelling and (3) the paleoseismological investigations. Tables give (1) the AMS radiocarbon date from detrital charcoals and (2) the oxcal model of timing constraints for the surface-rupturing seismic event for each revisited trenches along the Himalayan arc.

Text S1.

Dating of Morphotectonic features

In order to date the events affecting the Sarpang terrace, we used radiocarbon dating in two different sites. 19 charcoals for radiocarbon dating have been collected on Sarpang Chu and Momo Creek (see Table DR1).

Radiocarbon dating

19 charcoals were sending to the Poznan Radiocarbon Laboratory on Poland. All samples were processed with a standard AAA extraction, graphitized and run through an Accelerated Mass Spectrometer (AMS). For more details and quality checks, see laboratory website at http://radiocarbon.pl/. All samples were calibrated using OxCal4.2 (Bronk Ramsey, 2009) with the IntCal13 calibration curve (Reimer et al., 2013).

Stratigraphic relationships were used as a priori information to refine the chronological sequence. We performed a stratigraphic model for each site (Tables DR1 to DR8 and Figures DR1 to DR8).

Text S2.

OxCal models

To test our hypotheses, we revisit original trench studies from Nakata et al. (1998), Upreti et al. (2000), Lavé et al. (2005), Kumar et al. (2010) and Sapkota et al. (2013). We build OxCal stratigraphic models for each trench to update age calibration and event identification (Figures DR1 to DR9) and to propose probability density functions of occurrence.

In the following, the "boundary top" and "boundary base" mentioned in the figure and table correspond to a required input limits which define a group within the sequence. The range given for each boundaries does not present any utility in the interpretation of the datas

Analysis details

All this detailed analysis comments are extracted from the OxCal 4.2 Manual.

The agreement indices, tells us something about how well the prior model agrees with the observations (expressed in terms of the likelihoods). This is important because it is very easy to construct a model which is clearly at variance with the observational data. There are four forms of the agreement index calculated by the program:

- Individual agreement indices: A
    - useful for identifying which samples do not agree with the model
    - reported in column A of the output table
    - should usually be over 60%
- Combination agreement indices: A_{comb}
    - used to test if distributions can be combined

    - reported in column A_{comb} of the output table
    - acceptable threshold is $1/\sqrt{(2n)}$ and depends on the number of items n
- Model agreement index: A_{model}
    - used to see if the model as a whole is not likely given the data
    - reported as A_{model} in the header of the output table
    - should usually be over 60%
- Individual agreement index: $A_{overall}$
    - similar to A_{model}; it is a product of the individual agreement indices
    - reported as $A_{overall}$ in the header of the output table
    - should usually be over 60%
- Convergence integral: C
    - useful for seeing if a representative distribution has been found for a parameter
    - reported in column C of the output table
    - should usually be over 95%

Text S3.

References

Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon, 51*(1), 337-360.

Kumar, S., Wesnousky, S. G., Jayangondaperumal, R., Nakata, T., Kumahara, Y., & Singh, V., 2010. Paleoseismological evidence of surface faulting along the northeastern Himalayan front, india: Timing, size, and spatial extent of great earthquakes, *J. Geophys. Res.,* 115(B12), B12422.

Lavé, J., Yule, D., Sapkota, S., Basant, K., Madden, C., Attal, M., & Pandey, R., 2005. Evidence for a great medieval earthquake (1100 A.D.) in the central Himalayas, Nepal, *Science,* 307(5713), 1302–1305.

Nakata, T., Kumura, K., & Rockwell, T. (1998). First successful paleoseismic trench study on active faults in the Himalaya. *Eos Trans. AGU*, *79*, 45.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., ... & van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.

Sapkota, S. N., Bollinger, L., Klinger, Y., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., & Tiwari, D., 2013. Primary surface ruptures of the great Himalayan earthquakes in 1934 and 1255. Nature Geoscience, 6(1), 71-76.

Upreti, B. N., Nakata, T., Kumahara, Y., Yagi, H., Okumura, K., Rockwell, T. K., ... & Maemoku, H. (2000). The latest active faulting in southeast Nepal. *Active Fault Research for the New Millennium*, 533-536.

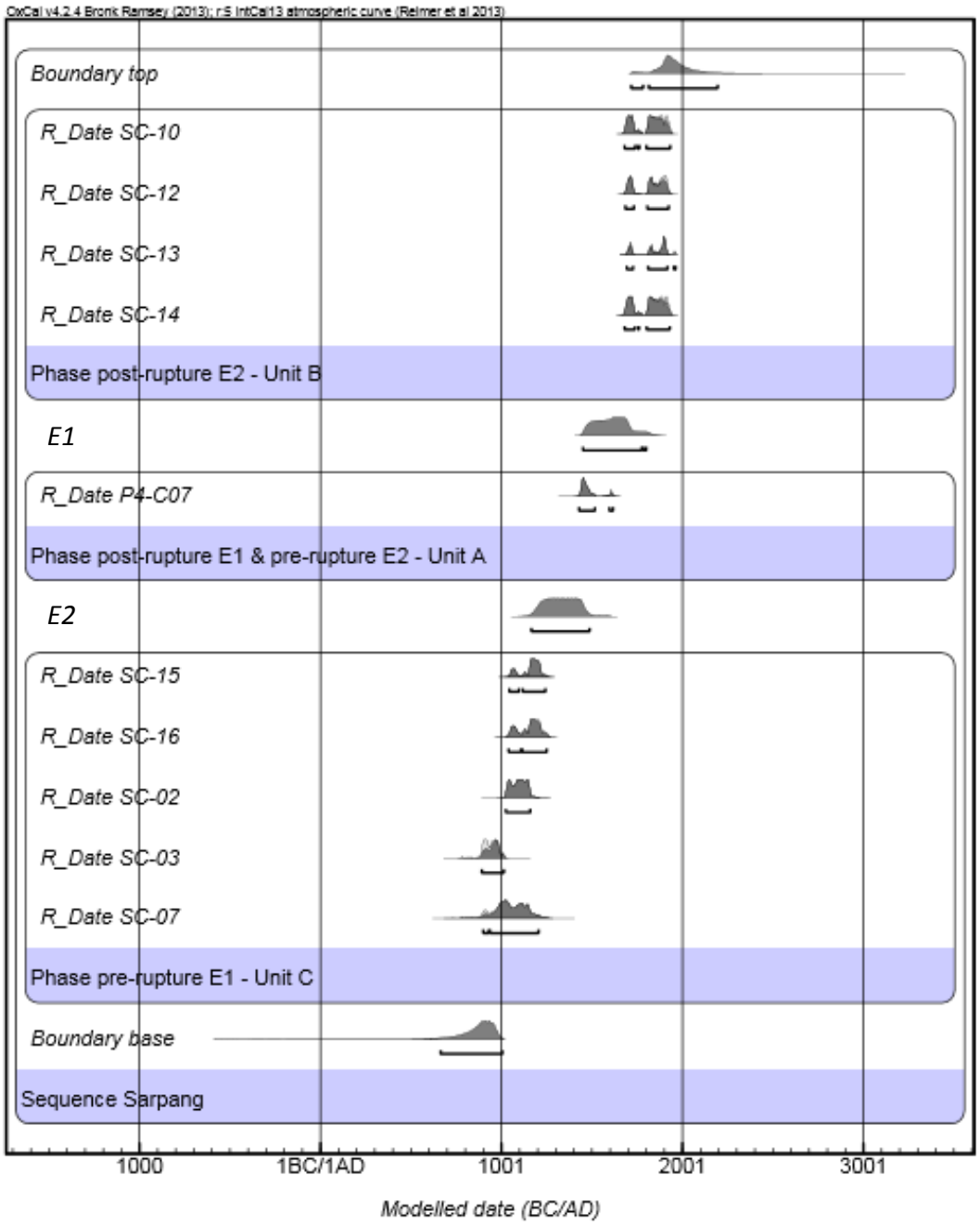


Figure S1. Sarpang Chu, OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

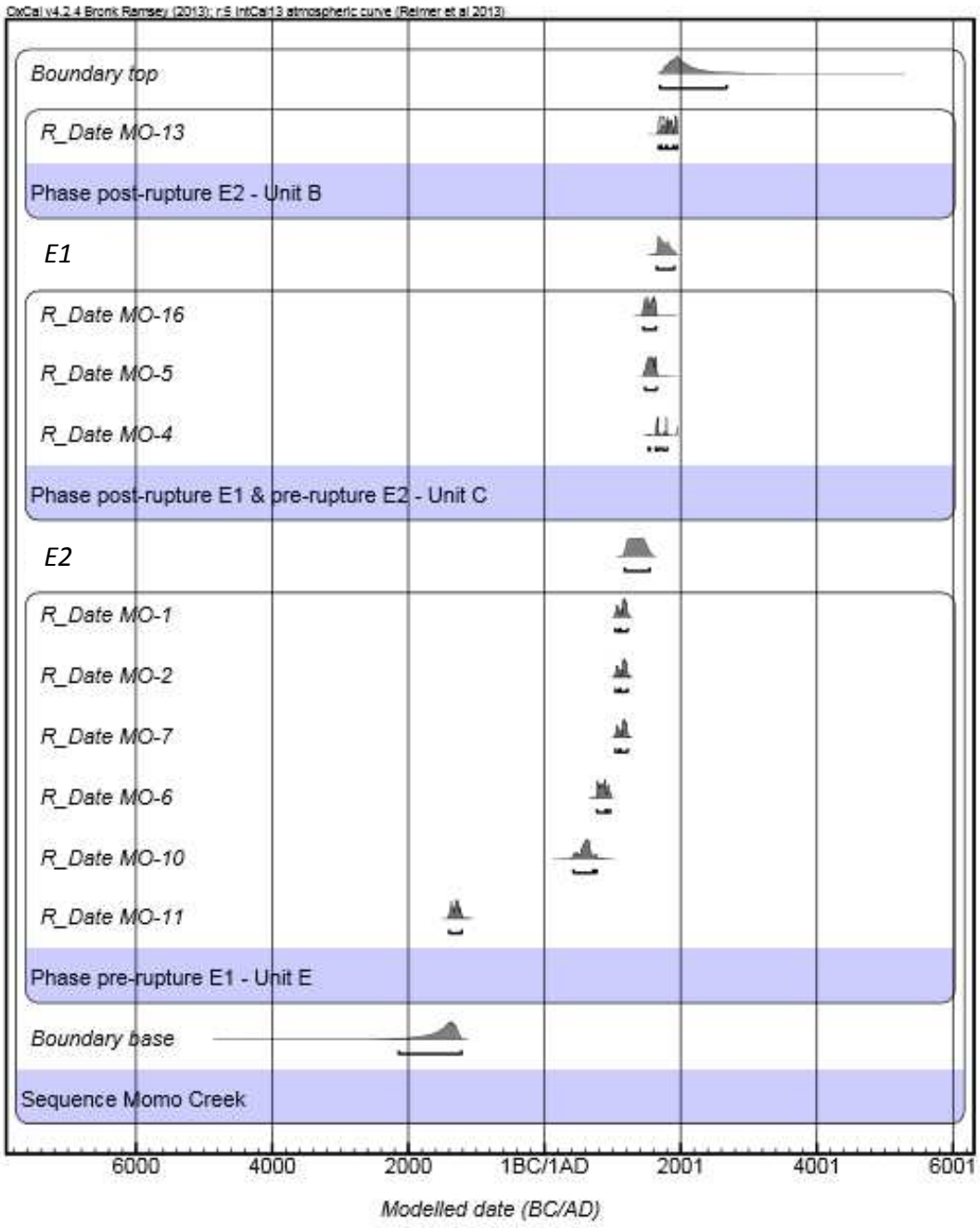


Figure S2. Momo Creek, OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

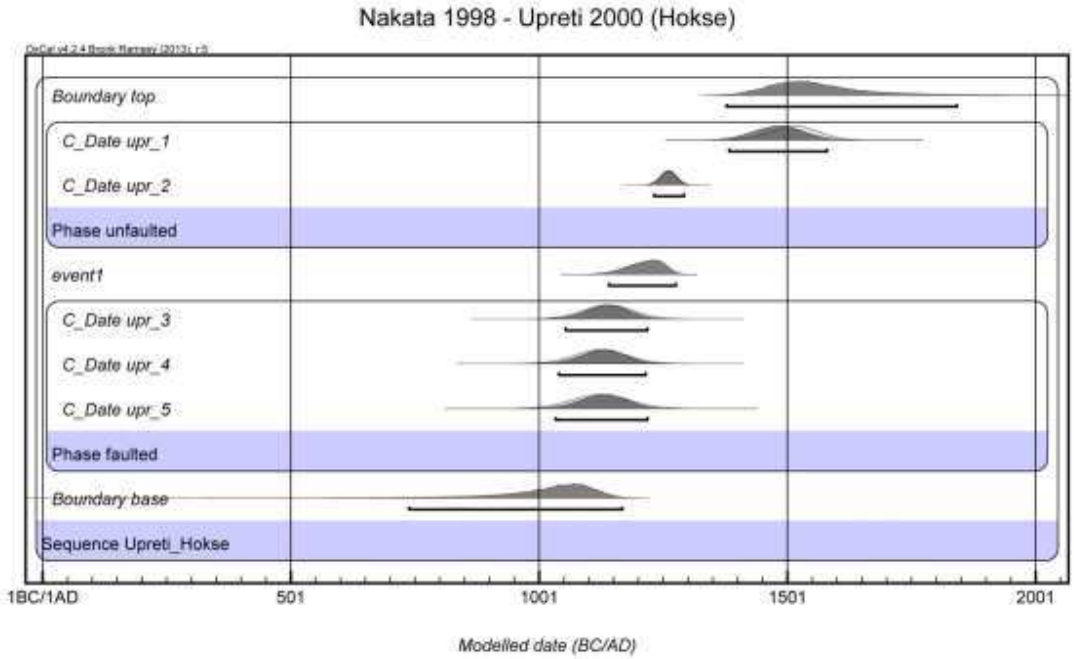


Figure S3. Nakata et al., 1998, Upreti et al., 2000, Hokse, OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

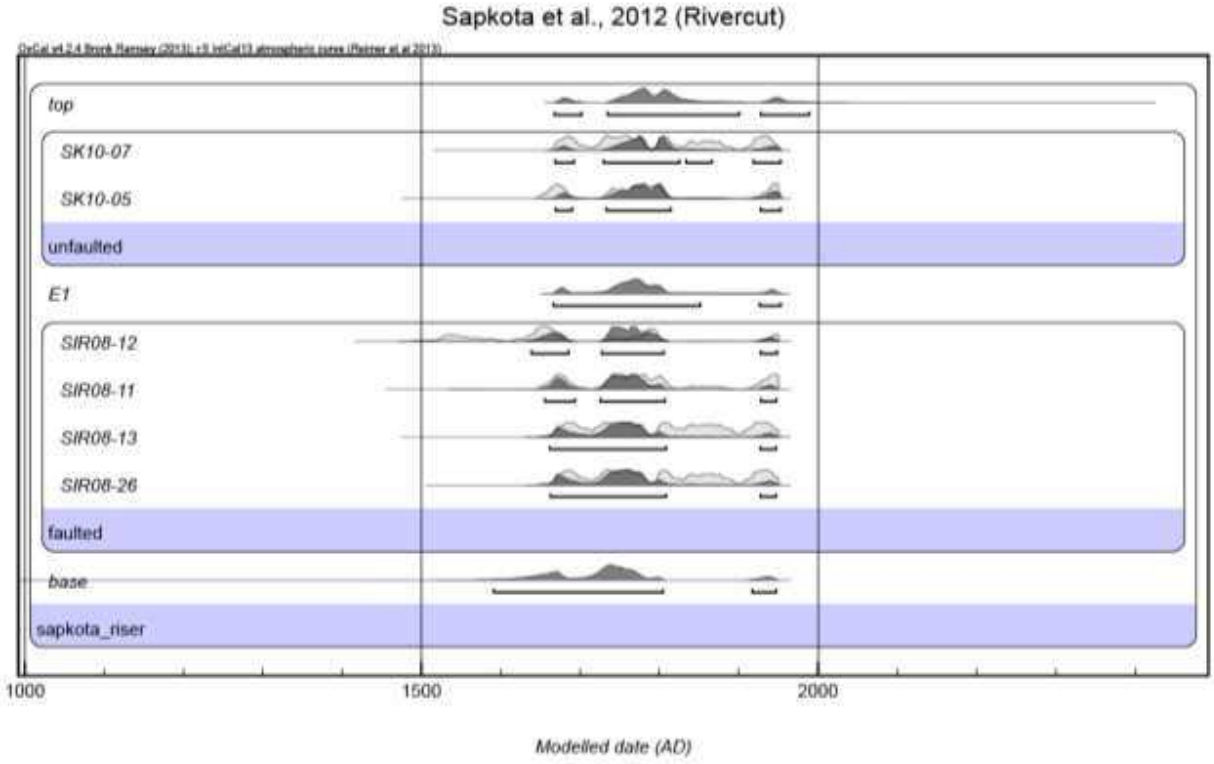


Figure S4. Sapkota et al., 2012 (Rivercut site), OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

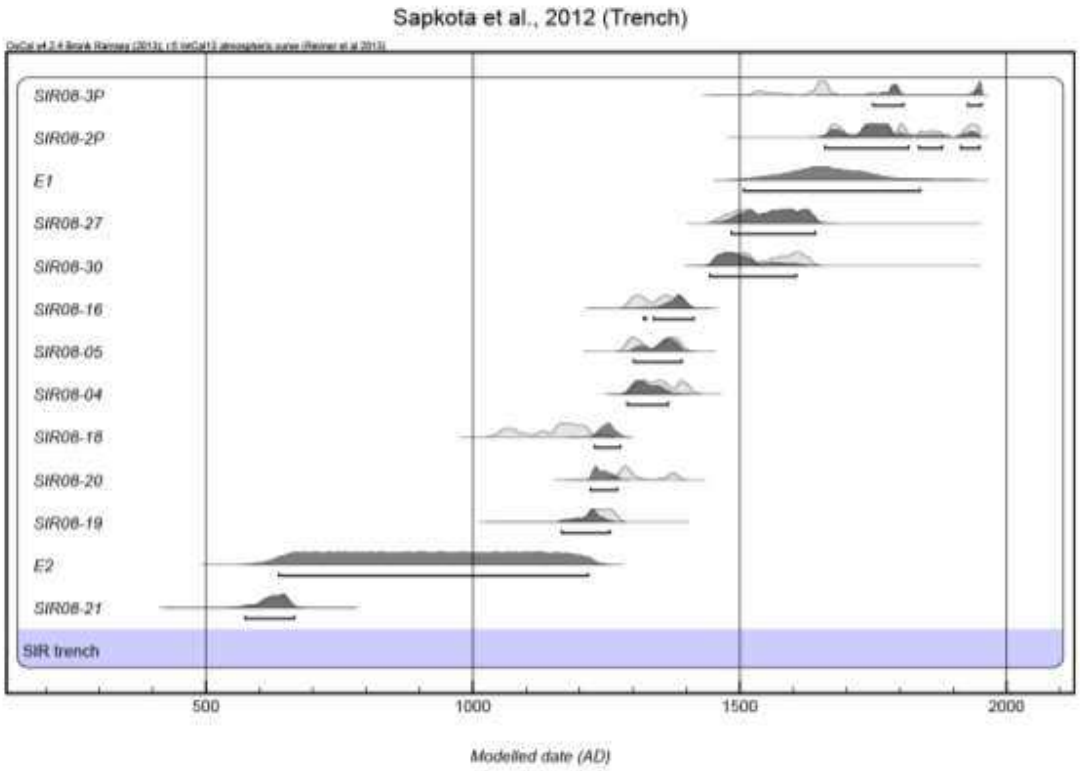


Figure S5. Sapkota et al., 2012 (Trench), OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

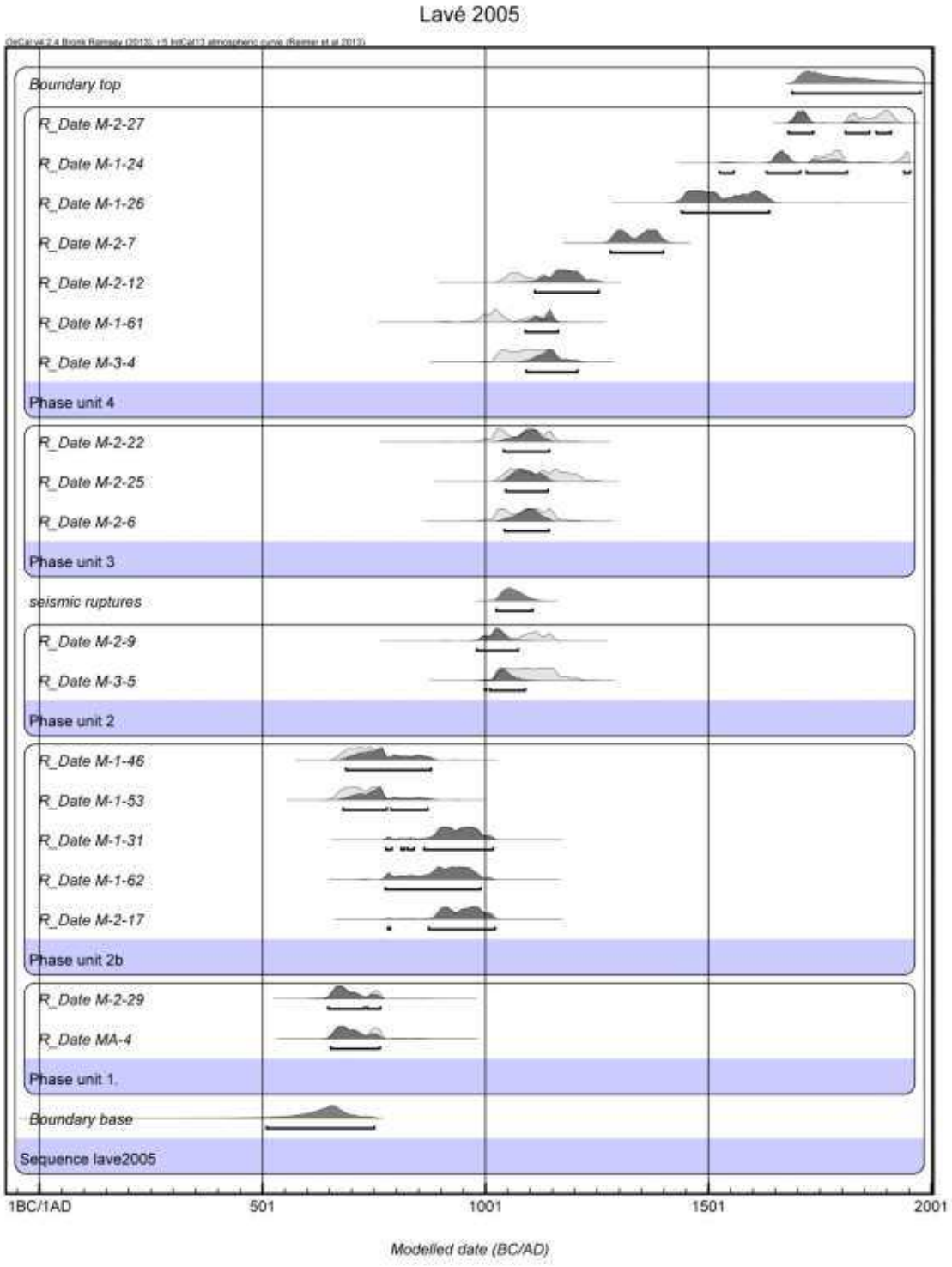
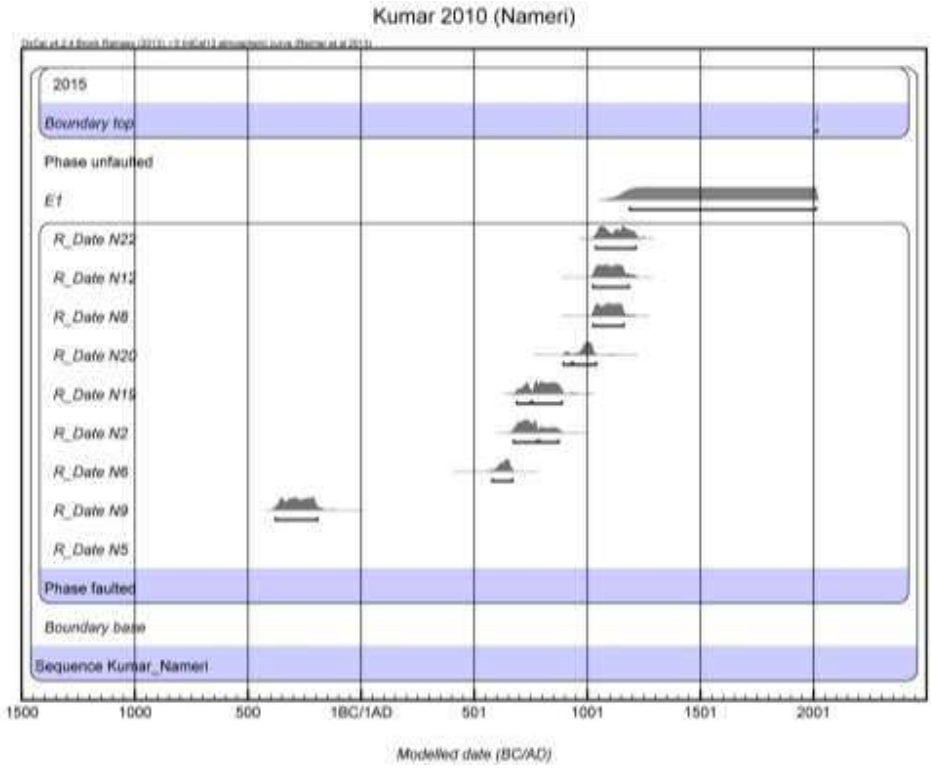


Figure S6. Lavé et al., (Trench 1, 2 & 3), OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.



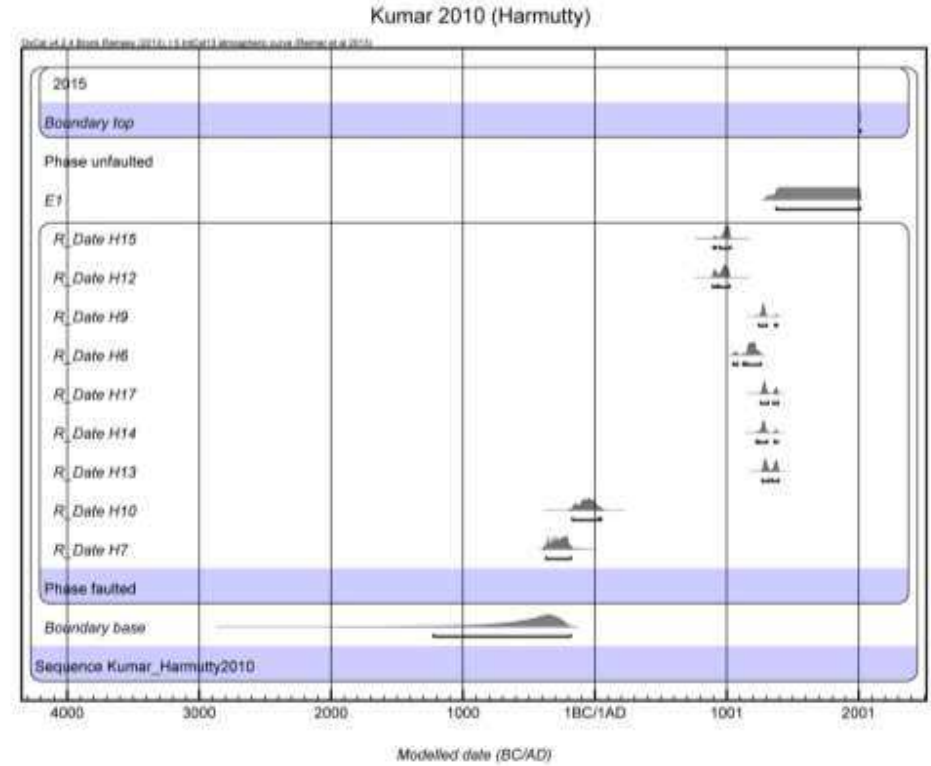


Figure S7. Kumar et al., 2010 (upper figure: Nameri, bottom figure: Harmutty), OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

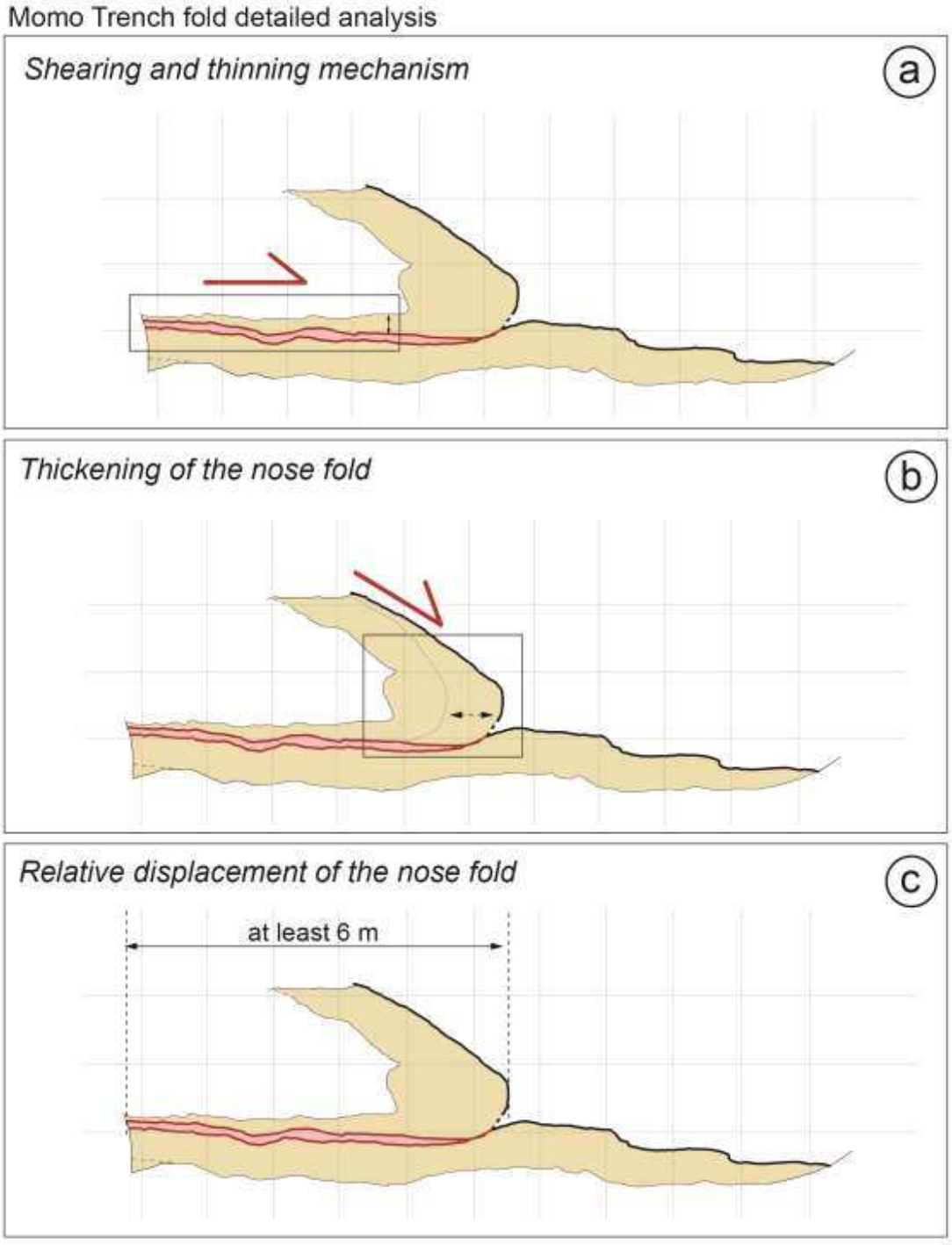


Figure S8. Co-seismic displacement associated with the event 2 in the Momo Creek Trench

Considering the geometry and lithology of unit E, we propose a minimum of 6 m of relative displacement of the fold nose (c) including folding marked by the thickening of the nose fold (b) and shearing and thinning mechanism of the base of the unit (a).

Name This study Sarpang Chu	Unmodelled (BC/AD)			Modelled (BC/AD)			Indices A_{model} = 100.4 $A_{overall}$ = 100.3				
	from	to	%	from	to	%	Acomb	A	L	P	C
Boundary top				1718	2205	95.3					96.6
R_Date SC-10	1681	1937	95.4	1681	1933	95.4		100			99.6
R_Date SC-12	1688	1927	95.4	1686	1925	95.4		99			99.5
R_Date SC-13	1694	1919	95.4	1693	1964	95.5		87.9			99.4
R_Date SC-14	1682	1935	95.4	1681	1930	95.4		100			99.6
Phase post-rupture E1 - Unit B											
Event 1				**1524**	**1815**	**95.4**					**99.7**
R_Date P4-C06	1484	1648	95.4	1476	1645	95.4					
R_Date P4-C07	1429	1619	95.4	1430	1617	95.4		102			99.6
Phase post-rupture E2 & pre-rupture E1 - Unit A											
Event 2				**1167**	**1487**	**95.4**					**99.7**
R_Date SC-15	1045	1250	95.4	1046	1245	95.4		101			99.5
R_Date SC-16	1042	1255	95.4	1045	1250	95.4		101			99.7
R_Date SC-02	1025	1160	95.4	1029	1161	95.4		100			99.8
R_Date SC-03	884	1013	95.4	892	1013	95.4		98.4			99.6
R_Date SC-07	782	1220	95.4	895	1121	95.4		112			99.7
Phase pre-rupture E2 - Unit C											
Boundary base				653	1000	95.4					95.5
Sequence Sarpang											

Table S1. **Le Roux-Mallouf et al., 2015, Sarpang Chu**: OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

Name	Unmodelled (BC/AD)			Modelled (BC/AD)			Indices				
							A_{model} = 98.5				
							$A_{overall}$ = 98.5				
	from	to	%	from	to	%	Acomb	A	L	P	C
Boundary top				1688	2753	95.4					96
R_Date MO-13	1668	1948	95.4	1679	1953	95.4		97.4			99.8
Phase post-rupture E1 - Unit B											
Event 1				**1650**	**1910**	**95.4**					**99.9**
R_Date MO-16	1450	1636	95.4	1453	1638	95.4		99.8			99.7
R_Date MO-5	1477	1647	95.4	1479	1648	95.4		101			99.8
R_Date MO-4	1640	1799	95.4	1529	1803	95.4		103			99.8
Phase post-rupture E2 & pre-rupture E1 - Unit C											
Event 2				**1179**	**1547**	**95.4**					**99.8**
R_Date MO-1	1042	1222	95.4	1042	1221	95.4		99.3			99.8
R_Date MO-2	1042	1222	95.4	1042	1221	95.4		99.5			99.8
R_Date MO-7	1042	1222	95.4	1042	1221	95.4		99.3			99.7
R_Date MO-6	772	967	95.4	772	967	95.4		99.3			99.7
R_Date MO-11	-1401	-1226	95.4	-1398	-1218	95.4		97.3			99.6
Phase pre-rupture E2- Unit E											
Boundary base				-2215	-1218	95.4					96.5
Sequence Momo Creek											

Table S2. **Le Roux-Mallouf et al., 2015, Momo Creek**: OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

Name Upreti et al., 2000 Hokse	Unmodelled (BC/AD)			Modelled (BC/AD)			Indices A_{model} = 106.9 $A_{overall}$ = 106.2				
	from	to	%	from	to	%	Acomb	A	L	P	C
Boundary top				1378	1842	95.4					96.4
C_Date upr_1	1420	1610	95.4	1384	1581	95.4		87.9			99.2
C_Date upr_2	1230	1290	95.4	1232	1293	95.4		99.9			99.8
Phase unfaulted											
Event 1				**1142**	**1276**	**95.4**					**99.9**
C_Date upr_3	1040	1240	95.4	1054	1219	95.4		109			99.7
C_Date upr_4	1020	1230	95.4	1041	1215	95.4		109			99.7
C_Date upr_5	1010	1240	95.4	1034	1219	95.4		110			99.6
Phase faulted											
Boundary base				739	1168	95.4					96.4
Sequence Upreti_Hokse											

Table S3. **Nakata et al., 1998, Upreti et al., 2000, Hokse**: OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

Name Sapkota et al., 2012 Rivercut	Unmodelled (BC/AD)			Modelled (BC/AD)			Indices				
							A_{model} = 95.2				
							$A_{overall}$ = 100.8				
	from	to	%	from	to	%	Acomb	A	L	P	C
Boundary top				1668	1989	95.4					96
R_Date SK10-07	1667	...	95.4	1668	1953	95.4		103			98.8
R_Date SK10-05	1648	...	95.4	1669	1953	95.4		100			98.9
Phase unfaulted											
Event 1 (E1)				**1666**	**1953**	**95.4**					**99.3**
R_Date SIR08-12	1493	...	95.4	1638	1948	95.4		76.8			99.3
R_Date SIR08-11	1648	...	95.4	1655	1947	95.4		111			99.4
R_Date SIR08-13	1667	...	95.4	1662	1947	95.4		105			99.5
R_Date SIR08-26	1666	...	95.5	1662	1947	95.4		110			99.4
Phase faulted											
Boundary base				1591	1947	95.4					97.8
Sequence sapkota_riser											

Table S4. **Sapkota et al., 2012, Rivercut**: OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

Name Sapkota et al., 2012 Trench	Unmodelled (BC/AD)			Modelled (BC/AD)			Indices				
							A_{model} = 17				
							$A_{overall}$ = 22				
	from	to	%	from	to	%	Acomb	A	L	P	C
R_Date SIR08-3P	1521	...	95.3	1748	1953	95.4		72.6			97.3
R_Date SIR08-2P	1661	...	95.5	1657	1949	95.3		106			98.6
E1				**1507**	**1832**	**95.4**					**98.9**
R_Date SIR08-27	1467	1641	95.4	1483	1641	95.4		103			99.1
R_Date SIR08-30	1448	1635	95.4	1444	1608	95.4		103			98.9
R_Date SIR08-16	1289	1400	95.4	1340	1414	95.4		96.5			99.2
R_Date SIR08-05	1280	1398	95.4	1304	1393	95.4		101			99.6
R_Date SIR08-04	1295	1410	95.4	1291	1371	95.4		104			99.6
R_Date SIR08-18	1041	1246	95.4	1225	1275	95.4		18.2			99.4
R_Date SIR08-20	1260	1390	95.4	1218	1268	95.4		5.4			99.3
R_Date SIR08-19	1170	1278	95.4	1165	1255	95.4		83.6			99
E2				**640**	**1210**	**95.4**					**98**
R_Date SIR08-21	575	665	95.4	574	665	95.4		98.6			98.5
Sequence SIR trench											

Table S5. **Sapkota et al., 2012, Trench**: OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

Name Lavé et al., 2005 Trench 1, 2 & 3	Unmodelled (BC/AD)			Modelled (BC/AD)			Indices A_{model} = 90.3 $A_{overall}$ = 89				
	from	to	%	from	to	%	Acomb	A	L	P	C
Boundary top				1689	1976	95.4					96.6
R_Date M-2-27	1690	1925	95.4	1680	1910	95.4		91.8			99.6
R_Date M-1-24	1530	…	95.3	1525	1953	95.3		98.6			99.3
R_Date M-1-26	1441	1637	95.4	1441	1637	95.4		99.9			99.3
R_Date M-2-7	1281	1400	95.4	1281	1400	95.4		99.5			99.4
R_Date M-2-12	1036	1245	95.4	1111	1255	95.4		107			99.8
R_Date M-1-61	975	1155	95.4	1090	1164	95.4		59.4			99.6
R_Date M-3-4	1019	1184	95.4	1092	1208	95.4		92.1			99.8
Phase unit 4											
R_Date M-2-22	995	1159	95.4	1042	1144	95.4		103			99.8
R_Date M-2-25	1034	1215	95.4	1047	1141	95.4		105			99.9
R_Date M-2-6	999	1168	95.4	1043	1143	95.4		108			99.9
Phase unit 3											
E1				**1025**	**1107**	**95.4**					**99.9**
R_Date M-2-9	989	1155	95.4	981	1075	95.4		116			99.8
R_Date M-3-5	1022	1189	95.4	1000	1090	95.4		89.4			99.9
Phase unit 2											
R_Date M-1-46	666	875	95.4	688	879	95.4		92.1			99.5
R_Date M-1-53	657	864	95.4	681	872	95.4		90.9			99.5
R_Date M-1-31	778	1020	95.4	778	1018	95.3		101			99.5
R_Date M-1-62	776	990	95.4	776	990	95.4		100			99.6
R_Date M-2-17	780	1024	95.4	782	1022	95.4		101			99.5
Phase unit 2b											
R_Date M-2-29	645	770	95.4	648	765	95.4		105			99.7
R_Date MA-4	651	772	95.4	654	764	95.4		106			99.6
Phase unit 1.											
Boundary base				510	752	95.4					97.9
Sequence lave2005											

Table S6. Lavé et al., (Trench 1, 2 & 3), OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

Name Kumar et al., 2010 Nameri	Unmodelled (BC/AD)			Modelled (BC/AD)			Indices A_{model} = 99.4 $A_{overall}$ = 99.3				
	from	**to**	**%**	**from**	**to**	**%**	**Acomb**	**A**	**L**	**P**	**C**
Boundary top	2014	2015	95.4	2014	2015	95.4		100			100
Phase unfaulted											
E1				**1187**	**2012**	**95.4**					**99.8**
R_Date N22	1039	1215	95.4	1038	1214	95.4		99.9			99.9
R_Date N12	1025	1185	95.4	1025	1185	95.4		100			99.9
R_Date N8	1026	1162	95.4	1026	1162	95.4		99.9			99.9
R_Date N20	895	1040	95.4	895	1040	95.4		99.6			99.9
R_Date N19	688	889	95.4	689	889	95.4		99.5			99.9
R_Date N2	674	875	95.4	674	874	95.4		99.7			99.9
R_Date N6	580	670	95.4	581	670	95.4		99.5			99.9
R_Date N9	-380	-194	95.4	-379	-194	95.4		99.8			99.9
R_Date N5	-6100	-5900	95.4	-6096	-5901	95.4		99.6			99.8
Phase faulted											
Boundary base				-9272	-5919	95.4					96.3
Sequence Kumar_Nameri											

Table S7. **Kumar et al., 2010, Nameri**, OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

Name Kumar et al., 2010 Harmutty	Unmodelled (BC/AD)			Modelled (BC/AD)			Indices A_{model} = 98.9 $A_{overall}$ = 98.8				
	from	to	%	from	to	%	Acomb	A	L	P	C
Boundary top	2014	2015	95.4	2014	2015	95.4		100			100
Phase unfaulted											
E1				**1376**	**2013**	**95.4**					**99.7**
R_Date H15	900	1030	95.4	900	1030	95.4		99.5			99.8
R_Date H12	895	1021	95.4	895	1022	95.4		99.7			99.7
R_Date H9	1246	1383	95.4	1246	1383	95.4		99.3			99.9
R_Date H6	1050	1259	95.3	1050	1259	95.4		99.6			99.8
R_Date H17	1260	1390	95.4	1259	1390	95.4		99.6			99.9
R_Date H14	1225	1386	95.4	1225	1386	95.4		100			99.9
R_Date H13	1270	1394	95.4	1270	1394	95.4		99.1			99.9
R_Date H10	-171	51	95.4	-171	50	95.4		99.8			99.7
R_Date H7	-380	-194	95.4	-372	-182	95.4		99.7			99.7
Phase faulted											
Boundary base				-1224	-184	95.4					97.6
Sequence Kumar_Harmutty2010											

Table S8. **Kumar et al., 2010, Harmutty,** OxCal model (version 4.2), of timing constraints for surface-rupturing seismic event.

Name	Unmodelled (BC/AD)			Modelled (BC/AD)			Indices				
							A_{model} = 1.3				
							$A_{overall}$ = 1.3				
	from	to	%	from	to	%	Acomb	A	L	P	C
Boundary top				1725	2016	95.4					98
R_Date Le Roux-Mallouf MO-13	1668	1948	95.4	1705	1945	95.4		93.6			99.5
R_Date Le Roux-Mallouf SC-10	1681	1937	95.4	1700	1930	95.4		104			99.4
R_Date Le Roux-Mallouf SC-12	1688	1927	95.4	1700	1925	95.4		100			99.4
R_Date Le Roux-Mallouf SC-13	1694	1919	95.4	1701	1919	95.4		91.6			99.4
R_Date Le Roux-Mallouf SC-14	1682	1935	95.4	1700	1929	95.4		103			99.4
Phase u0											
E3				**1688**	**1845**	**95.4**					**99.3**
R_Date Lavé2005 M-2-27	1690	1925	95.4	1678	1831	95.4		87.4			99.8
R_Date Lavé2005 M-1-24	1530	...	95.3	1528	1807	95.5		99.7			99.7
R_Date Le Roux-Mallouf MO-4	1640	...	95.4	1636	1803	95.4		103			99.7
R_Date Le Roux-Mallouf MO-5	1477	1647	95.4	1477	1647	95.4		99.8			99.6
R_Date Le Roux-Mallouf MO-16	1450	1636	95.4	1450	1637	95.4		99.8			99.7
R_Date Lavé2005 M-1-26	1441	1637	95.4	1441	1637	95.4		99.7			99.8
C_Date Upreti hok_1	1418	1612	95.4	1417	1612	95.4		100			99.6
R_Date Le Roux-Mallouf2014 overbank	1429	1619	95.4	1429	1619	95.4		99.6			99.6
R_Date Lavé2005 M-2-7	1281	1400	95.4	1281	1400	95.4		99.6			99.9
R_Date Sapkota2012 SIR08-18	1041	1246	95.4	1123	1244	95.4		114			99.9
R_Date Sapkota2012 SIR08-19	1170	1278	95.4	1178	1278	95.4		100			99.9
R_Date Sapkota2012 SIR08-20	1015	1160	95.4	1111	1168	95.4		87			99.9
C_Date Upreti hok_2	1230	1290	95.4	1230	1290	95.4		100			99.9
R_Date Lavé2005 M-3-4	1019	1184	95.4	1115	1206	95.4		88.6			99.9
R_Date Lavé2005 M-2-12	1036	1245	95.4	1121	1246	95.4		110			99.9
R_Date Lavé2005 M-1-61	975	1155	95.4	1113	1161	95.4		53			99.9
R_Date Lavé2005 M-2-6	999	1168	95.4	1113	1190	95.4		88.9			99.8
R_Date Lavé2005 M-2-22	995	1159	95.4	1111	1184	95.4		85.9			99.8
R_Date Lavé2005 M-2-25	1034	1215	95.4	1118	1221	95.4		95.7			99.9

Phase u10											
E Lavé				**1107**	**1141**	**95.4**					**99.9**
R_Date Lavé2005 M-3-5	1022	1189	95.4	1088	1131	95.4		111			100
R_Date Lavé2005 M-2-9	989	1155	95.4	1089	1129	95.4		110			100
R_Date Lavé2005 M-2-17	780	1024	95.4	1090	1125	95.4		0.3			100
R_Date Lavé2005 M-1-31	778	1020	95.4	1091	1125	95.4		0.1			99.9
R_Date Lavé2005 M-1-62	776	990	95.4	1092	1124	95.4					100
Phase u10											
C_Date Upreti hok_3	1040	1240	95.4	1017	1108	95.4		57.2			99.9
C_Date Upreti hok_4	1018	1232	95.4	1002	1107	95.4		75.5			99.8
C_Date Upreti hok_5	1008	1242	95.4	992	1107	95.4		78.1			99.8
R_Date Le Roux-Mallouf SC-15	1045	1250	95.4	1041	1096	95.4		49.1			99.9
R_Date Le Roux-Mallouf SC-02	1025	1160	95.4	1025	1100	95.4		95.8			99.9
R_Date Le Roux-Mallouf SC-16	1042	1255	95.4	1035	1098	95.4		71.1			99.9
R_Date Kumar2010 cha_C7	1059	1264	95.4	1045	1090	95.4		9.5			99.9
R_Date Le Roux-Mallouf MO-1	1042	1222	95.4	1040	1095	95.4		76.1			99.9
R_Date Le Roux-Mallouf MO-2	1042	1222	95.4	1040	1095	95.4		76			99.9
R_Date Le Roux-Mallouf MO-7	1042	1222	95.4	1040	1095	95.4		76.1			99.9
R_Date Kumar2010 numN22	1039	1215	95.4	1033	1098	95.4		108			99.9
R_Date Kumar2010 numN12	1025	1185	95.4	1026	1100	95.4		106			99.9
R_Date Kumar2010 num_N8	1026	1162	95.4	1025	1101	95.4		98			99.9
R_Date Le Roux-Mallouf MO-6	772	967	95.4	772	966	95.4		99.6			99.6
R_Date Lavé2005 M-2-29	645	770	95.4	652	873	95.4		77.8			99.6
R_Date Lavé2005 MA-4	651	772	95.4	658	874	95.4		86.2			99.5
Phase u20											
Boundary base				597	...	95.4					98.6
Sequence compil											

Table S9– Compilation of trenches studies: OxCal model (version 4.2), of timing constraints for medieval surface-rupturing seismic event.

6.3 Études de reconnaissance entre Lhamoyzingkha et Piping

La région de Lhamoyzingkha correspond à la partie la plus au sud du Bhoutan. L'observation des premiers kilomètres correspondant au Bas-Himalayen témoignent d'une activité tectonique intense, marquée par (1) la présence de terrasses alluviales perchées à des altitudes allant de quelques mètres à ∼350 m, (2) des escarpements topographiques perpendiculaires aux talus des principales rivières témoignant de ruptures de surface induites par activité chevauchante importante et (3) un aléa gravitaire important, marqué par un alignement de glissements de terrain le long du front, marquant un déséquilibre des versants sud des reliefs (Fig. 6.5).

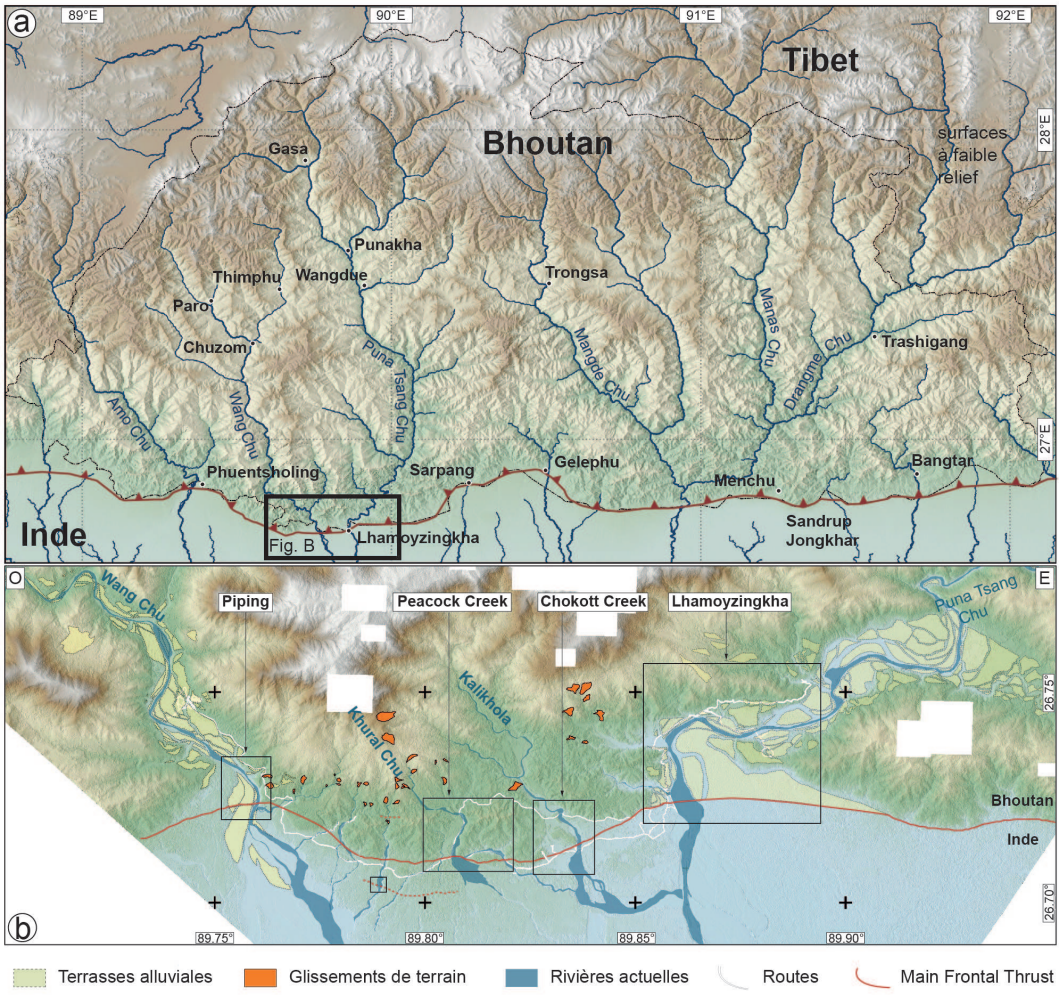


FIGURE 6.5 – Carte topographique de contexte de la région de Lhamoyzingkha. La zone présente des marqueurs témoignant d'une activité tectonique intense : un système de terrasses alluviales perchées, des glissements de terrain et des évidences de rupture de surface du MFT. Les encadrés noirs présentent l'emplacement des différents sites d'études.

La morphologie du Bas-Himalayen reflète les différentes unités lithologiques qui la composent :

- Des reliefs escarpés, au nord de la zone, marquant (1) les débuts des lithologies méta-sédimentaires du Haut Himalayen (GHS) et (2) une érosion grande longueur d'onde formant de larges et profondes vallées notamment au niveau des deux rivières principales.
- Des reliefs moins hauts, marqués par une érosion à plus courte longueur d'onde, présentant un relief disséqué marqué par d'avantage de vallées, plus petites, plus rapprochées. Cette érosion, que l'on retrouve tout le long du front, est caractéristique des unités du Bas Himalayen. On le retrouve sur des larges affleurements, laissant apparaître un pendage fort (∼55 ° N) vers le nord (Fig. 6.6 et 6.25).
- Des reliefs disséqués à l'échelle de l'affleurement caractéristique d'une lithologie peu consolidée, composée d'une alternance de matériaux fins majoritairement des séries pélitiques de couleur grise pâle (Siwaliks inférieurs et moyens) et une partie conglomératique, marquée par une matrice sableuse incluant des clasts relativement petits (centimétriques à décimétriques) (Siwaliks supérieurs). Cette lithologie caractérise une série détritique continentale, la série Siwaliks, datée du Miocène-Pliocène. Cette lithologie compose la majeure partie des sites décrits dans les sections suivantes.

FIGURE 6.6 – Vue ouest montrant les pendages nord du Moyen Pays au dessus du village de Raidak dans la région de Piping, depuis la terrasse T8.

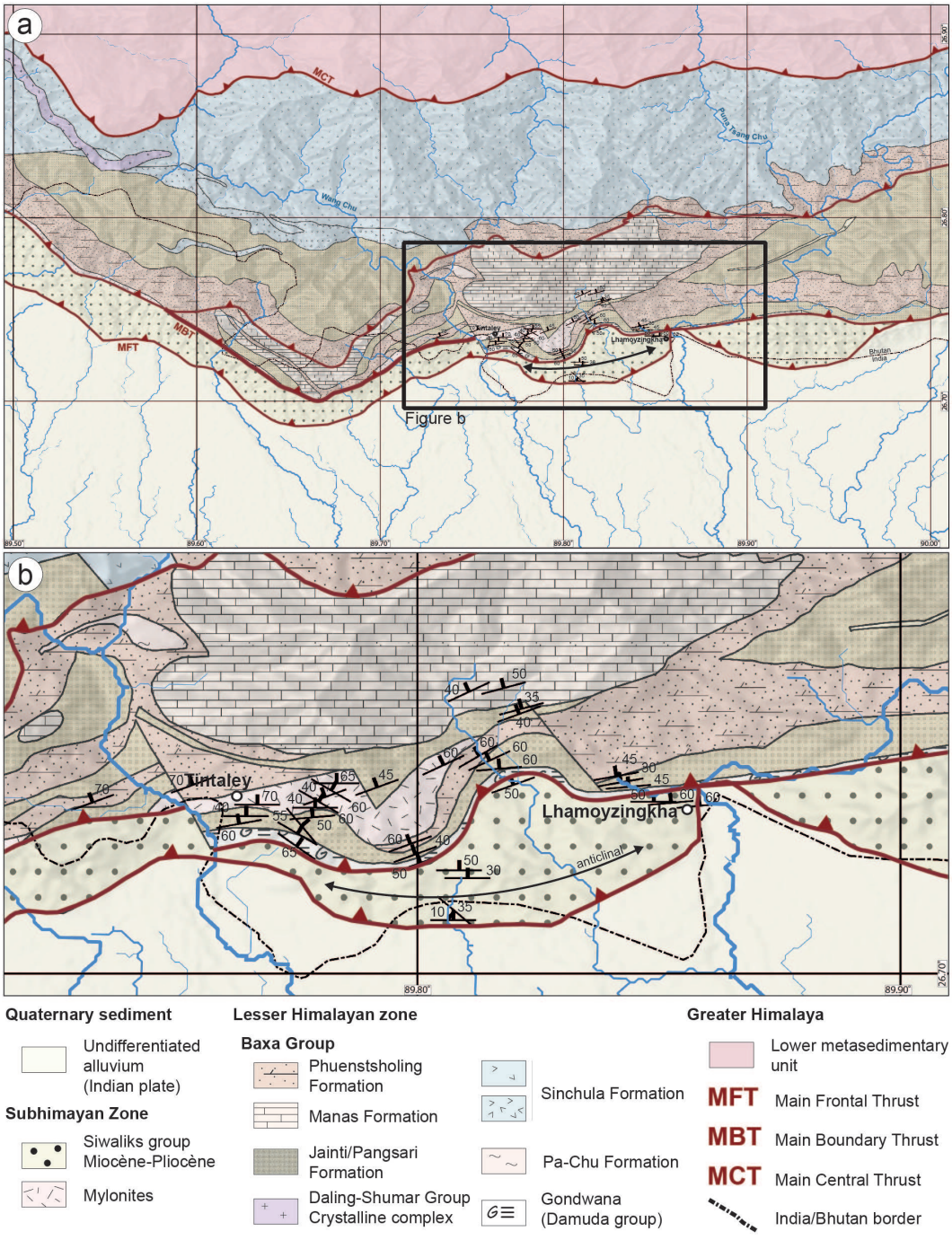


FIGURE 6.7 – Carte géologique de la région de Lhamoyzingkha. Modifié d'après Chaturvedi and Mishra [1978]

En terme de structure (Fig. 6.7), la région est composée des principales failles décrites en introduction, incluant :

- Le MFT, structure la plus frontale, qui sépare les faibles reliefs Bhoutanais des sédiments alluviaux de la plaque Indienne. Comme nous le verrons dans cette section, le MFT et ses ruptures de surfaces associées, est visible à plusieurs endroits le long des 20 km qui séparent le site de Piping du site

de Lhamoyzinkha.

- Le MBT, séparant les unités des Siwaliks, des unités du LH. Comme pour la partie est du Bhoutan (communication personnelle Grujic, D.), le MBT est divisé en différents segments venant superposer différentes unités (principalement au sein du LH).
- Le MCT, bien au nord de la zone d'étude, qui sépare les unités du Bas Himalayen du Haut-Himalayen. Les études de la section suivante ne remontent pas assez loin dans la chaîne et ne font pas référence à cette structure.

Les rivières, perpendiculaires au front, offrent des opportunités de mise à l'affleurement naturelle des structures présentées plus haut. L'une des particularités de la région de Lhamoyzingkha est la présence de deux exutoires de rivières transhimalayennes, la Wang Chu (Proche du village de Tintaley, site de Piping) et la Puna Tsang Chu (Proche du village de Lhamoyzingkha). Leur position est donc similaire au site de Sarpang, au centre du Bhoutan, à la différence que les rivières prennent ici leur source dans les hauts reliefs Bhoutanais et traversent du nord au sud le Bhoutan, contrairement à la Sarpang Chu qui prend sa source au front. A titre de comparaison, les bassins versants associés à la Wang Chu et Puna Tsang Chu ont une superficie respective de 4560 km^2 et 9 690 km^2 tandis que le bassin versant associé à la Sarpang Chu n'est que de 150 km^2 (Fig. 6.8).

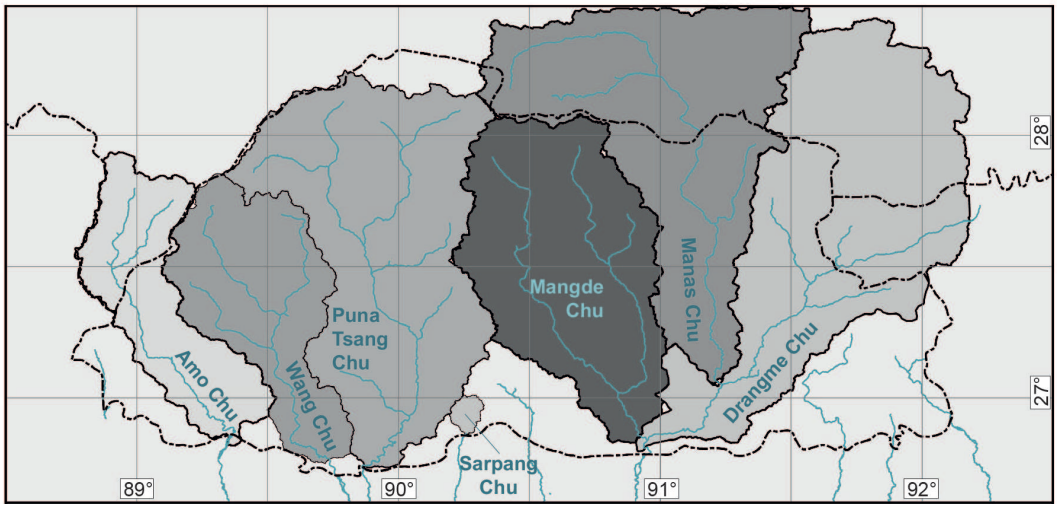


FIGURE 6.8 – Carte montrant les différentes bassins versants correspondant, d'ouest en est, à la Wang Chu, la Puna Tsang Chu et la Sarpang Chu

L'étude suivante est divisée en deux, correspondant à (1) différentes études de reconnaissance le long du front entre Lhamoyzingkga et Piping et (2) une étude paléosismologique du site de Piping.

6.3.1 Site de Lhamoyzingkha

Situé à 15 km à l'est de l'affleurement précédent, le site de Lhamoyzingkha correspond lui aussi à un exutoire de trans-himalayenne, la Puna Tsang Chu. Là encore, l'incision de la rivière a permis de mettre à l'affleurement un contact anormal entre des dépôts alluviaux et les Siwaliks (Fig. 6.9).

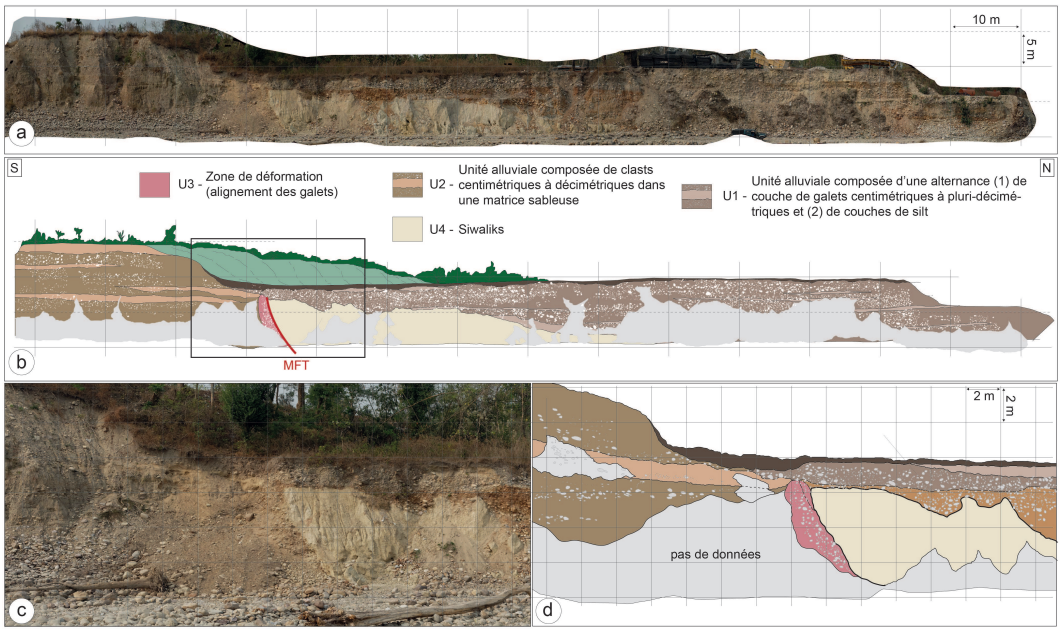


FIGURE 6.9 – Panorama et interprétation du site de Green Creek, à l'est du village de Lhamoyzingkha. **a :** Orthophotographie du site. **b :** log détaillé présentant les différentes unités lithologiques et structures. Quatre grandes unités sont visibles, avec du sud au nord : les dépôts alluviaux fins présentant une géométrie horizontale (U2), la zone de déformation d'un mètre d'épaisseur marquée par une orientation des galets (U3), la série Siwaliks (U4) qui plonge vers le nord et au dessus, une série alluviale épaisse (U1) marqué par une granulométrie plus importante que les séries au sud. **c :** Photographie montrant une vue de la zone de déformation . **d :** log détaillé de le photographie c.

La figure 6.9 correspond à la rive droite de l'exutoire de Puna Tsang Chu. Bien que sa position géographique induit une problématique complexe en trois dimensions, prenant en compte les aspects dépôts/incision de ces affluents latéraux (Fig. 6.10), la déformation principale est clairement exprimée par la présence des Siwaliks à l'affleurement dans le bloc chevauchant (Fig. 6.9a).

En regardant plus précisément sur le log détaillé, on observe, pour le bloc chevauchant, deux unités bien distinctes. L'unité U1 correspondant à des dépôts alluviaux provenant d'un affluent latéral. On observe une alternance de couches constituée (1) de galets centimétriques à décimétriques hétérogènes (mais majoritairement granitique provenant du Haut Himalayen) au sein d'une matrice sableuse et (2) de couches de silt.

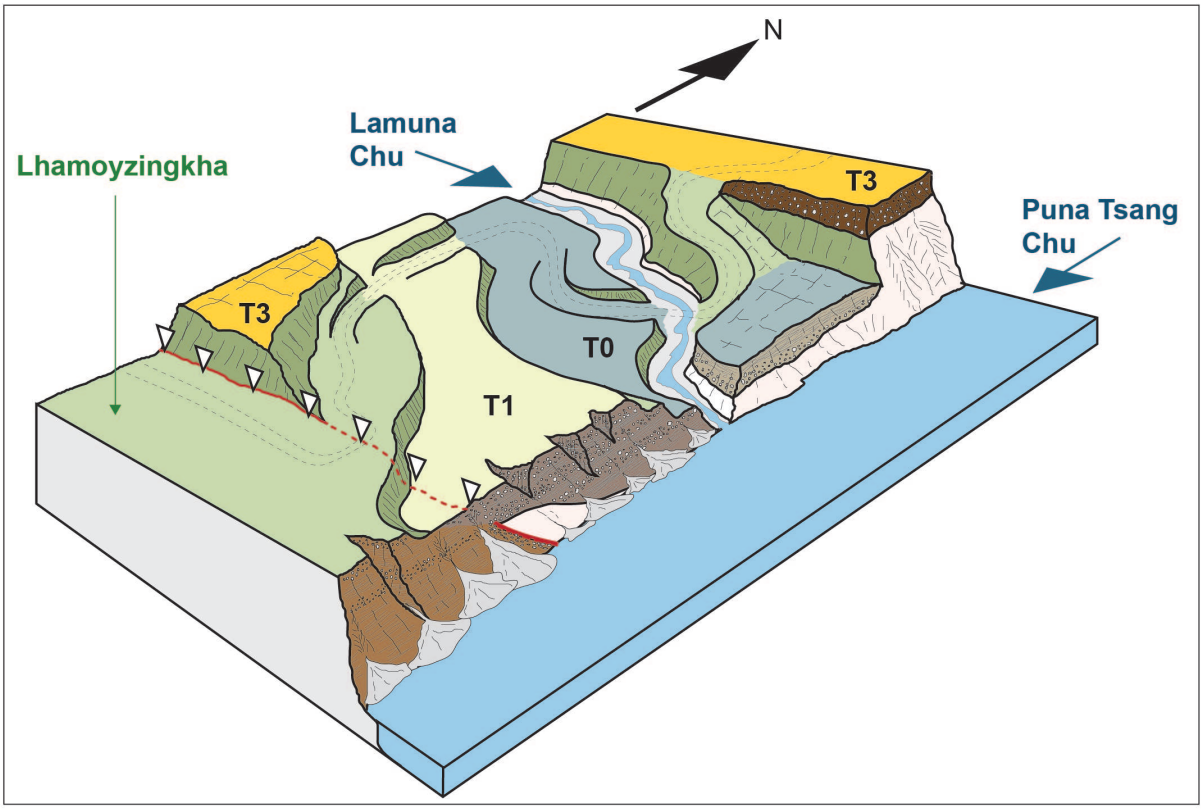


FIGURE 6.10 – Schéma 3D du site de Green Creek montrant la complexité du site. La Lamuna Chu, provenant d'un affluent latéral ayant un bassin versant petit mais à forte pente, est responsable de cycle d'incisions et un dépôt qui induisent un enregistrement sédimentaire difficile à interpréter sans datation des surfaces.

Ces différentes couches présentent une géométrie horizontale, marquant un dépôt post-déformation sur une topographie pré-existante. Sous ces dépôts majoritairement grossiers, on retrouve une unité grisâtre pélitique, caractéristique de la série Siwaliks. Cette série présente des niveaux d'érosion bien marqués (ligne pointillée notée E1 et E2) induit par le affluent latéral. La couche de galets supérieure, au sommet de U1 ne présente pas de décalage verticale induisant un dépôt post dernier événement. Il en est de même pour la couche de sol au sommet, venant sceller la déformation, qui s'épaissit dans sa partie sud correspondant à l'apport de la pente juste à côté.

La zone de faille, d'un mètre d'épaisseur, est marquée par un pendage fort ($\sim 70^\circ$). La déformation associée est principalement mise en évidence par un alignement des galets bien marqué le long de la faille et une zone de 30 cm, plus indurée présentant des veines de quartz, témoin d'une circulation de fluide plus importante au contact Siwaliks/alluvial (Fig. 6.11).

La partie correspondant au bloc chevauché est similaire aux deux sites précédemment décrits. Il s'agit également d'un dépôt alluvial provenant d'un drainage latéral. Ces dépôts sont formés par une alternance de couches métriques composées

(1) de petits clasts anguleux (centimétriques) dans une matrice sableuse et (2) de lentilles silteuses de couleur marron clair.

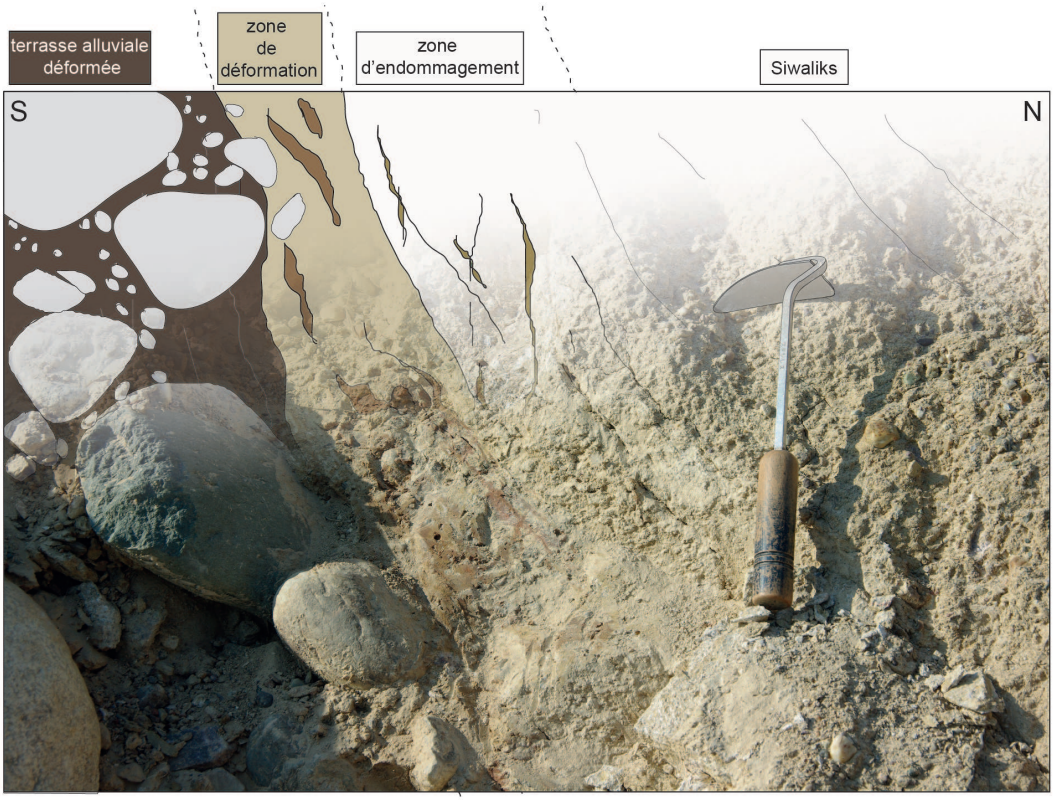


FIGURE 6.11 – Photo-interprétative de la zone de faille de Green Creek. Du nord au sud on observe : (1) la Série pélitiques des Siwaliks, (2) une zone d'endommagement de quelques centimètres d'épaisseur marquée par une fracturation plus importante des Siwaliks, (3) la zone de faille marquée par une zone indurée d'une dizaine de centimètre, présentant des figures de fluage (élongation de couleur marron) et de circulation de fluide et (4) les galets pluri-centimétriques de la terrasse alluviale orientés le long du contact.

En l'absence de datation, ce site ne nous permet pas de donner une chronologie des potentiels événements associés à la déformation visible en surface. Mais en l'absence de déformation plus en aval, on peut attribuer cette rupture de surface au Main Frontal Thrust.

6.4 Entre Lhamoyzingkha et Piping

Les sites décrits dans cette section correspondent à des études de reconnaissance morphotectonique et paléosismologique menés sur deux campagnes de terrain visant à faire une cartographie fine des structures frontales ayant produit des ruptures de surface récentes. La méthodologie employée est basée sur à une étude systématique de l'ensemble des rivières perpendiculaires au front. Ces rivières sont temporaires et ne fonctionnent que durant les périodes de Mousson. Les résultats

présentés dans la section suivante montrent donc des marqueurs témoins d'une déformation récente, incluant :

- La présente de rupture de surface et l'observation du MFT sur un affleurement.
- Des escarpements traduisant le soulèvement tectonique induit par une faille mais sans rupture de surface visible.
- La présence de straths dans le bloc chevauchant mettant en contact les séries Siwaliks et des dépôts alluviaux.

6.4.1 Chokott Creek

Le site de Chokott Creek est constitué de deux zones distinctes (Fig. 6.12) :

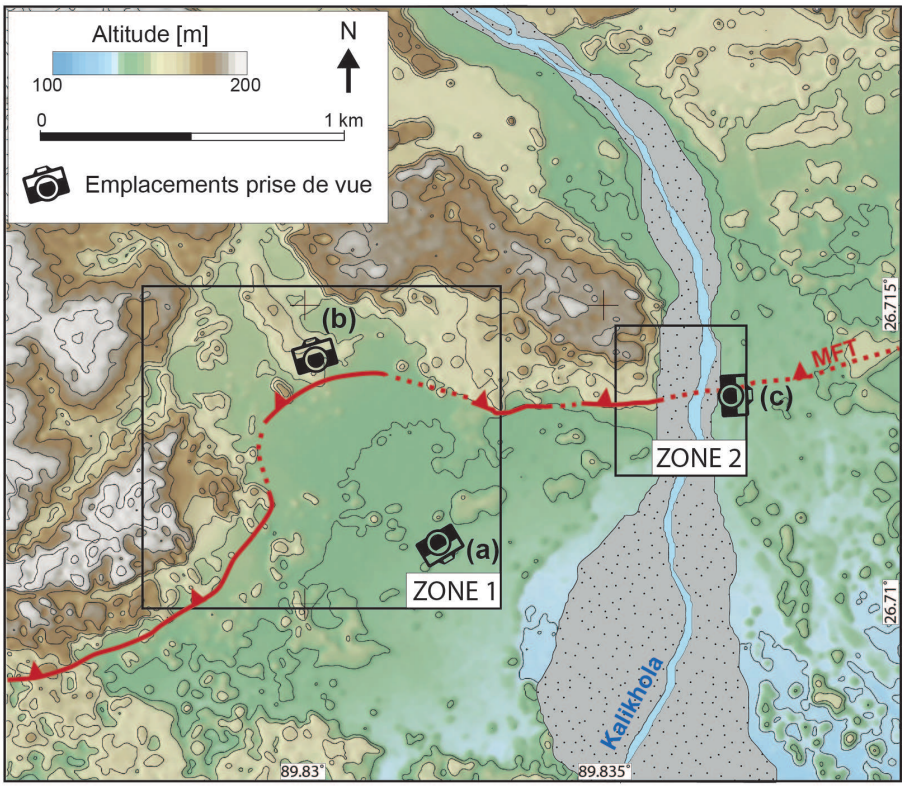


FIGURE 6.12 – Carte topographique de contexte du site de Chokott Creek. Les encadrés montrent la position des deux zones étudiées. les prises de vue (a), (b) et (c) correspondent respectivement à la prise de vue des panoramas 6.13a et 6.13b et 6.14

- La cartographie de la trace du MFT dans la morphologie le long de la transition relief/plaine que l'on nommera zone 1 dans les descriptions.
- Un talus de rivière mettant à l'affleurement un contact alluvial/Siwaliks appelé zone 2 correspondant au site de Chokott Creek.

La figure 6.13 présente l'escarpement tectonique visible dans le paysage sur la zone 1. On observe ici un escarpement bien marqué dans la morphologie (6.13a), caractéristique d'un chevauchement actif.

FIGURE 6.13 – Panorama de la zone 1 du site de Chokott Creek. **a :** vue, vers le nord, prise depuis le bloc chevauché montrant au premier plan la plaine alluviale et au second plan l'escarpement topographique correspondant au MFT. **b :** vue, vers le sud, prise depuis le bloc chevauchant montrant au premier plan l'escarpement topographique du MFT.

La figure (Fig. 6.13) présente un panorama de l'escarpement topographique recoupé par la rivière au premier plan, la Kalikhola. On retrouve, là encore, une unité pélitique de couleur grise qui compose le bloc chevauchant et correspondant à la série Siwaliks. Au sommet de cette unité, on trouve un dépôt alluvial de trois mètres d'épaisseur composé d'une matrice sableuse à terreuse et de galets hétérogènes centimétriques à décimétriques. La géométrie de cette terrasse s'apparente à celle observée sur le site de Piping marquée par un plongement important vers le sud.

Ce site a été étudié en deux phases durant deux missions de terrain (2015 et 2016). Durant la première mission, une tranchée de deux mètres de profondeur a été ouverte nous permettant d'effectuer une étude paléosismologique préliminaire. Pour des raisons de sécurité, le haut de l'affleurement n'a pas été dégagé. Lors de la mission 2016, la partie supérieure a été nettoyée pour l'aménagement d'une infrastructure routière. Nous avons donc effectué un log détaillé de l'affleurement en surface.

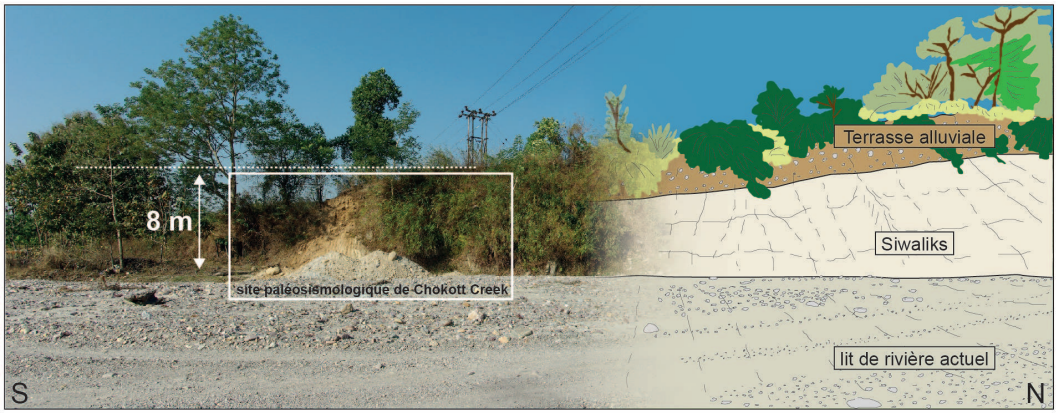


FIGURE 6.14 – Panorama du site paléosismologique de Chokott Creek (zone 2, Fig. 6.12). L'interprétation schématique montre trois zones distinctes correspondant à la plaine alluviale active au premier plan, puis la série Siwaliks surplombée par une terrasse alluviale de 3 m d'épaisseur.

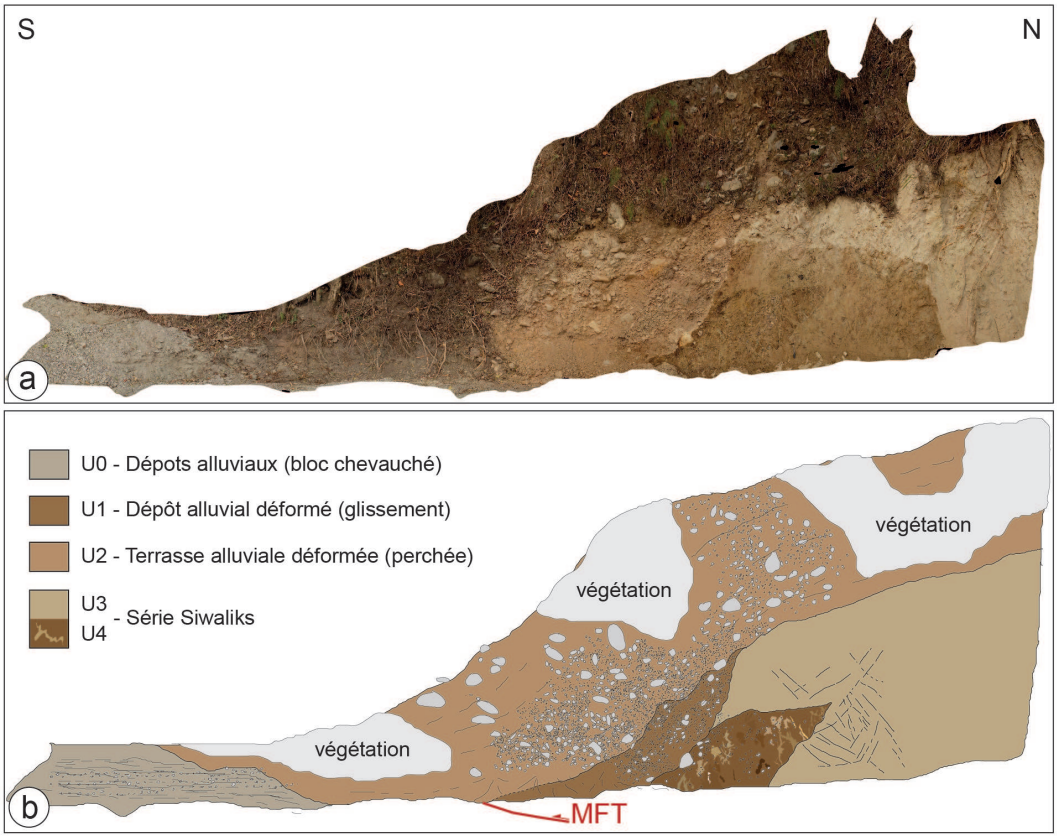


FIGURE 6.15 – Site paléosismologique de Chokott Creek. **a :** orthophotographie. **b :** log détaillé montrant le contact anormal entre les séries Siwaliks (U3 et U4) surplombées par la terrasse alluviale (U2) au nord et les dépôts alluviaux (U0) au sud. On observe un plongement vers le sud de la terrasse alluviale marqué notamment par une fabrique oblique indiquant un glissement de la couche U1 le long de la série Siwaliks.

La figure 6.14 présente la partie en surface de ce talus de rivière rafraîchit qui met en évidence le contact alluvial (sud) et Siwaliks au nord avec un angle de plongement très fort vers le sud. Les Siwaliks sont caractérisés ici par une

alternance de niveaux pélitiques et de niveaux conglomératiques à petit clasts hétérogènes bien visibles sur le log (Fig. 6.15 et (Fig. 6.16)).

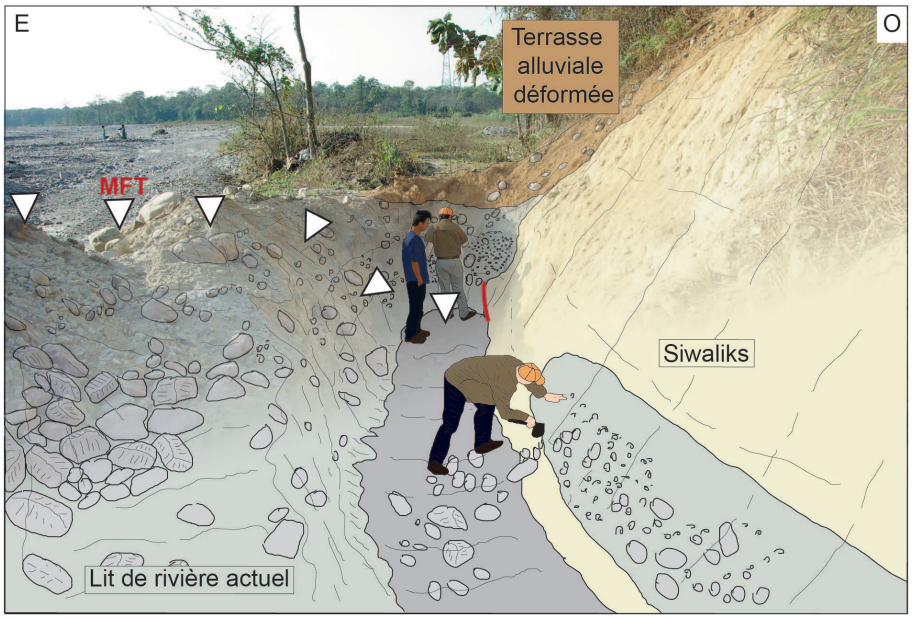


FIGURE 6.16 – Vue vers le sud de la tranchée de Chokott Creek. L'interprétation au premier plan montre le contact entre la série Siwaliks à l'ouest et le lit de rivière actuel composé de galets pluri-décimétriques. La poche de galets sur le mur ouest de la tranchée correspond aux variations latérales de la rivière.

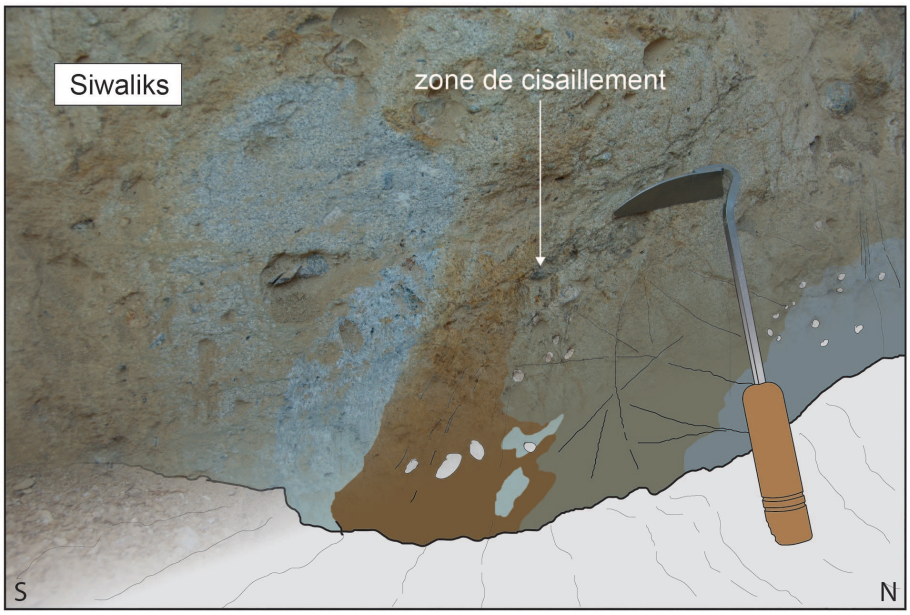


FIGURE 6.17 – Photographie, prise au fond de la tranchée de Chokott Creek, montrant des indices de déformations dans les Siwaliks.

L'ensemble du massif Siwaliks est extrêmement fracturé et présente de nombreuses veines colmatées sans orientation préférentielle (Fig. 6.17). La zone de

contact entre les Siwaliks et la terrasse alluviale est marqué par une lentille d'un mélange alluvions/colluvions cisaillé par glissement le long du contact à pendage fort. Un bulk (datation ^{14}C) date le sommet de cette terrasse à 312 ± 75 AD. Le décalage vertical cumulé minimum est quantifiable par la différence d'élévation entre le contact Siwaliks/plaine alluviale actuelle dans la tranchée (2015) et la terrasse au sommet du relief (Fig. 6.16). En effet, la partie nord de l'affleurement montre que cette terrasse culmine à 9 m au dessus du lit de la rivière actuelle. Or, ce soulèvement est similaire à ceux déjà observés, notamment sur le site de Piping. Couplé à la datation du sommet de la terrasse, la déformation a enregistré au moins un événement.

6.4.2 Peacock Creek

Analyse Structurale

La Khural Chu qui coule temporairement dans l'incision de Peacock Creek est la deuxième rivière la plus importante entre Piping et Lhamoyzingkha, après la Kalikhola. L'ensemble de l'incision met à l'affleurement de nombreux marqueurs de déformations, détaillés dans la section suivante (Fig. 6.18).

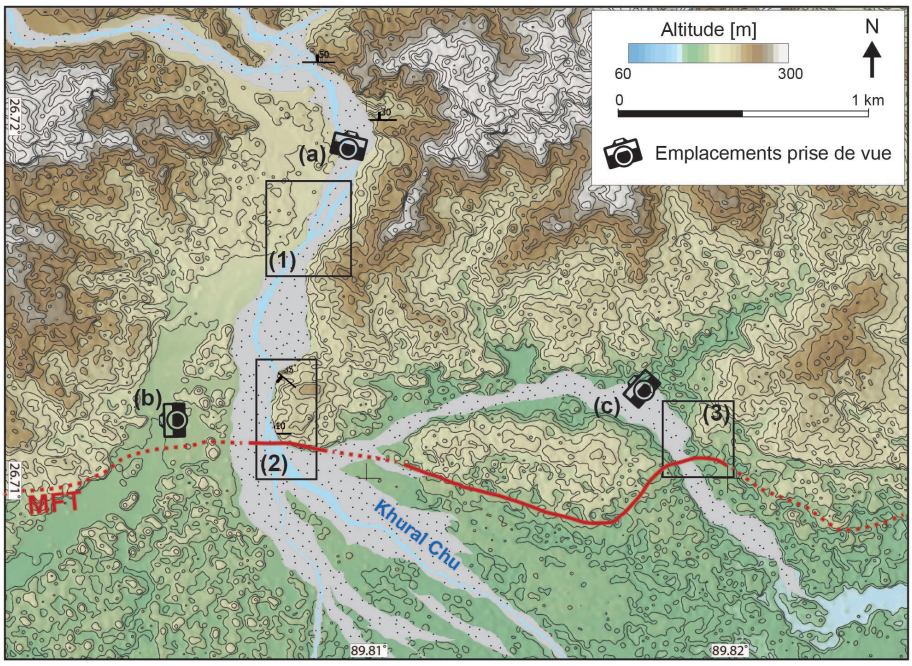


FIGURE 6.18 – Carte topographique de contexte de l'incision de Peacock Creek (Khural Chu). Les encadrés montrent la position des trois zones étudiées. Les lettres (a), (b) et (c) correspondent respectivement à la prise de vue des panoramas 6.19a et 6.21b et 6.23

La figure 6.19 montre une vue vers le sud du lit de rivière actuel. On observe

que les matériaux charriés dans le lit principal ne dépassent pas 50 cm de diamètre. Le débit de cette rivière en période de Mousson n'est donc pas très important.

FIGURE 6.19 – Vue vers le sud de l'incision de Peacock Creek en amont du MFT. Les deux rives mettent en évidence l'incision du lit actuel de la Khural Chu dans les séries Siwaliks du bloc chevauchant. L'encadré renvoi à la figure 6.19 détaillant le contact Siwaliks/alluvial.

L'affleurement présenté sur la figure 6.20 montre un contact entre la série Siwaliks, composée de matériaux consolidés grisâtres très fins, en dessous d'une couche de 40 cm de dépôts alluviaux composée de galets centimétriques à décimétriques, hétérogènes dans une matrice violette grossière composée principalement de clasts de phyllite broyée.

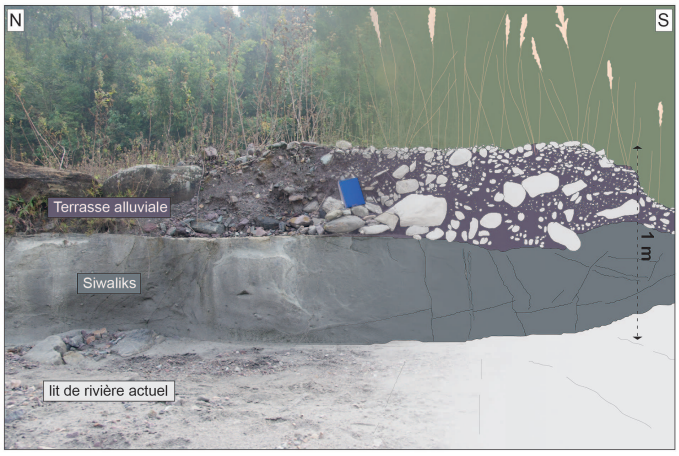


FIGURE 6.20 – Photo-interprétation montrant le contact alluvial/Siwaliks au sein du bloc chevauché de Leopard Creek en amont du MFT.

Nous notons donc ici la présence de Siwaliks à l'affleurement dans le bloc chevauchant.

Plus au sud, la figure 6.21 montre l'escarpement topographique induit par le passage du MFT. On retrouve une unité gris claire correspondant aux Siwaliks au nord, alors que la partie sud de la photo est caractérisée par une plaine alluviale composé de galets centimétriques à décimétriques et de sable.

FIGURE 6.21 – Main Frontal Thrust dans l'incisin de peacock Creek. Panorama nord-sud montrant l'escarpement topographique associé au MFT. On observe, au nord, la série Siwaliks soulevée par le jeu du MFT.

L'un des points clés de cet affleurement est le pendage sud des couches Siwaliks.

FIGURE 6.22 – Photo-interprétation mettant en évidence les pendages sud (~10-20 °) des séries Siwaliks. Ces pendages témoignent d'un plissement frontal des séries au front.

En effet, cette observation structurale correspond à l'extrémité sud d'un pli dans l'unité Siwaliks marqué par le basculement progressif des couches d'un pen-

dage nord (1 km plus au nord) à un pendage horizontal (700 m au nord) à un pendage sud au niveau du MFT (Fig. 6.22).

MFT Peacock Creek

Nous nous intéressons à un site au sud-est de la zone précédente correspondant à un affleurement mettant à jour une rupture de surface récente (Fig. 6.23). L'affleurement à grande échelle montre une unité massive constituée de galets centimétriques à pluri-décimétriques au nord (U2) et une zone de déformation importante au sud, marquée par la présence d'une large zone de faille de plusieurs mètres d'épaisseur (U6). L'unité alluviale massive présente une matrice assez indurée et on observe une zone d'endommagement importante (plusieurs mètres autour de la gouge de faille) marquée par des indices de cisaillement des galets et des indices de circulation de fluide importante (passages argileux et variations de couleur importantes) (Fig. 6.24).

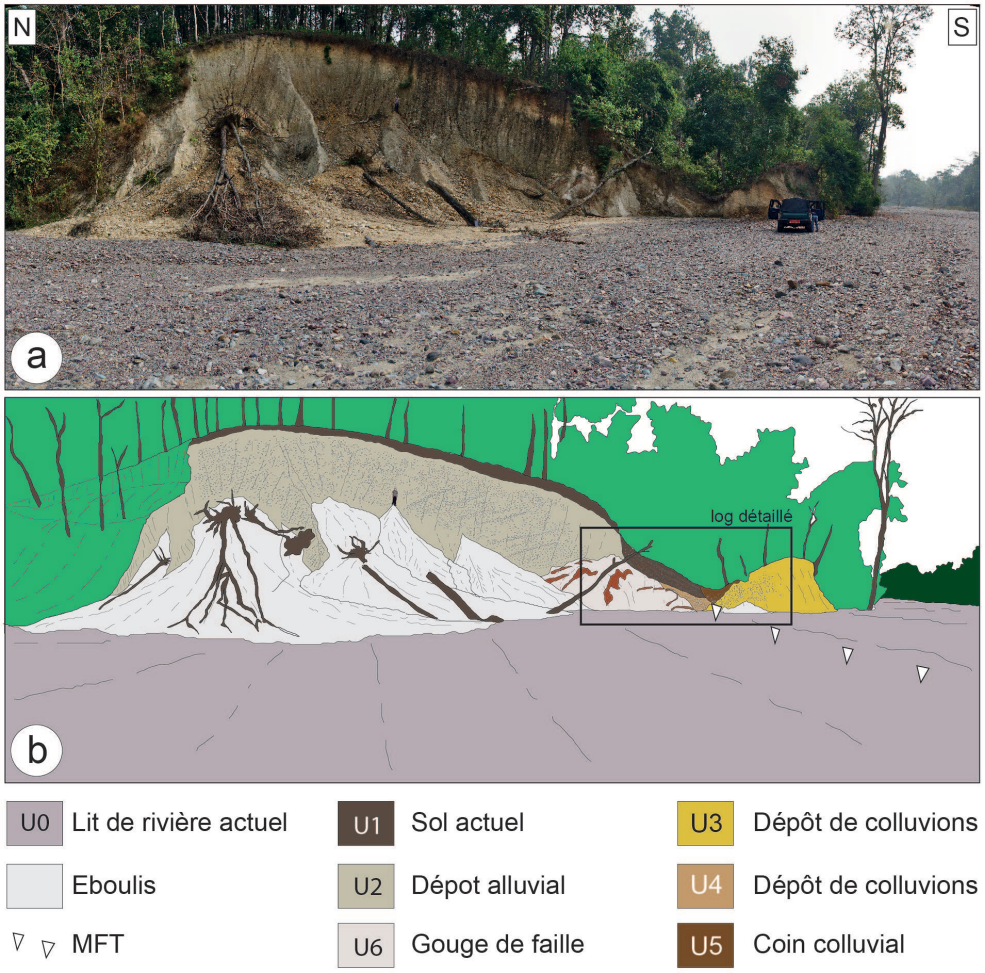
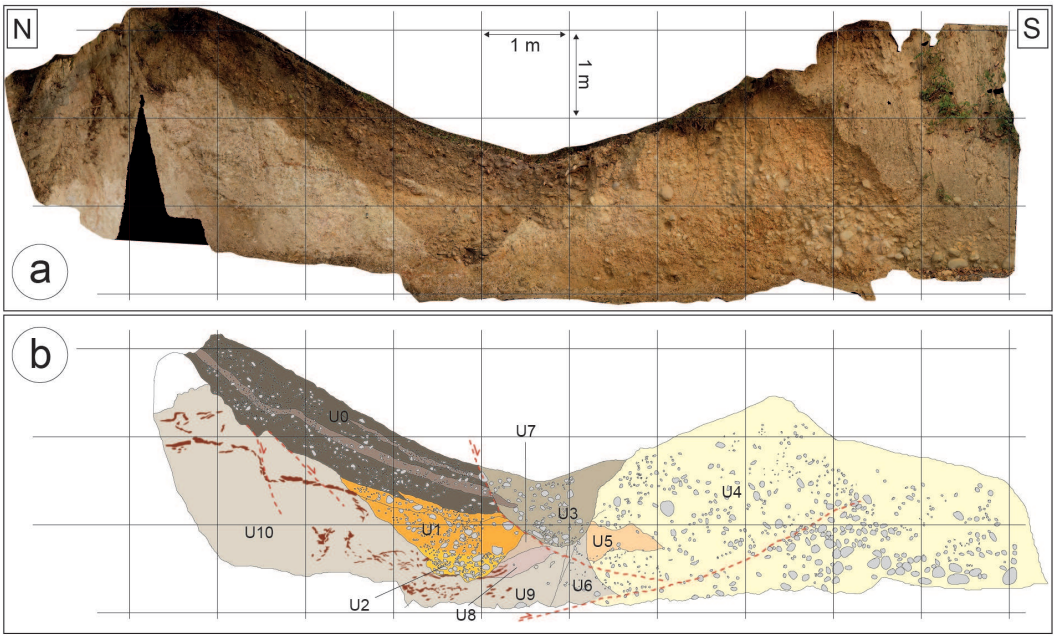


FIGURE 6.23 – Etude paléosismoloique sur l'affleurement de Peacock Est. **a :** Panorama de l'affleurement de Peacock Est. **b :** Log grande échelle montrant une zone de gouge centrale blanchâtre surplombée par une unité alluviale massive déformée. Le carré noir au sud de la zone renvoie au log détaillé de la figure 6.24.



U0	Dépôt de pente, colluvions. Alternance de couches constituées (1) de clasts angulauex dans une matrice sableuse/silteuse de couleur marron foncé et (2) de sable fin. On note la présence de galets de 3 cm à 20 cm
U1	Dépôt de pente. Composition similaire au dépôt U0 composée d'une matrice sableuse de couleur marron claire incluant des clasts sub-arrondis de quelques cm à 20 cm de dimètre.
U2	Remplissage de base d'incision ayant la même composition que l'unité U1 mais avec d'avantage de galets et une matrice moins présente.
U3	Coin alluvial ne présentant pas d'organisation particulière. Cette unité est constitué d'une matrice sableuse et de clasts centimétriques à décimétriques sub-arrondis.
U4	Dépôt de pente rapide constitué par une matrice consolidée de couleur blanche/orange/rougeâtre. On observe un mélange constitué également de galets et incorporant des morceaux de Siwaliks. Aucune organisation n'est visible.
U5	Contrairement à l'unité U4, l'unité U5 présente une proportion plus importante de Siwaliks et une quantité de galets moins importante.
U6	Composé d'une matrice silteuse consolidée de couleur beige à beige foncée, cette unité s'apparente à l'unité Siwaliks incorporant quelques clasts sub-arrondis.
U7	Unité Siwaliks complètement broyé et étiré de couleur blanc/orange/violacé
U6	Siwaliks moins déformé alternant les couleurs orange et gris
U8	Composé d'une matrice silteuse consolidée de couleur beige à beige foncée, cette unité s'apparente à l'unité Siwaliks incorporant quelques clasts sub-arrondis.
U9	Cette unité est composé d'un mélange entre l'unité des Siwaliks et des dépôts alluviaux très déformés. Les couleurs varient fortement entre le blanc/jaune/orange/violet. On observe de nombreuse figure d'étirement en coupe pour lesquels le plan S est N-S
U10	Correspond à la partie la plus déformé de l'affleurement, cette unité correspond à l'unité pélitiques des Siwaliks. De nombreuses figures de déformations ductiles (fluage) et cassantes (cisaillement et failles normale) sont visibles

FIGURE 6.24 – Étude paléosismologique du site de Peacock Est. **a :** orthophotographie du site de Peacock Est. **b :** log détaillé de la zone de déformation mettant en évidence le contact entre une gouge de faille de couleur blanchâtre au nord de l'affleurement et les unités alluviales au sud.

6.5 Tranchée de Piping

Le site de Piping (89.7559 ° , 26.7249 °) est un site exceptionnel pour la description, l'enregistrement, la conservation et l'observation de la déformation qui modèlent le relief au front (Fig. 6.25).

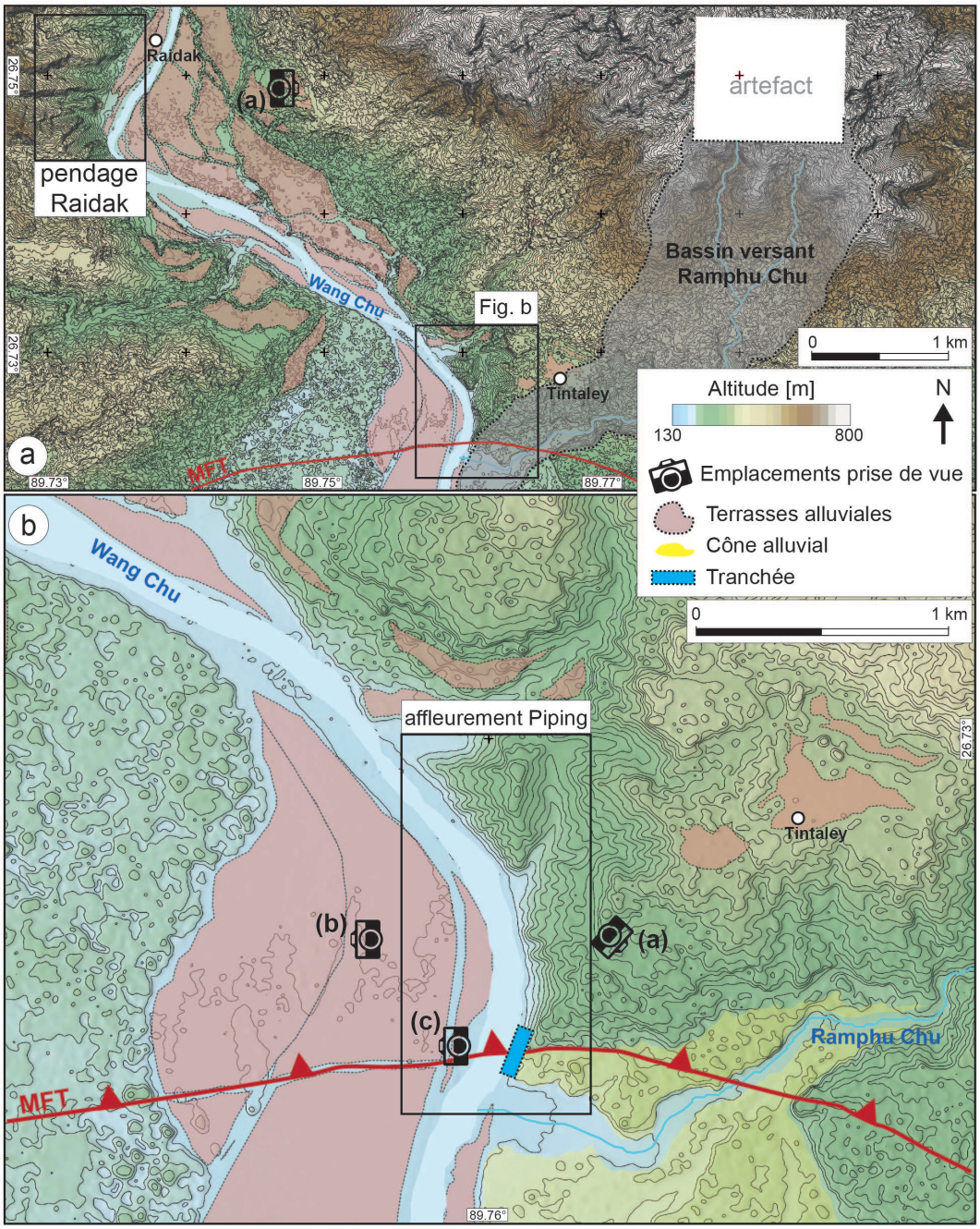


FIGURE 6.25 – Carte topographique de contexte de la zone de Piping. **a** : Carte topographique montrant le site de Piping en position d'exutoire de la Wang Chu. L'emplacement de la prise de vue fait référence aux pendages nord des séries du bas Himalaya de la figure 6.6. Le bassin de Ramphu Chu correspond au bassin versant d'un affluent latéral source des dépôts latéraux présents sur la zone de faille présentée sur la figure 6.29. L'encadré noir correspond à la figure b. **b** : Carte topographique montrant le site paléosismologique de Piping dans son ensemble. Les lettres (a), (b) et (c) correspondent respectivement à la prise de vue des panoramas 6.26b et 6.29

La figure 6.25a présente un plan large de la zone, incluant (1) le large affleurement mettant en évidence les pendages forts des séries du Bas Himalayen au dessus du village de Raidak, (2) l'emprise du bassin versant associé à la Ramphu Chu, affluent latéral de 5 km de long, qui aura un rôle majeur dans l'étude paléosismologique et (3) la position de l'affleurement de Piping 6.25b.

L'étude qui suit propose donc de présenter les traces d'activité du MFT sur le site de Piping.

La géométrie de la Wang Chu sur le premier kilomètre en amont de l'escarpement topographique principal est relativement linéaire, ce qui a permis de mettre à l'affleurement les différentes unités et structures composant le piémont Bhoutanais. Après avoir décrit les unités et structures qui composent le site à grande échelle, nous nous intéresserons à l'extrémité sud où une étude paléosismologique a été réalisée.

Comme le montre la figure 6.26, le site à fait l'objet d'une description d'un profil de 800 m de long en rive gauche de la Wang Chu.

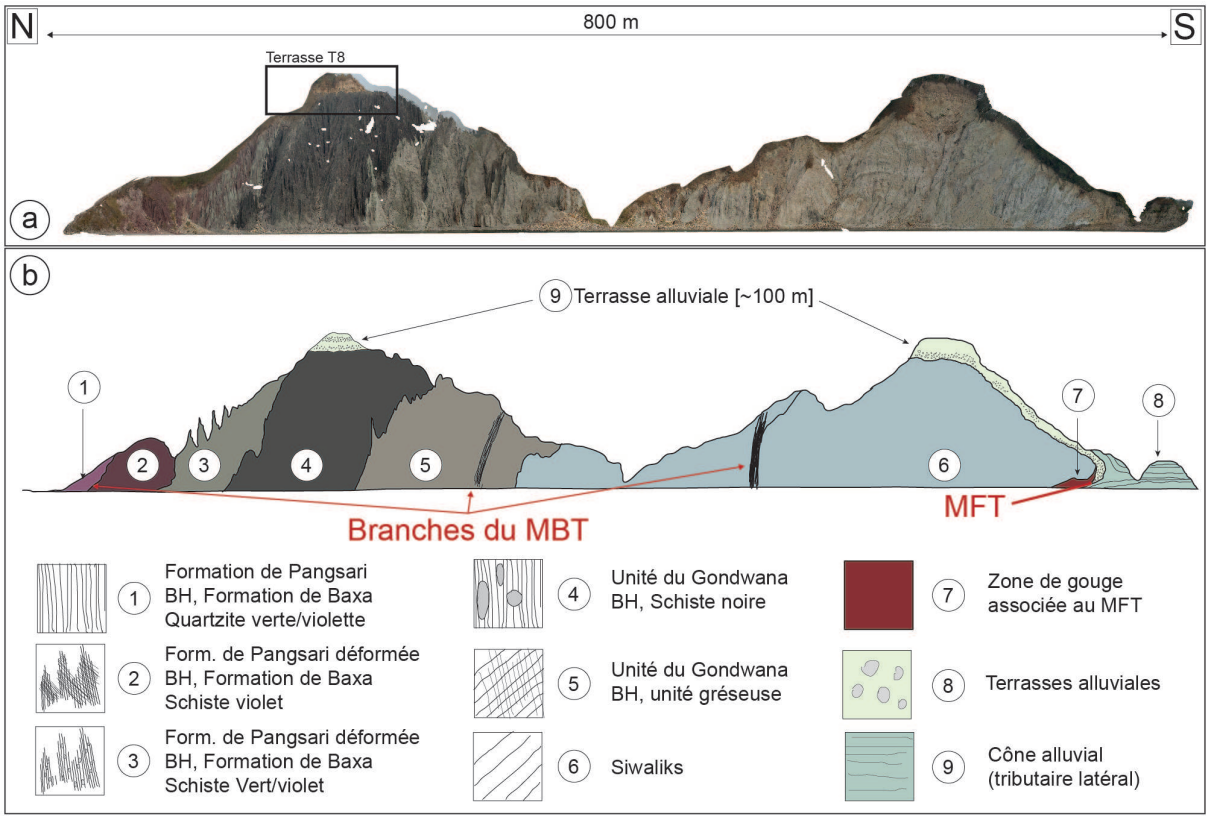


FIGURE 6.26 – Affleurement de Piping, vue de la rive droite, présentant les différentes unités lithologiques qui composent les derniers reliefs Bhoutanais. Le site est composé de 4 ensembles bien distincts, la série du Moyen-Pays (1, 2, 3 et 4), la série des Siwaliks (5), la zone de déformation correspondant au MFT (6) et de l'alluvial récent (7 et 8). Le point p correspond à la vue présentée sur la figure 6.25. L'encadré au sud montre la zone d'étude paléosismologique du site de Piping présenté en section ?.

Du nord au sud, on observe :

- La formation de Pangsari (Bas Himalayen, Baxa formation) (Unité 1), composée ici d'une alternance de couches centimétriques à décimétriques de quartzite de couleur verte à grains fins à moyens et de couches décimétriques à métriques de dolomie de couleur blanche, violette et verte. Les couches ont un pendage d'environ 70 ° vers le nord. On observe une fracturation secondaire de même orientation mais de pendage plus faible, 55 ° vers le sud.
- La formation de Pangsari faillée (Bas Himalayen, Baxa formation) (Unités 2 et 3), composée principalement d'une alternance de phyllite de couleur violette et verte présentant une forte schistosité d'orientation O-E, d'un pendage fort (85 ° vers le sud) et de fine couche de talc. On observe, dans l'unité 3, la présence de nombreux nodules de quartzite verte et violette alignés dans la schistosité.
- L'Unité du Gondwana faillée, datée du Permien (Bas Himalayen) (Unité 4), marquée par une couleur noire et présentant une épaisseur d'une centaine de mètres. Cette unité correspond à une zone de faille composée par une matrice schisteuse noire qui peut provenir de couches riches en matière organique et notamment des couches de charbons décrites par Gansser [1983], Lakshminarayana [1995] et Mackey and Roering [2011]. On observe la présence de nodules d'arkoses alignés avec la schistosité et de figures d'étirement de quartz de couleur blanchâtre. l'ensemble de cette série présente un pendage sub-verticale d'orientation O-E.

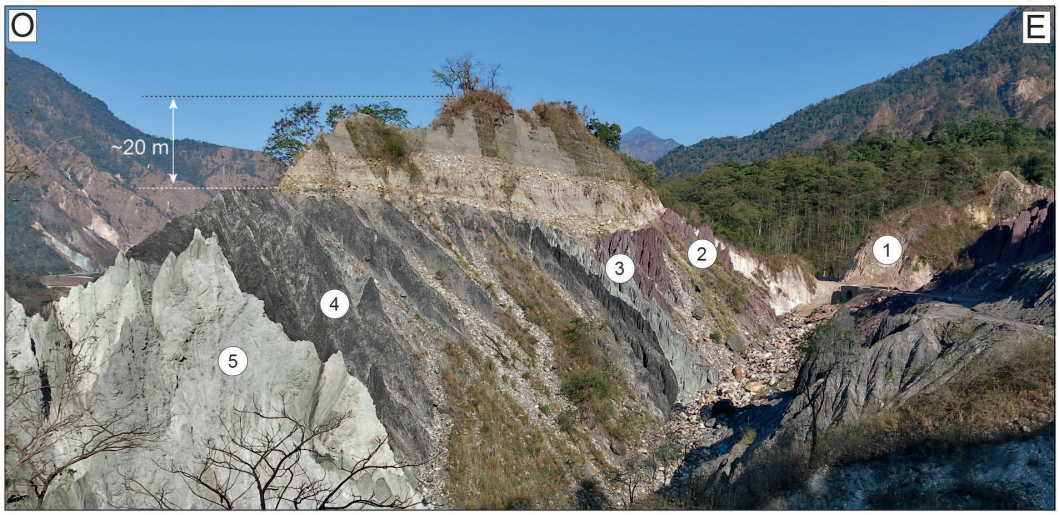


FIGURE 6.27 – Dépôts alluviaux correspondant à la terrasse T8, étudiée dans le cadre de la quantification de l'incision au front. Cette terrasse est datée à 3335 ± 105 AD. Cette photographie montre la discordance angulaire entre les dépôts alluviaux horizontaux et le fort pendage des couches en dessous correspondant à l'unité du Gondwana faillée (unité 4).

Le sommet de cette couche est marqué par la présence d'une terrasse d'abrasion (Fig. 6.27) sur laquelle est déposée une importante épaisseur d'alluvial correspondant à la terrasse T8, étudiée dans le cadre de la quantification de l'incision au front. Cette terrasse est datée à 3335 ± 105 AD.

- L'unité du Gondwana (Bas-Himalayen) (Unité 5) correspondant à la partie gréseuse de la série. Elle est marquée ici par des bancs de grès de couleur grise centimétriques à décimétriques, de pendages sub-verticaux et d'orientation O-E, à grains moyens et composés de gros grains de muscovites détritiques. On note la présence d'une fracturation principale à pendage nord (40 ˚) et d'une fracturation secondaire à fort pendage vers le sud (80 ˚)
- Le groupe des Siwaliks (Unité 6), daté du Miocène-Pliocène, la série compose la majeure partie des 400 derniers mètres sud de l'affleurement. Elle est composée d'une alternance de bancs massifs pélitiques de couleur grise et de bancs conglomératiques à matrice sableuse présentant des clasts arrondis centimétriques. Ces bancs présentent un pendage homogène d'environ 55 ˚ vers le nord.
- La gouge de faille associée au jeu du MFT (Unité 7). D'une épaisseur d'une quinzaine de mètres, cette gouge de faille a été exhumée par l'activité récente du MFT. La description de cette unité et la relation avec l'activité récente de la structure frontale a fait l'objet d'un travail de master décrit dans les perspectives.
- Des dépôts alluviaux (Unité 8). Ce dépôt est composé d'une alternance de couches silteuses et de couches composées de clasts hétérogènes anguleux, centimétriques à décimétriques dans une matrice sableuse. Ces sédiments détritiques proviennent d'un affluent latéral appelé Ramphu Chu (Fig. 6.26). La géométrie de ces dépôts varie et est horizontale pour leur partie sud et de pendage variés au contact du chevauchement principal.
- Des terrasses alluviales provenant de la Wang Chu (Unité 9). Ces dépôts alluviaux sont composés d'un alternance de couches silteuses et de dépôts beaucoup plus grossiers, composés de galets centimétriques à pluricentimétriques dans une matrice sableuse. Le dépôt le plus au nord présente une géométrie horizontale alors que dans la partie sud de l'affleurement, cette terrasse qui culmine à 90 m au dessus de la rivière plonge en suivant la topographie jusqu'à être incorporée dans la zone de faille du MFT.

En terme de structures, on peut observer :

- Le MFT, structure la plus au sud, mettant en contact l'unité alluviale provenant de la Ramphu Chu et la série Siwalik. Cette structure est décrite en

détails dans l'étude paléosismologique suivante.

- Le MBT, divisé en différentes branches. En effet, la description des unités caractérise au moins deux zones de contact majeurs entre, du sud au nord :

  1. Les Siwaliks et l'unité gréseuse du Gondwana. Ce contact est clairement marqué sur le terrain par la présence de zones mylonitiques caractérisé par la présence de variations de granulométrie et de couleurs témoins d'une zone de cisaillement et de circulation de fluide.

  2. L'unité de Gondwana et la formation de Pangsari. Ce contact est marqué par la mise en place d'un schistosité dans les deux formations adjacentes (Unité 2 et 3).

Nous avons ainsi observé que cette zone de Piping présente des marqueurs de déformation sur différentes échelles de temps, comme (1) le MBT dont l'activité débute à ∼10 Ma, (2) l'exhumation d'une épaisseur importante (15 m) de la zone de déformation associée au MFT, au sud de la zone, témoin de nombreux cycles sismiques et d'une déformation cumulée et (3) de la terrasse alluviale perchée à ∼100 m au dessus de la rivière et prise dans la déformation, témoin d'une déformation récente.

Une étude paléosismologique a été réalisée à l'extrémité sud de l'affleurement. Les paragraphes qui suivent décrivent les différentes unités lithologiques composant l'affleurement, les ages ^{14}C obtenus et les différentes failles, incluant leur relation avec les différentes unités stratigraphiques et les événements enregistrés.

Tranchée de Piping

Cette tranchée naturelle a été reconnue en 2015. Fortement modifiée par la mousson de l'année, elle a été étudiée durant la mission de terrain 2016. Le nettoyage a requis deux pelles mécaniques, quatre ouvriers et a duré une semaine. Au vue de la hauteur, des bancs ont été aménagés pour faciliter le travail sur les parties intermédiaires. Les parties hautes ont été photographiées à l'aide d'une perche télescopique pour mettre l'extraction de modèles numérique haute résolution et leur échantillonnage s'est fait en rappel (Fig. 6.28).

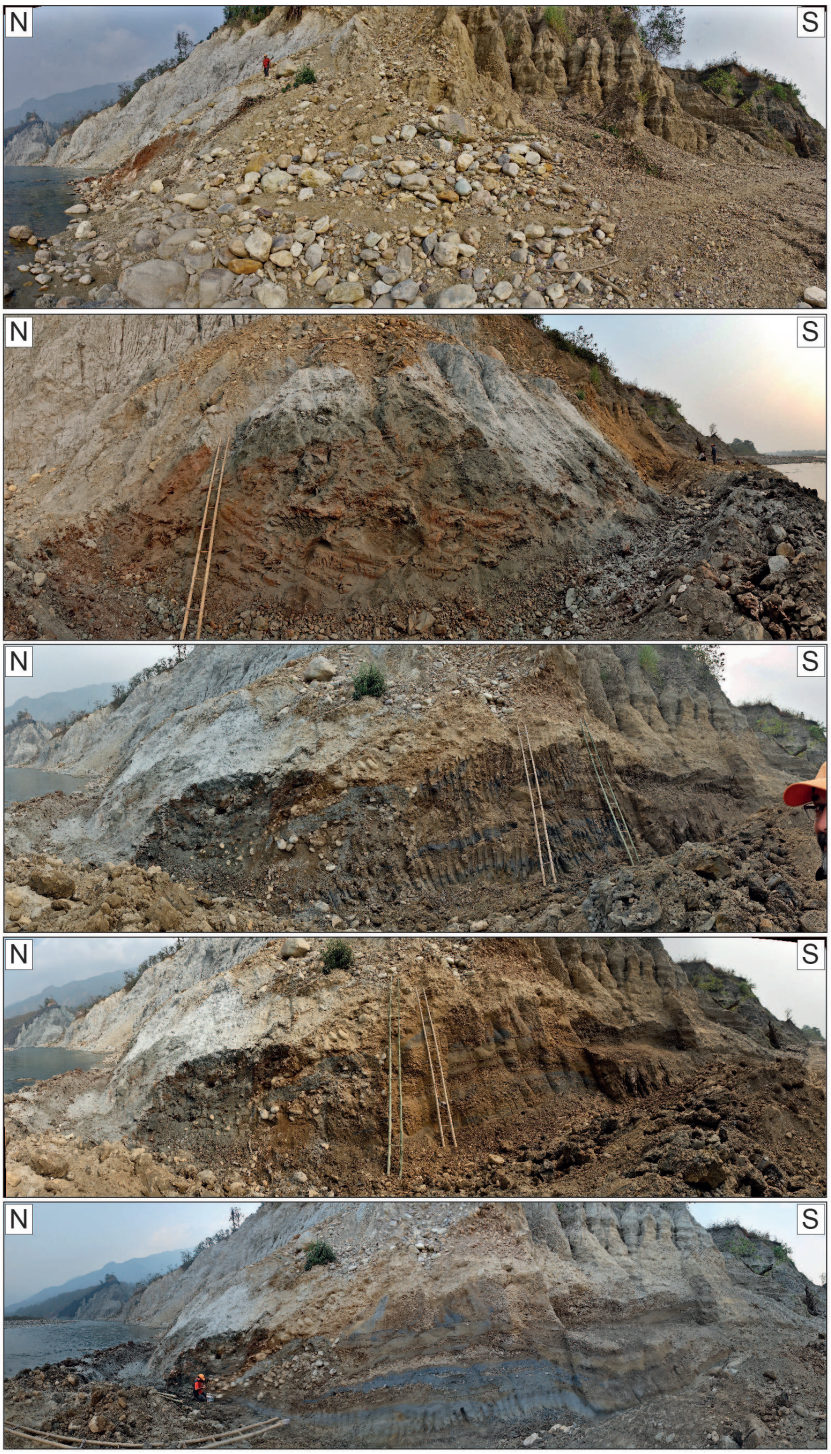


FIGURE 6.28 – Panoramas montrant les différentes étapes de nettoyage de la tranchée de Piping.

La figure 6.29 présente l'affleuement de Piping. Du sud au nord, on retrouve (1) le bloc chevauché, composé principalement de dépôts alluviaux horizontaux, provenant de l'affluent latéral appelé Ramphu Chu (2) la zone de faille d'une quinzaine de mètres d'épaisseur et (3) le bloc chevauchant, composé ici de l'unité des

Siwaliks et des dépôts alluviaux associés à la Wang Chu. Comme décrites précédemment, les séries Siwaliks (U11) correspondent à l'exhumation et au plissement, par le jeu du MFT, de la partie septentrionale du bassin d'avant-pays Indien. En contact érosif, au sommet de cette série, on trouve l'unité U7, correspondant à un dépôt alluvial de la rivière principale, la Wang Chu. Composée d'une alternance de couches silteuses et de couches de galets hétérogènes, principalement de nature granitique provenant du Haut-Himalayen, centimétrique à décimétrique dans une matrice sableuse.

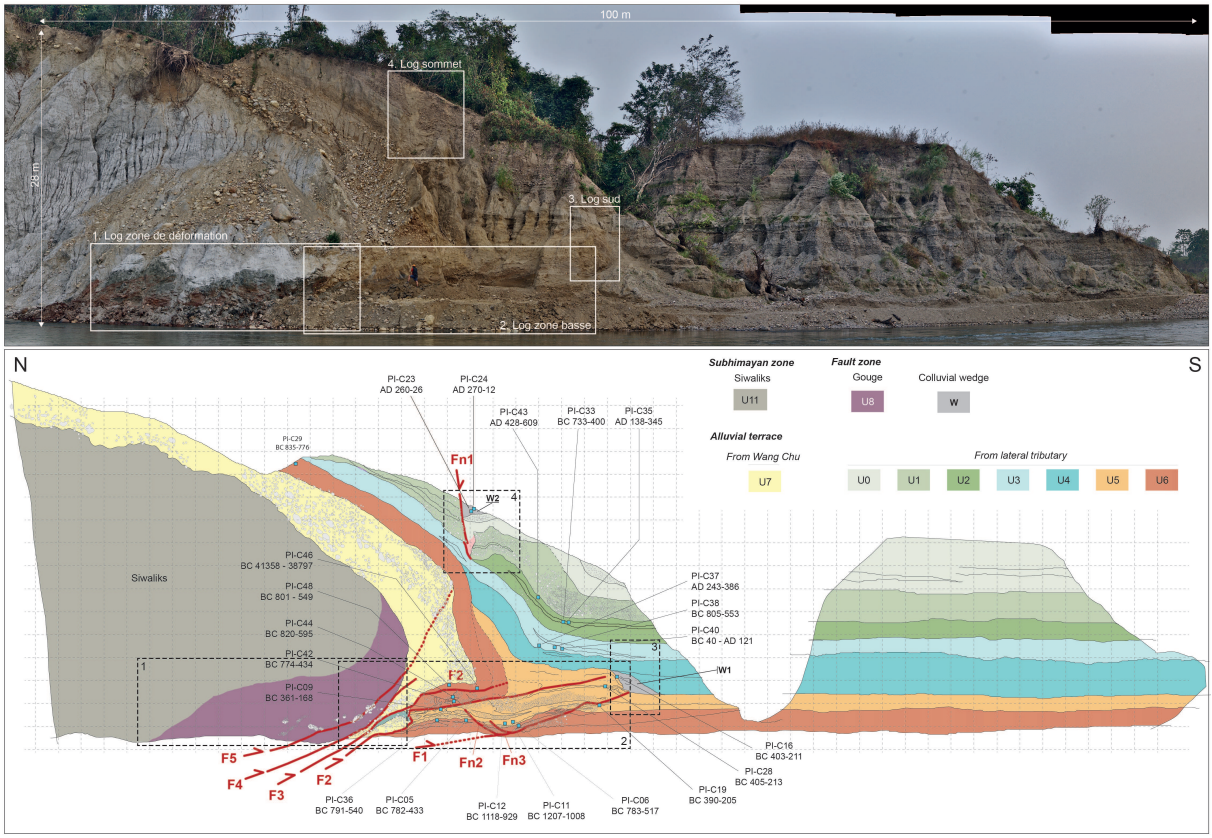


FIGURE 6.29 – Site de l'étude paléosismologique de Piping. A : Orthomosaïque du site de Piping. B : log général du site présentant les différentes unités lithologiques et les différentes structures. On observe quatre grands ensembles du nord au sud, la série massive de Siwaliks (U11), l'importante zone de déformation (U8), la terrasse alluviale associée à la Wang Chu (U7) et les séries alluviales provenant de l'affluent latéral marqué par une géométrie horizontale au sud et une forte déformation au centre du log. Les cadres indiquent les zones pour lesquelles des logs détaillés ont été dressés. Agrandissement A3 à part.

Cette couche, correspond à la terrasse T8, est un point clé de part sa géométrie et sa composition. En effet, cette dernière représente la seule source de galets pluri-décimétriques que l'on retrouve en quantité importante sur le site. Quant à sa géométrie, elle est horizontale en amont du site et fait partie des terrasses étudiées pour l'incision et est datée à 1385 ± 105 BC. En revanche, elle présente une pente sur les 200 derniers mètres de la partie nord de l'affleurement jusqu'à

un pendage inverse dans la zone de faille. Cette couche forme donc un pli pluri-décamétrique de propagation de faille marqué également par l'épaississement de cette couche dans sa partie verticale.

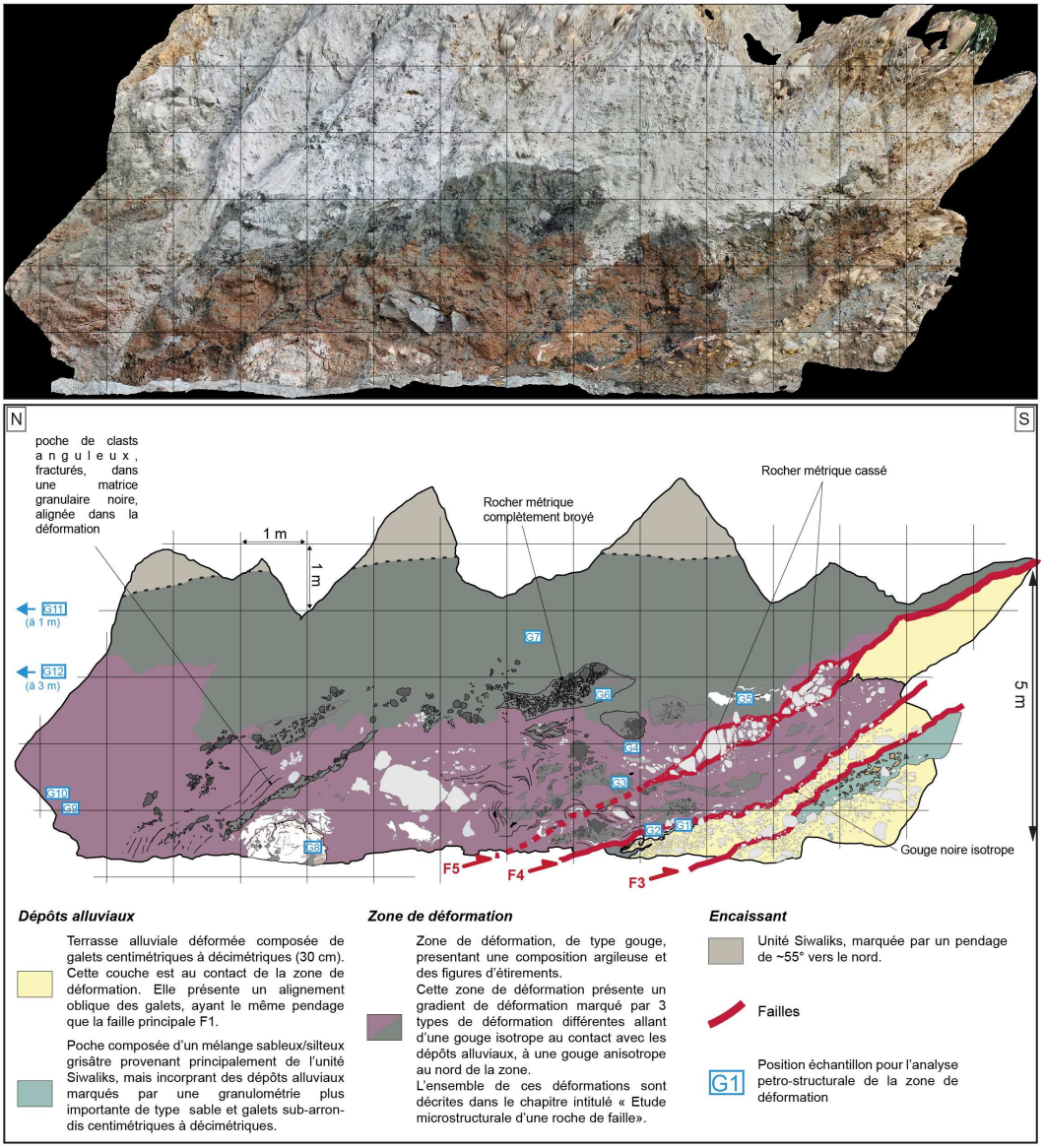


FIGURE 6.30 – Log détaillé de la zone de déformation de Piping. Haut : Orthophotographie de l'affleurement. Bas : Log détaillé présentant les différentes unités et les différentes failles mises à l'affleurement. L'affleurement est composé (1) de la zone de déformation principale, incluant la gouge de faille, mais également des déformations visibles dans les dépôts alluviaux (2) de l'unité Siwaliks non déformée au sommet de l'affleurement et (3) de la terrasse alluviale T8. Les encadrés bleus correspondent à la position des échantillons pour l'analyse petro-structurale de la zone de déformation présentée dans les perspectives.

Dans la partie basse de l'affleurement, cette terrasse alluviale verticale puis basculée est directement en contact avec la zone de gouge U8 correspondant à la zone de faille du Main Frontal Thrust. Cette zone est détaillée sur la figure 6.30.

La géométrie de la terrasse T8 montre une différence avec les observations faites

à Sarpang par Berthet et al. [2014] et Le Roux-Mallouf et al. [sub]. Les auteurs observent que la terrasse T6 à ∼60 m d'altitude relative par rapport à la Sarpang Chu et horizontale puis disparaît de façon abrupte à l'aplomb du MFT.

Le log de la figure 6.30 présente une zone de déformation intense (Fig. 6.31a) incluant (1) des galets issus de la terrasse T8 fracturés et décalés, débités en morceaux très anguleux témoignant d'une déformation cassante récente (Fig. 6.31b), (2) des couloirs de déformation marqués par des alignements de galets (Fig. 6.31c) et (3) des figures de fluages, témoins d'une déformation ductile (Fig. 6.31d). Les positions G01 à G12 montrent l'emplacement des échantillons prélevés pour l'analyse pétro-structurale de la zone de déformation présentées en perspective. L'étude détaillée révèle un gradient de la déformation allant (1) d'une gouge isotrope au contact gouge/terrasse alluviale U7 (Fig. 6.31e), témoin du dernier épisode cosismique à (2) une gouge à structure anisotrope, présentant une puis deux foliations, témoins d'une déformation cumulée et d'une exhumation liée à plusieurs cycles sismiques lorsque l'on s'éloigne du contact principal.

Le bloc chevauché correspond à un dépôt de cône alluvial provenant d'un affluent latéral venant lécher l'escarpement. Ces dépôts anciens ont ensuite été incisés par ce même affluent comme le montre la figure 6.25. Ils sont constitués d'une alternance de dépôts silteux, métriques et de couches plus grossières et plus épaisses incluant des clasts majoritairement anguleux (80%), témoignant d'une source proche, majoritairement centimétriques (de 3 à 7 cm) et décimétriques, composés de roche dolomitique, de quartzite et de phyllite, provenant principalement de la formation de Baxa (Bas-Himalayen). Ils présentent, comme le montrent les figures 6.32 et 6.33, une structure totalement horizontale dans la partie sud du cône. Or, le contact, au nord, entre ces unités et le bloc chevauchant présente des déformations intenses.

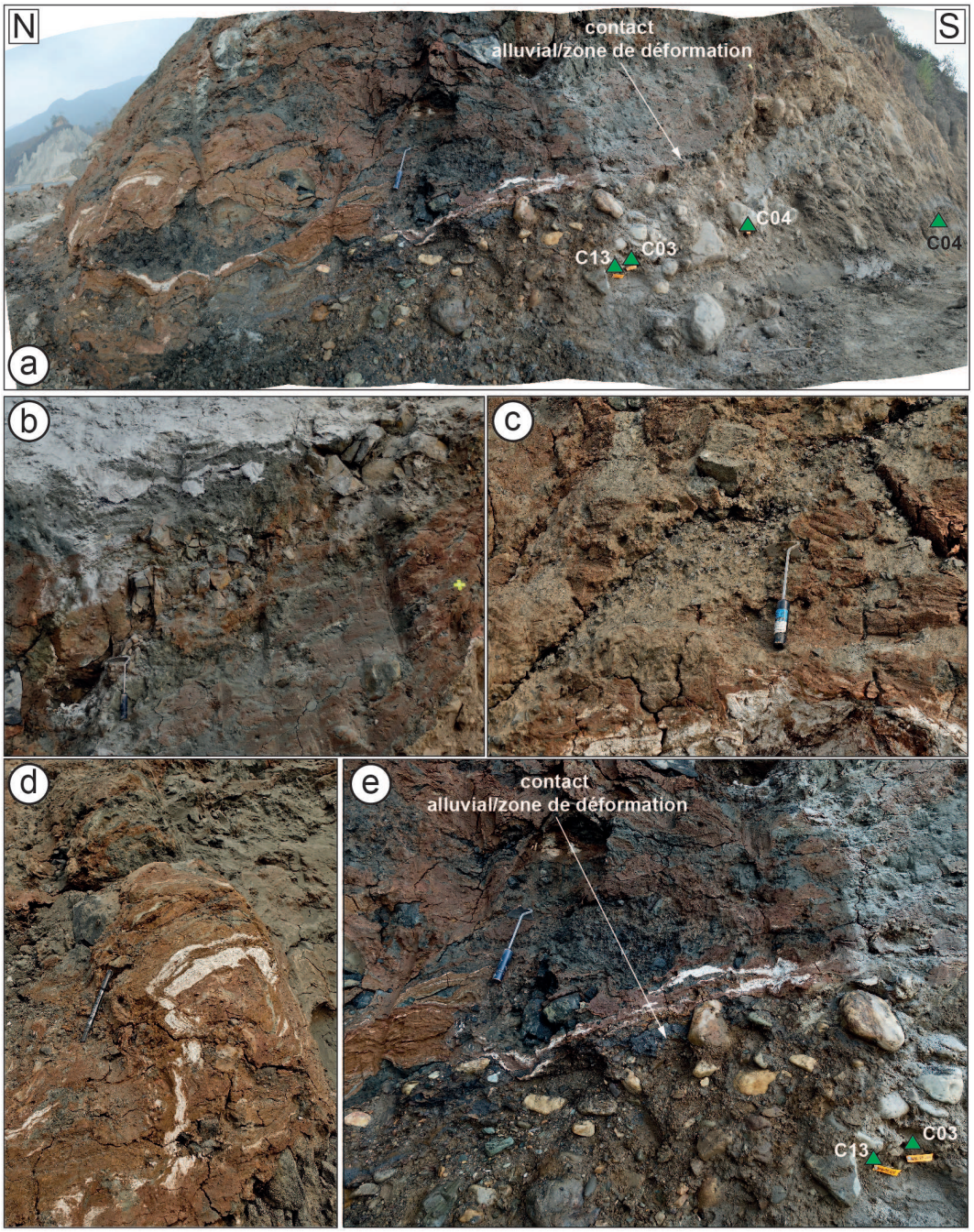


FIGURE 6.31 – Planche photo, montrant la zone de déformation intense de Piping. **a** : Panorama de contexte montrant le contact entre la zone de déformation et les dépôts alluviaux ; **b** : Galets complètement fracturés ; **c** : couloirs de déformation marqués par des alignements de clasts et galets ; **d** : figures de fluages marquées par la déformation d'une zone blanche composé majoritairement de talc, témoin d'une déformation ductile **e** : Contact entre la zone de déformation et les dépôts alluviaux. La matrice noire directement au contact correspond à la gouge isotrope présentée dans le chapitre portant sur l'analyse petro-structurale d'une roche de faille.

La compréhension de la géométrie de ces dépôts s'avère être un point important dans la compréhension de la déformation. Nous décrivons ici l'ensemble de ces dépôts du plus ancien au plus récent.

Stratigraphiquement, la couche la plus ancienne (U6) plonge sous l'ensemble

de la structure au niveau du contact Terrasse/Siwaliks. Elle est composée d'une alternance de couches silteuses de couleur bleu/gris et de lentilles de clasts anguleux de 20 à 40 cm d'épaisseur, dans une matrice sableuse fine de couleur grise. Ces passés plus grossiers présentent une déformation qui suggère un étirement et un aplatissement de cette dernière. Les datations ^{14}C ont permis d'établir l'âge de cette couche à 670 ± 162 BC. De plus, la datation des charbons détritiques nous a permis de confirmer la continuité stratigraphique de cette couche sur l'ensemble de l'affleurement. En effet, dans un premier temps horizontale au sud du cône, puis basculée sous l'ensemble de la structure, cette unité U6 correspond à la couche la plus récente au contact avec la terrasse alluviale U7 sur la partie supérieure nord du log. Cette couche subit la même déformation inverse que celle observée pour la terrasse et présente également un flanc à pendage inverse au centre de l'affleurement. Cette couche est donc une unité stratigraphie repère pour la quantification de la déformation et du déplacement vertical et horizontal associés.

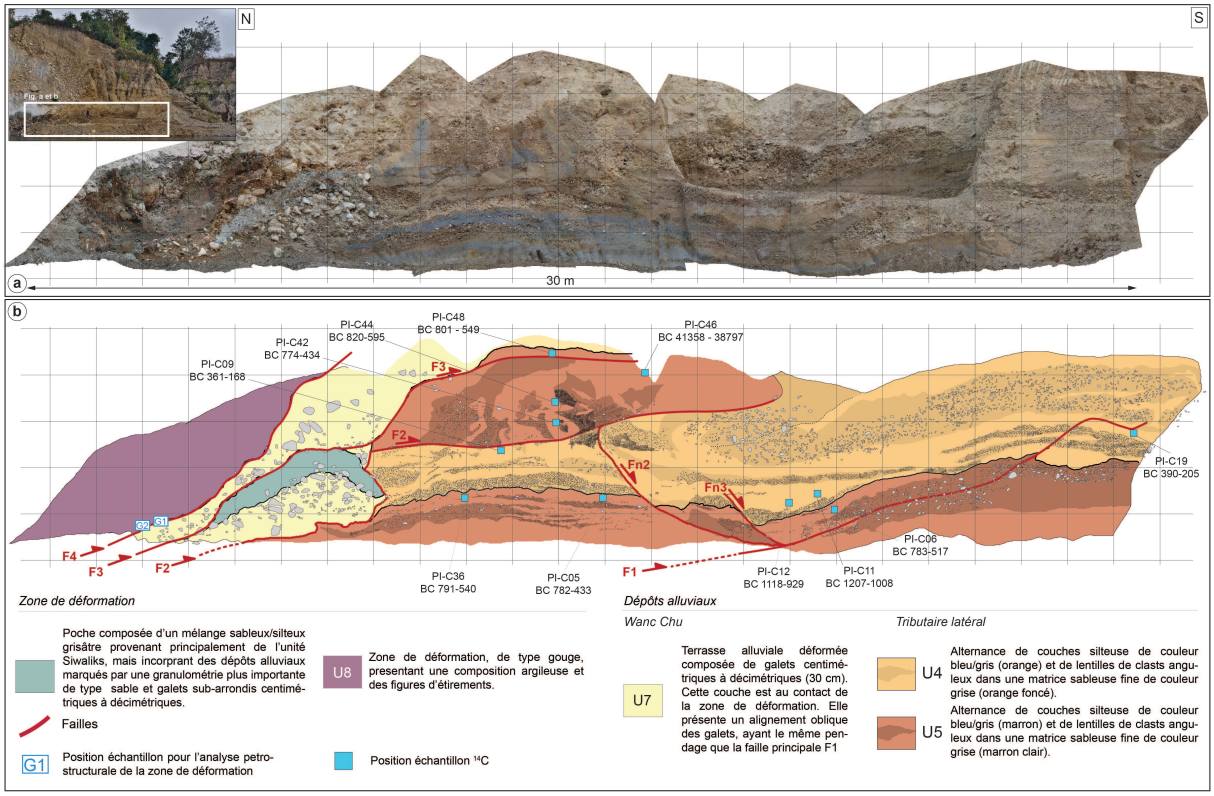


FIGURE 6.32 – Log détaillé de la zone basse de Piping. **Haut :** Orthophotographie de l'affleurement montrant des unités bleue/grise au contact de la zone de déformation au nord. **Bas :** Log détaillé présentant les différentes unités et les différentes failles mises à l'affleurement. L'affleurement est composé (1) de la zone de déformation principale, au nord, incluant la partie la plus au sud de la gouge de faille, mais également des déformations visibles dans les dépôts alluviaux, (2) de la terrasse alluviale T8 à flanc inverse, qui plonge vers le nord et (3) des dépôts alluviaux associés au drainage latérale correspondant au bassin versant de la Ramphu Chu (voir Fig. 6.25). Agrandissement A3 à part.

Stratigraphiquement au dessus, la couche U5 possède des caractéristiques lithologiques similaires excepté une granulométrie un peu plus grossière de la matrice. Cette couche présente également une forte déformation au centre de l'affleurement marquée par un cisaillement interne engendrant un épaississement important. L'âge de cette couche à 289 ± 116 BC est stratigraphiquement cohérent avec l'age de la couche U6 juste en dessous. La partie sud de cette couche met à l'affleurement un coin colluvial W1 composé de matériaux issus de l'unité U5.

Des indices de mouvements normaux ont pu être identifiés au sein des unités U5 et U6 dans la partie basse de l'affleurement. On observe deux failles normales listriques (Fig. 6.32). Alors que la faille Fn3, la plus au sud, provoque un décalage relativement faible au sein des unités U5 et U6, la faille Fn2, la plus au nord, provoque un déplacement vertical de ∼30 cm principalement marqué par la lentille composée de clasts au sein de U6. Le prolongement de cette faille vers le haut est coupé par la faille F2 qui met en contact l'unité U6 à pendage inverse et l'unité U5. Là encore, ces indices stratigraphiques nous permettent d'établir une chronologie entre ces deux failles qui montrent que l'ensemble du bloc affaissé par la faille normale s'est ensuite fait cisailler par la faille F2. Ces mouvement normaux peuvent être le résultat d'un événement caractérisé par (1) soit une faille à pendage fort générant un déplacement vertical métrique provoquant un effondrement de la surface de l'époque, soit (2) une faille à pendage faible couplée à un déplacement pluri-métrique engendrant la création d'un faille listrique.

Or, la continuité de cette faille normale vers le bas, vient se greffer sur le chevauchement F6 au niveau d'une résurgence, marquée par la présence d'une zone argileuse gorgée d'eau. Cette faille F6 qui, dans un premier temps cisaille une lentille de clasts dans U6 provoque un épaississement de cette dernière, vient décaler l'ensemble des couches qui composent U5. Le coin colluial W1 vient sceller les dépôts de l'unité U5. La figure 6.33 propose un agrandissement de cette partie de l'affleurement et montre de façon claire les décalages associés à cette faille.

Le log détaillé présente différents points importants :

- dans l'unité U5 :
  1. La séparation en deux branches (F6a et F6b) de la faille F6.
  2. Des plissements importants visibles dans les séries silteuses/sableuses de l'unité U5.
  3. Une figure de chevauchement très bien marquée dans la partie basse du log, présentant un décalage de 50 cm.
- dans le coin colluvial W1 :

1. Un épaississement vers le sud dans une unité ne présentant aucune organisation.
2. Une figure de slump, traduisant une déstabilisation de pente rapide (Fig. 6.34).

- dans l'unité U4, une géométrie en éventail traduisant un dépôt sur un escarpement pré-existant.

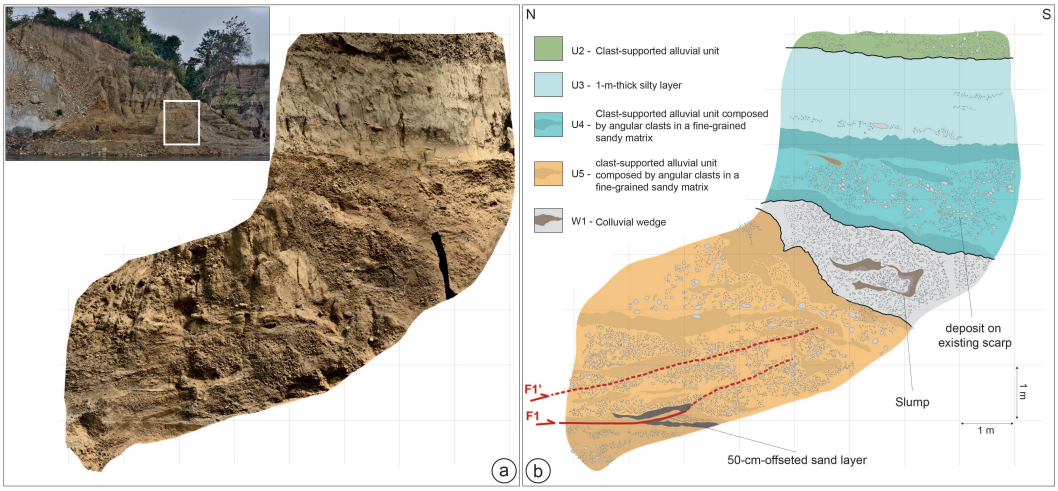


FIGURE 6.33 – Log détaillé de la partie sud de l'affleurement de Piping. **a** : Orthophotographie de la zone sud de la déformation. **b** : Log détaillé de la partie sud de l'affleurement mettant en évidence des marqueurs de déformations, incluant par (1) des terminaisons de failles inverses (F6 et F6') et des décalages chevauchants des dépôts alluviaux associés à la Ramphu Chu, (2) des décalages dans l'unité U5, marqués par des plissements des couches silteuses, (3) un coin colluvial W1, caractérisé par une absence d'organisation et une figure de glissement gravitaire rapide (slump) et (4) un dépôt en éventail, témoin d'un dépôt sur un escarpement pré-existant.

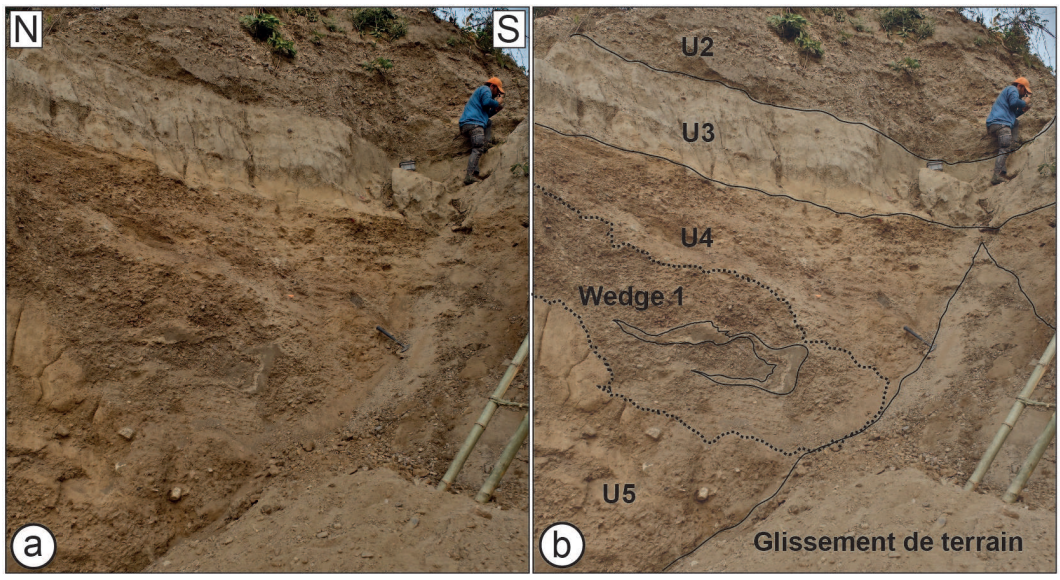


FIGURE 6.34 – Coin colluvial (W1) sur le site de Piping. **a** : Photographie ; **b** : Interprétation de la photographie mettant en évidence le coin colluvial (W1) et la figure de slump témoignant d'un mouvement gravitaire rapide.

La couche U4, composée d'une alternance de silt et de lentilles de clasts anguleux, présente une forte variation d'épaisseur au niveau du coin colluvial W1 traduisant un dépôt sur un escarpement pré-existant.

La couche U3 est un niveau repère dans la description et dans la compréhension du log. En effet, cette épaisse couche silteuse présente une continuité bien identifiable sur l'ensemble de la zone. Datée à 240 ± 140 AD pour le charbon le plus jeune, cette couche montre une déformation bien marquée et un soulèvement minimum quantifiable entre l'altitude du dépôt horizontal et le sommet de la couche qui est de 19 m ± 1 m.

La couche U2 est composée principalement de clasts anguleux et centimétriques. Datée à 517 ± 92 AD, cette couche est également basculée dans sa partie nord. Cette couche présente, tout comme les couches U1 et U0, une autre particularité correspondant à une faille à géométrie normale dans la partie supérieure. Cette faille est marquée par une intense déformation interne caractérisée par (1) le basculement local des couches U0 à U4 et l'ouverture latérale comblée par un remplissage silteux. Le décalage cumulé minimum, correspondant à l'effondrement des différentes unités est de $\sim$ 1 m et est quantifiable par une lentille silteuse d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur dans l'unité U1 (Fig. 6.35). Les charbons détritiques, PI-C23 et PI-C24, qui datent le sommet de ce remplissage, échantillonnés à 1 m de profondeur sont modernes avec des âges respectifs de 1807 ± 117 AD et 1809 ± 128 AD .

La figure 6.35 montre également les nombreuses déformations associées à cette zone en faille normale :

- un remplissage silteux de couleur beige claire plus épais au sommet et qui s'amincit vers le bas,
- le cisaillement horizontal au milieu de ce remplissage par la couche de galet au sein de l'unité U1 qui caractérise un glissement de faible amplitude vers le sud,
- un cisaillement et un alignement vertical des clasts en bordure nord de cette faille normale sur une épaisseur de $\sim$20 cm qui vient cisailler également la couche de silt décalée témoignant d'un déplacement cumulé.

Ces indices de déformations bien marqués, notamment (1) la couche de galets verticale de 20 cm d'épaisseur et (2) la datation moderne du remplissage supérieur, montrent que cette faille normale a été affectée par au moins deux événements.

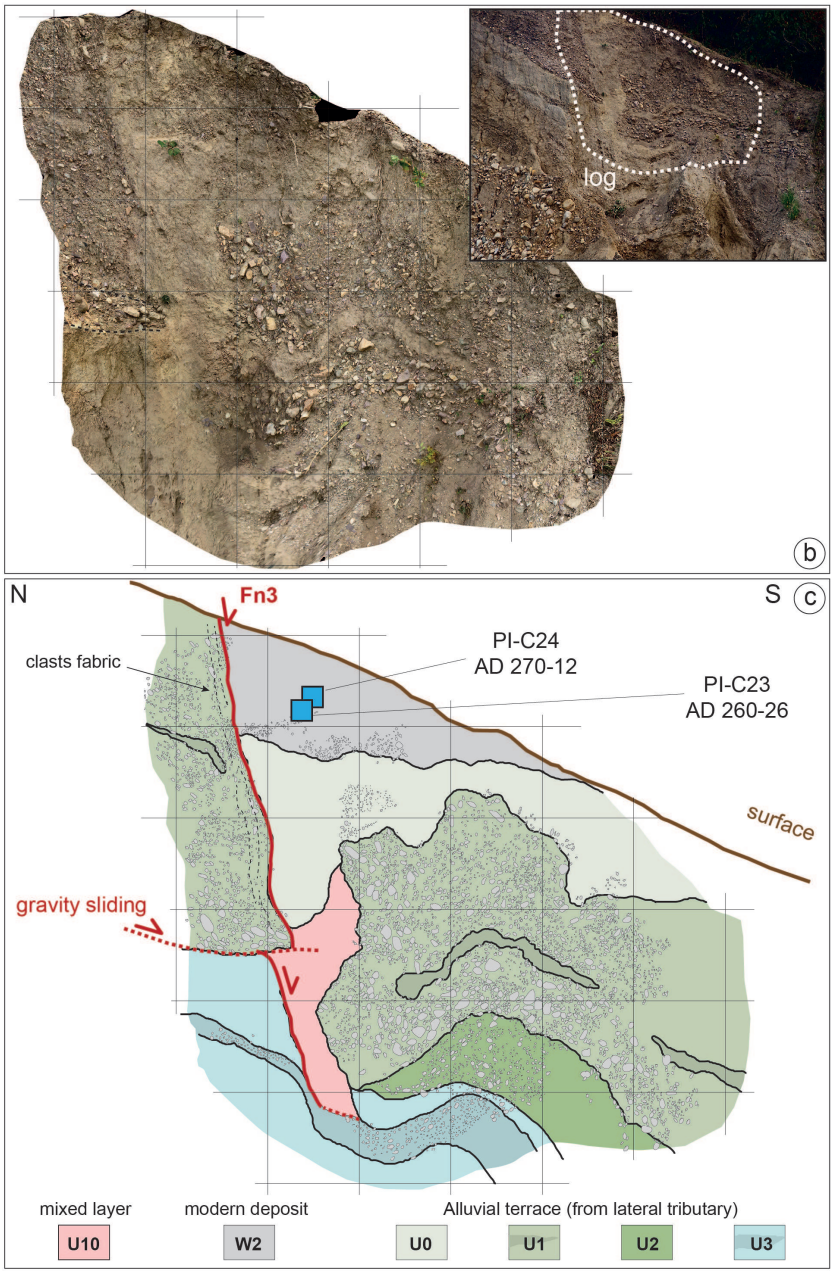


FIGURE 6.35 – Description de la faille normale au sommet du site de Piping. *a* : Photographie du sommet de l'affleurement depuis la rive droite de la Wang Chu. *b* : Orthophographie de l'affleurement. Dû à une incision prononcée des parois à l'impossibilité de nettoyer correctement pour des problèmes d'accessibilité et de sécurite, cette orthophotographie présente des distorsions, principalement sur le pendage des couches. On observe des marqueurs de déformations, incluant une fabrique verticale bien marquée des galets au contact nord de la faille normale et un alignement oblique des galets mettant en évidence un glissement gravitaire induit par un pendage des couches. *c* : log détaillé du site présentant les différentes unités lithologiques et la faille normale. La faille normale présente un décalage de $\sim$ 1 m. Cette faille est décalée au niveau des deux tiers bas par le glissement gravitaire marqué par un alignement des galets.

Relation failles/unités et événements enregistrés.

Plusieurs marqueurs de déformation témoignent d'une activité récente des failles présentées sur les logs. Une restauration des déformations est présentée sur

la figure 6.36.

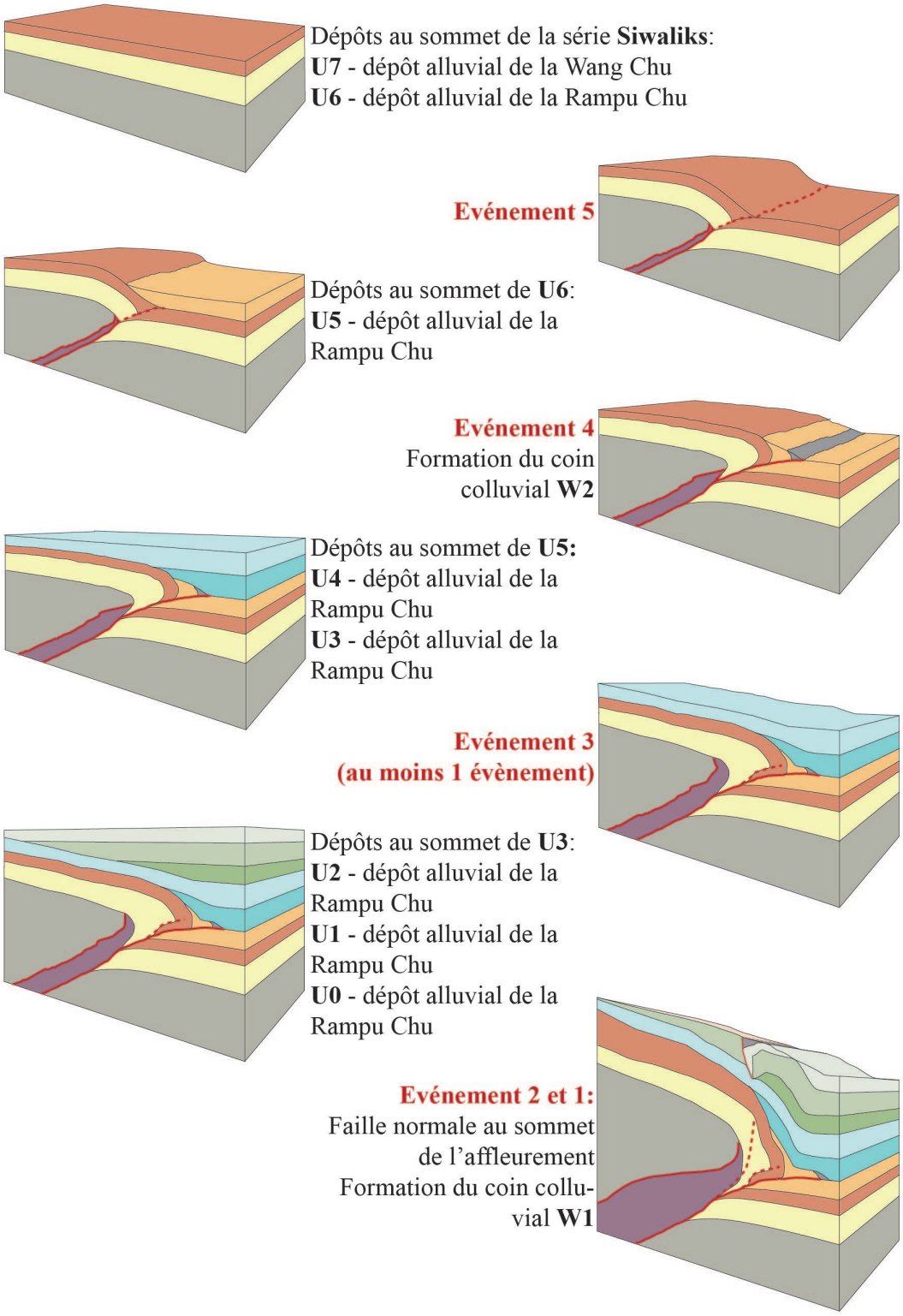


FIGURE 6.36 – Restauration des déformations visibles sur la zone de Piping à partir de blocs diagramme schématique.

Pour apporter des contraintes sur les probabilités d'occurrence des événements enregistrés sur le site de Piping, l'ensemble des âges ^{14}C a été modélisé dans un modèle stratigrahique Oxcal (Fig. 6.37).

Les résultats de la tranchée de Piping, présentés dans la figure 6.37 sont synthétisés dans le paragraphe qui suit.

- le pli à grande échelle de l'unité U7 correspondant à la terrasse T8 datée à 1385 ± 105 BC (Fig. 5),
- associée à ce plissement, l'unité U6 permet également de quantifier un soulèvement local. En effet cette couche est datée à 670 ± 162 BC. Or, la différence d'élévation entre le sommet de l'affleurement, montrant cette unité U6 érodée et le contact horizontal des unités U6/U5, dans la partie sud de l'affleurement est de 22 m au minimum, ce qui implique un taux de soulèvement minimum de 8 mm/an,
- le dépôt en discordance angulaire entre U5 et U6 au centre de l'affleurement sur la partie verticalisée, témoigne d'un dépôt de l'unité U5 sur un escarpement pré-existant. L'unité U6 permet donc de pré-dater un événement tandis que l'unité U5 permettra de post-dater ce même événement. L'occurrence de ce séisme est datée à 482 ± 127 BC,
- la présence du coin colluvial W1 dans la partie basse du log. Correspondant à l'effondrement au front d'une déformation cosismique, ce coin colluvial, composé de clasts anguleux centimétriques dans lesquels une figure de glissement rapide (slump) est préservée, est scellé par l'unité U4 qui vient se déposer sur un escarpement pré-existant. Alors que l'unité U4 ne présente pas de datation, l'unité U3 est datée à 240 ± 140 AD et permet de post-dater l'événement associée à W1. L'unité U5, quant à elle, datée à 280 ± 110 BC, permet de pré-dater cet événement. Le modèle Oxcal borne cet événement à 100 ± 160 BC,
- la géométrie de l'unité U2 suggère que son dépôt s'est produit sur un escarpement pré-existant au sein de l'unité U3 en surface. Cette observation est en faveur d'un événement postérieur au dépôt de U3 et antérieur au dépôt de U2. Ce séisme est donc borné par ces deux unités et la modélisation Oxcal permet de borner cet événement à 302 ± 67 AD. En revanche, le déplacement vertical associé à ce séisme est difficilement quantifiable,
- et enfin, la faille à géométrie normale affectant l'ensemble des dépôts les plus jeunes témoignent d'au moins deux événement postérieurs à l'ensemble des dépôts. La couche U2 permet d'avoir une borne inférieure et donc de pré-dater les événement(s) enregistré(s). Les deux charbons échantillonnés

dans le coin colluvial W2 au sommet permettent, quant à eux, de post-dater l'ensemble des déformations. La modélisation Oxcal donne un intervalle de 1130 ± 590 AD. Les deux événements sont caractérisés par :

- le coin colluvial W1. Les deux charbons détritiques sont datés à 1810 ± 130 AD et 1805 ± 120 AD. En considérant que ce coin colluvial W2 s'est formée à la suite d'un événement, on peut considérer qu'un événement a eu lieu juste avant le dépôt de W2 soit dans la partie la plus jeune de la distribution d'âge de la modélisation Oxcal,
- l'alignement vertical des galets dans l'unité U1. Le coin colluvial de présente pas de déformation bien marquée comme les alignements verticaux de galets dans l'unité U1 directement au contact. On peut donc mettre en évidence un premier événement indépendant, induisant un cisaillement des galets de l'unité U1.

Enfin, la figure 6.37 met en évidence que cet intervalle prend en compte les deux séismes extraits des tranchées de Sarpang et Momo Creek à 50 km plus à l'est.

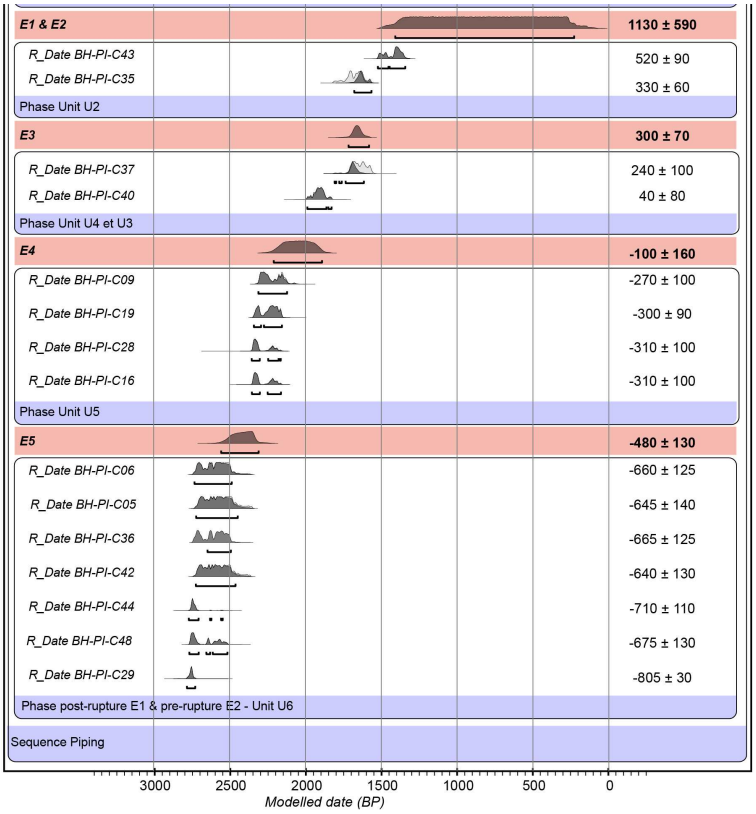


FIGURE 6.37 – Modélisation Oxcal du site de Piping mettant en évidence les différents événements et leurs âges correspondant.

L'analyse des déformations, associée aux datations dérivées des charbons dé-

tritiques a permis de mettre en évidence aux moins cinq événements depuis ∼2700 ans, générant une déformation verticale cumulée de ∼25 m.

Ces résultats sont en accord avec les observations faites sur les sites de Sarpang et Momo creek 50 km à l'est. Ils sont également cohérents avec la probabilité d'un séisme majeur à ∼1100 AD. La figure 6.38 présente ces résultats en replaçant nos observations dans un contexte régional en intégrant les différentes études de part et d'autres du Bhoutan.

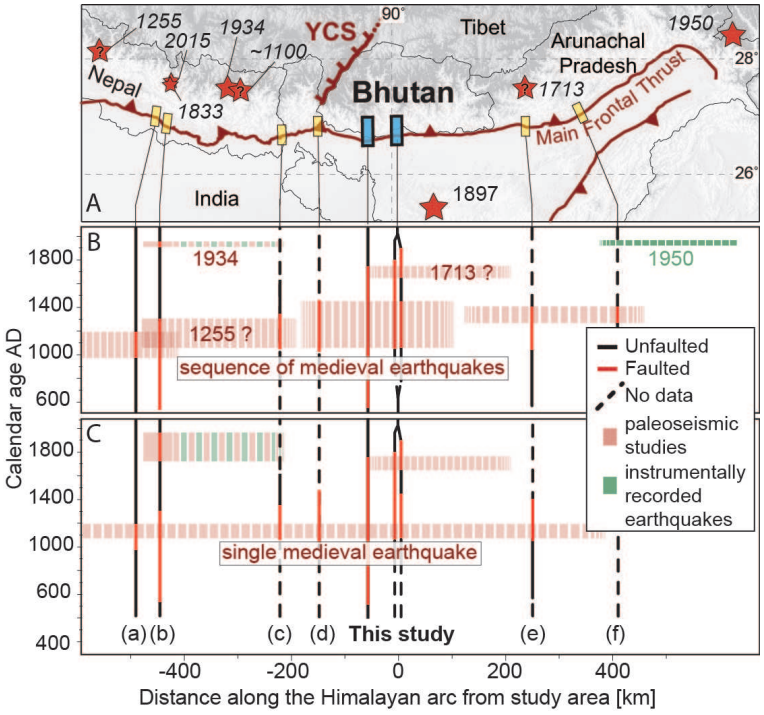


FIGURE 6.38 – A : Carte montrant l'emplacement des séismes majeurs (étoiles rouges) et des études paléosismologiques le long du MFT dans la région du Népal-Sikkim-Bhoutan [Lave, 2005; Sapkota et al., 2013; Nakata et al., 1998; Upreti, 1999; Kumar et al., 2010]. Les rectangles bleus indiquent l'emplacement des sites d'études incluant à l'ouest Piping et à l'est Sarpang et Momo Creek. YCS = Yadong Cross Structure. B : Diagramme temps/distance montrant les résultats des modélisations Oxcal de chaque étude caractérisant une séquence de séismes durant la période médiévale. L'axe vertical correspond à l'âge AD et l'axe horizontal les distance en kilomètres depuis le site d'étude de Sarpang. Les hachures rouges et vertes sont les contraintes de longueur et d'âge des ruptures à partir des études paléosismologiques. C : Diagramme temps/distance montrant le résultat de la modélisations Oxcal qui va dans le sens d'un événement régional unique entre 1090 AD et 1145 AD (2-σ).

APPORTS DE LA PALÉOSISMOLOGIE

Cette étude paléosismologique a permis de faire différents constats :

- les résultats paléosismologiques principaux, dans la région de Sarpang, ont permis de mettre en évidence l'occurrence d'au moins deux séismes majeurs le long au Bhoutan durant les derniers 1000 ans,
- la seconde étude, dans la région de Lhamoyzingkha a permis d'étendre le catalogue de séismes historiques en mettant en évidence l'occurrence d'au moins trois séismes depuis ∼2700 ans,
- le séisme "médiéval" entre ∼1100 et ∼1300 AD, reste toujours un débat dans la communauté scientifique et ouvre la discussion sur l'occurrence possible d'un séisme de magnitude 9 le long de l'arc,
- la variabilité des chevauchements crustaux intracontinentaux ne permettent pas, à l'heure actuelle, d'établir des relations claires entre la magnitude, le déplacement en surface, la longueur et la largeur de rupture.

On peut donc se poser la question de la nature de cette variabilité et des paramètres qui entrent en jeu.

Un des aspects, pouvant participer à cette variabilité, que nous avons voulu étudier est l'impact de la nature de la zone de déformation. En effet, le site de Lhamoyzingkha présente une épaisse zone de déformation de 15 m à l'affleurement. Cette zone, a fait l'objet d'une étude préliminaire durant la mission de 2015. Après discussions avec Alain Chauvet et Roger Soliva, il a été décidé de proposer un stage de master pour la caractérisation de cette zone de déformation. Cette étude est décrite dans les perspectives.

Ce paragraphe propose de faire un synthèse de cette seconde partie et des différents points que nous venons d'aborder. Plusieurs résultats importants sont à retenir :

- le Bhoutan n'est pas une zone asismique,

- les différentes ruptures de surfaces observées dans les différentes tranchées témoignent d'au moins cinq séismes durant les derniers 2700 ans,
- l'étude combinée de données de terrain et de données historiques permettent d'apporter de nouvelles contraintes sur la magnitude et l'épicentre des séismes passés,

CHAPITRE 7

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Sortie scolaire sur la route de Gasa. Vallée de la Puna Tsang Chu

"Nous nous rejoignons dans le sourire au-dessus des langages, des castes, des partis."

Antoine de Saint-Exupéry

Sommaire

7.1 Synthèse et discussions 267

7.2 Perspectives 271

7.2.1 Relation intensité, magnitude, déplacement de surface, longueur de rupture 271

7.2.2 Étude de la zone de déformation du MFT sur le site de Piping 272

7.2.3 Étude petro-structurale d'une roche de faille 272

Introduction 272

Données 274

Analyse 275

Modèle de déformation 278

Implication pour les ruptures récentes 280

Et maintenant ? 281

7.2.4 Des études morphotectoniques et paléosismologiques supplémentaires 282

7.2.5 Imagerie géophysique de proche surface 284

7.2.6 Dépôt de faible énergie dans le Moyen-Pays et déstabilisation des versants 285

7.1 Synthèse et discussions

Durant ces trois ans de travail de thèse, j'ai effectué l'acquisition, le traitement et l'interprétation de différents jeux de données ayant pour principe de quantifier la déformation récente dans l'Himalaya du Bhoutan. Cette thèse est articulée autour de deux grands axes de recherche comprenant (1) l'étude de la distribution spatiale et temporelle de la dénudation et de l'incision au front et au centre de la chaîne le long d'un profil à l'Ouest Bhoutan et (2) l'étude des séismes passés le long du front Himalayen Bhoutanais. Ces différents aspects m'ont permis de combiner diverses disciplines, la géomorphologie quantitative, la morphotectonique et la paléosismologie afin d'apporter de nouvelles contraintes sur (1) la quantification de la déformation au Bhoutan et (2) l'étude des variations latérales des déformations en Himalaya. Les principaux résultats sont synthétisés dans les paragraphes qui suivent.

Taux de dénudation et d'incision à l'Ouest Bhoutan

La première campagne de terrain effectuée en Février 2014 nous a permis d'établir un profil de dénudation de 150 km comportant 33 points de mesure aux exutoires de bassins versants le long de la Wang Chu et la Puna Tsang Chu. L'analyse de ce profil et l'utilisation d'un modèle de dislocation dans un demi-espace élastique a permis de contraindre l'extension du décollement sous la partie ouest Bhoutan et surtout d'apporter des informations sur la transition plat-rampe sous la haute chaîne Bhoutanaise. Nous avons montré qu'elle se situe à ∼130 km du MFT, soit 50 km plus au nord que les données obtenues à l'Est Népal. On peut se poser la question de l'implication de cette transition plus au nord. Est ce que cette variation joue un rôle dans les différences de topographie, mise en évidence par ? Est ce qu'un décollement plus large induit une transition bloquée/débloquée plus large et un potentiel sismogène (magnitude plus importante) plus important ? Si c'est le cas, est-ce que ces variations sont visibles dans la topographie ?

Mais ce résultat est différent des résultats obtenus par Coutand et al. [2014] par modélisation thermocinématique de données thermochrnologiques sur les derniers millions d'années. Une collaboration a été mise en place pour faire une étude combinée des deux jeux de données.

Les résultats préliminaires de cette étude nous ont permis d'extraire une géométrie du MHT qui satisfait les deux jeux de données, et met en évidence un décalage vertical du taux de dénudation compris en 0.5 et 1 mm. Des tests sont en cours pour essayer d'expliquer ce décalage.

Toujours sur le même profil, les vitesses GPS horizontales sont en accord avec

une transition plat rampe à ∼110 km du MFT et vont dans le sens d'une variation significative par rapport à l'est du Népal.

Les données d'incision moyen-terme, obtenues au centre de la chaîne par datation de l'abandon des terrasses alluviales montrent des résultats cohérents avec les données de dénudation dérivées des cosmonucléides marqués par des taux très faibles dans le Moyen-Pays. L'observation est donc confirmée par deux approches entièrement indépendantes.

Enfin, plus récemment, des études de Singer et al. [su] et Diehl et al. [2016] présentent des résultats utilisant un catalogue de sismicité provenant du réseau local installé au Bhoutan par le groupe de l'ETH dirigé par György Hetényi.

L'étude de Singer et al. [su] porte sur l'étude de la structure crustale par l'analyse en fonction récepteur. L'étude de Diehl et al. [2016] porte sur l'étude des variations latérales de la sismicité et les déformations associées. Alors que les images dérivées des fonctions-récepteurs sont difficilement exploitables au nord des profils, dû principalement à un faible densité de mesure au niveau de la haute chaîne, le catalogue de sismicité à l'Ouest Bhoutan présente un essaim de séismes aux alentours de ∼120 km du front et une absence totale de sismicité détectable au nord de cette limite. Ces résultats vont dans le sens d'une transition plat-rampe dans cette zone matérialisant la transition entre la zone bloquée au sud de ce point et la zone en fluage continu au nord de ce point.

Finalement, l'ensemble de ces études sont en accord et permettent d'extraire plusieurs concluions générales :

- le Moyen-Pays de l'ouest Himalaya du Bhoutan présente un taux de dénudation Holocène et un taux d'incision à moyen terme (< 50 ka) très faible. Ce taux de dénudation peut avoir plusieurs origines, incluant une cause climatique, marquée par une pluviométrie très faible et un climat très sec ou un soulèvement à grande échelle qui induit une stabilité du niveau de base et une dénudation très faible,
- la géométrie du MHT dans cette région de l'Himalaya est différente de la géométrie obtenue au Népal avec une transition plat-rampe plus au nord d'au moins 50 km,
- les taux d'incision observés au front sont élevés (∼28 mm/an). Cette valeur d'incision est bien plus élevée que les autres études le long du front Himalayen (∼10 mm/an).

Pour essayer de comprendre les potentiels mécanismes de déformation pouvant induire un soulèvement de cet ordre de grandeur, nous nous sommes intéressés à l'étude des structures Holocène au front et à l'occurrence des séismes majeurs le

long du front Himalayen Bhoutanais.

Méga-séismes au Bhoutan

Partie centrale de ma thèse, l'étude paléosismologique m'a permis d'apporter des contraintes fortes sur l'occurrence de méga-séismes au Bhoutan, montrant ainsi que cette zone n'est pas une « zone asismique »le long de l'Himalaya.

Trois campagnes de terrain ont permis d'investiguer un nombre important de sites présentant une ou plusieurs ruptures de surfaces récentes, le long du front Himalayen Bhoutanais principalement au centre et à l'ouest.

Nous avons pu mettre en évidence l'occurrence d'au moins cinq séismes durant les derniers 2700 ans, avec du plus récent au plus ancien :

- deux séismes entre 1130 ± 590 AD. Le séisme le plus récent peut-être associé à un séisme historique, localisé dans un premier temps par Ambraseys and Jackson [2003] en Arunachal Pradesh, à l'est du Bhoutan, puis relocalisé à partir d'une nouvelle approche basée sur l'inversion de données historiques et de mesures de déplacement de terrain par Hetényi et al., [soumis]. Les auteurs proposent une localisation au centre Bhoutan et estiment une magnitude de ∼ 8,
- un séisme "médiéval" daté entre 1140 AD et 1520 AD. La probabilité d'occurrence d'un méga-séisme à cette période est forte et est mentionnée par de nombreuses études paléosismologiques le long de l'arc entre l'est Népal, le Sikkim et l'Arunachal Pradesh. Le principal débat porte sur l'âge de ce séisme qui est contraint (1) par les datations de charbons détritiques aux alentours de ∼1100 AD et (2) en 1255 AD par des écrits historiques. Nos données vont dans le sens d'un séisme en ∼1100 AD qui aurait rompu un segment de l'arc mesurant jusqu'à 800 km provoquant un séisme d'une magnitude Mw comprise entre 8.7 et 9.1,
- un séisme daté à 300 ± 70 AD. Le déplacement vertical de ce séisme est difficilement quantifiable,
- un séisme daté à -100 ± 160 BC,
- un séisme entre -610 et -355 AD.

Ces résultats sont importants dans la compréhension de la déformation le long de l'arc Himalayen de part la position charnière du royaume du Bhoutan. Ils sont également importants pour un aspect logistique. Ces résultats sont très difficiles à obtenir, induisant une logistique importante. Seul un autre segment de l'arc Himalayen présente une caractérisation aussi complète.

La figure 7.1 replace nos résultats dans un contexte régional, incluant les différentes études paléosismologiques de part et d'autre du Bhoutan.

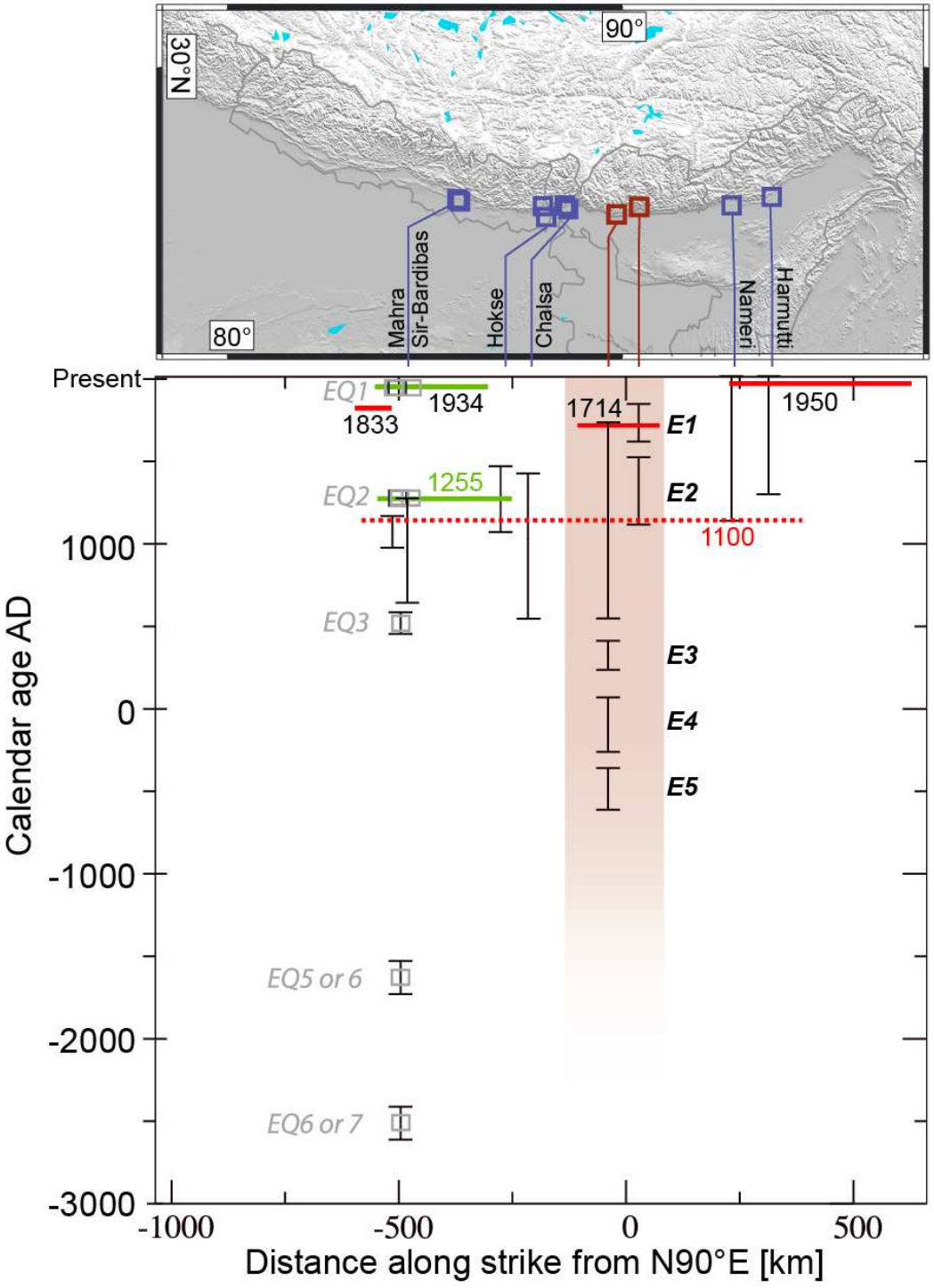


FIGURE 7.1 – Occurence des séismes majeurs dans l'est Himalayen. Modifiée d'après Bollinger et al. [2014].

Ces résultats participent à la compréhension du cycle sismique au Bhoutan mais également en Himalaya. En effet, replacés dans un contexte régional, nos

Trois points clés peuvent être extraits de cette étude :

- au moins cinq séismes se sont produits durant les derniers 2700 ans,
- malgré la faible sismicité instrumentale, le Bhoutan ne peut plus être considéré comme une zone asismique vis-à-vis des événements destructeurs,
- nos résultats participent à une discussion plus générale sur la probabilité d'un séisme de magnitude 9 le long de l'arc, qui, d'après la récente étude de Stevens and Avouac [2015] est nécessaire pour boucler le bilan de moment et relâcher les contraintes accumulées durant les périodes inter-sismiques.

7.2 Perspectives

7.2.1 Relation intensité, magnitude, déplacement de surface, longueur de rupture

Les résultats paléosismologiques prennent également place dans un contexte plus large de compréhension du cycle sismique dans des contextes de subductions intra-continentale.

Ces dernières décennies, de nombreuses études ont porté sur la compréhension et la quantification des relations entre longueur de rupture, largeur de rupture, magnitude du séisme, déplacement en profondeur et déplacement en surface [e.g. Scholz, [1982] ; Hall et al. [2012] ; Biasi and Weldon [2006] ; Manighetti et al. [2005]]. Ces travaux portent essentiellement sur des catalogues de séismes à mécanismes décrochants. Plus récemment Manighetti et al. [2007] ou Leonard [2010] propose des relations pour des séismes à mécanisme inverse mais la plupart des relations ne sont pas applicables pour des séismes majeurs de magnitude et déplacement trop important. Ces problèmes sont principalement induits pas la variabilité trop importante de ces séismes et le manque de données instrumentales et de terrain.

Pour tenter d'aller plus loin dans l'interprétation de nos données, deux approches ont été mis en place :

- une collaboration avec Glenn Biasi (Université de Reno, Nevada, USA) dans l'optique d'adapter aux failles inverses une méthodologie développée pour les failles dérochantes Biasi and Weldon [2006]. Cette méthode permet d'estimer la probable paléomagnitude et l'extension d'une rupture à partir d'une mesure unique de déplacement en surface le long d'une faille. Le calcul est basé sur une compilation, au préalable, de distributions de déplacements cosismiques sur différentes failles chevauchantes. Un histogramme normalisé permet de donner la probabilité d'observer un déplacement donné en

fonction de la magnitude considérée. Différentes lois de distribution *a priori* des magnitudes sont testées. Un catalogue de quantification de rupture de surface le long de faille inverse a donc été élaboré à partir d'une trentaine de séismes à travers le monde. Les résultats préliminaires sont encourageants et permettent, à travers une mesure de déplacement dans une tranchée de quantifier de façon acceptable la magnitude du séisme associé,

- l'autre approche porte sur une inversion conjointe intégrant des données historiques et des données de terrain dans le but de localiser le séisme de 1714 AD ressenti dans tout le Bhoutan [Hetényi et al., submitted]. Cette étude est basée sur (1) une analyse des écrits historiques relatant des indices d'intensité et des dégâts matériels en un point donné (2) une compilation des études paléosismologiques principalement axée sur l'interprétation des logs stratigraphiques et (3) des données paléosismologiques basées sur l'étude de Sarpang au centre Bhoutan. Cette étude a donné des résultats très satisfaisants sur la magnitude probable de ~ 8 et sur la localisation potentielle de l'épicentre et permet (1) de mettre de côté l'hypothèse d'une rupture en bordure du plateau du Shillong et (2) de situer ce séisme au centre Bhoutan et non en Arunachal Pradesh.

7.2.2 Étude de la zone de déformation du MFT sur le site de Piping

Enfin, l'étude préliminaire de la zone de déformation a permis d'apporter des observations clés notamment en terme de variation de l'intensité de la déformation entre la gouge isotrope, la gouge foliée et la zone d'endommagement. Ces observations s'intègrent dans une étude plus globale sur l'apport des argiles de gouges néoformées dans la compréhension des processus (notamment des processus locaux) et leurs effets potentiels sur la friction de la faille étudiée.

7.2.3 Étude petro-structurale d'une roche de faille

Introduction

Cette approche est le fruit d'une réflexion démarrée suite à la mission de terrain 2015. L'étude préliminaire du site de Piping montrait que l'exutoire de la Wang Chu mettait à l'affleurement une zone de déformation importante caractérisée par une zone de gouge au contact d'un dépôt alluvial et une zone de déformation épaisse de $\sim$15 m.

Or, les roches de failles, appelées communément *gouge* permettent d'apporter des contraintes sur le cycle sismique et sur la chronologie des événements. En effet, il a été suggéré qu'une gouge présentant une structure isotrope est caractéristique d'une déformation co-sismique [Boullier et al., 2009] alors qu'une gouge à structure polyphasée serait représentative d'une déformation cumulée. La foliation observée est alors associée à du fluage.

Un échantillonnage préliminaire (2016) a permis de lancer une collaboration avec Alain Chauvet, Roger Soliva et Jacinthe Caillaud et de proposer un stage de master 1.

Cette analyse réalisée lors d'un stage de Master 1 par Margot Mathey [Mathey, 2016] vise à caractériser les déformations enregistrées au sein de la gouge de faille et essayer de contraindre les mécanismes de déformations associés.

L'objectif principal est donc d'établir le lien entre les déformations observées et le comportement sismogène de la faille. En effet, le comportement d'une faille dans la croûte supérieure est associé à la déformation et à la formation de roches de faille [Monzawa and Otsuki, 2003]. Or, les propriétés mécaniques des matériaux déformés, au cœur de la faille ou au sein du proche encaissant, comme par exemple la déformation des grains et la variation de la taille de grains, influent directement sur le fonctionnement de la faille et les taux de déplacement en modifiant la friction [Keulen et al., 2007].

L'autre intérêt de cette étude est de regarder la composition minéralogique de la roche de faille pour en extraire des matériaux pouvant être datés notamment de minéraux argileux. L'intérêt porté à ces minéraux particuliers réside sur la capacité qu'ils ont d'enregistrer les conditions de leur formation. Par exemple, ils peuvent résulter de néoformations diagénétiques lors de la déformation des niveaux structuraux supérieurs où ils vont constituer la majeure partie des failles argilisées de basse température, appelées communément des gouges. La datation de ces minéraux argileux permet d'associer leur formation à un ou plusieurs événement(s) particulier(s) et donc de contraindre temporellement ces événements.

Cette déformation cassante large échelle est donc le siège de réactions minérales liées à la fracturation cassante qui sont considérées comme un processus important dans les zones de failles [e.g. Pevear, 1999; Vrolijk and Van Der Pluijm, 1999]]. En effet, lors du (re)jeu d'une faille, deux processus primaires interviennent pour former la gouge argileuse :

- la cataclase, processus de fragmentation rapide de l'encaissant,
- lsa dissolution sous pression des contours de grains.

Ces mécanismes induisent une distinction de deux composantes minérales prin-

cipales de nature et granulométrie différentes dans les failles : des clasts (donc les minéraux argileux hérités de la roche) et une matrice argileuse authigène (ou minéraux néoformés) [Solum et al., 2005; Vrolijk and Van Der Pluijm, 1999; Yan et al., 2001].

La datation des ces minéraux argileux donne, pour la première composante, l'âge de refroidissement à 300-400 ° C de la roche cristalline encaissante tandis que la seconde donne l'âge des événements qui en sont à l'origine (événements sismiques).

La méthode de datation utilisée est la méthode Argon/Argon avec une demi-vie globale de 1,26 milliard d'années, qui permet de mettre en évidence la coexistence éventuelle de matériaux d'âges différents. Cette méthode s'applique sur des matériaux argileux potassiques en particulier sur les illites qui dominent largement la composition des gouges.

Données

Un échantillonnage a été réalisé lors de la mission de terrain de février 2016 le long de deux profils à travers les 15 m d'épaisseur de la zone de gouge. Trois échantillons (SIW1, SIW3 et SIW6) ont également été prélevés le long du l'affleurement, respectivement dans les unités correspondantes à (1) la formation de Pangsari (LH, Baxa formation) composée d'une alternance de couches centimétriques à décimétriques de quartzite de couleur verte à grains fins à moyens et de couches décimétriques à métriques de dolomie de couleur blanche, violette et verte, (2) la formation de Pangsari faillée, composée principalement d'une alternance de phyllite de couleur violette et verte présentant une forte schistosité et de fines couches de talc et (3) les séries pélitiques Siwaliks (Fig. 7.2).

Au total, l'analyse microstructurale a été réalisée sur 18 lames minces. 4 lames minces ont fait l'objet d'une analyse semi-quantitative au Microscope Electronique à Balayage (MEB).

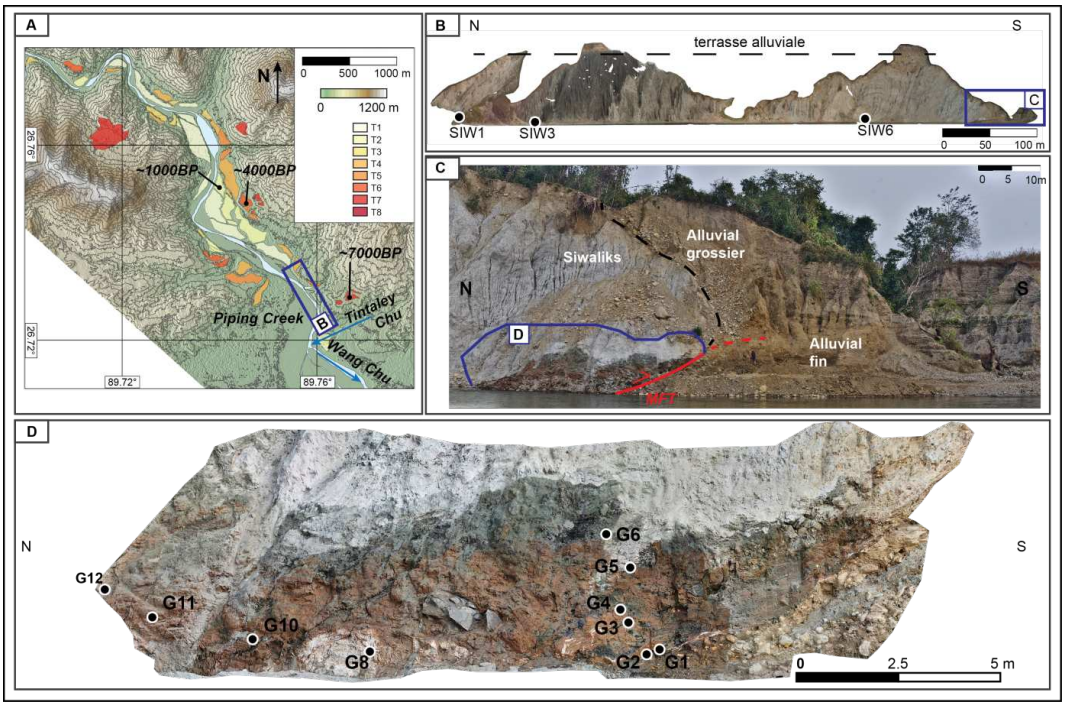


FIGURE 7.2 – Position des échantillons au sein de la zone de déformation, d'après Mathey [2016]. **A :** Carte de contexte montrant les différentes terrasses alluviales et la zone d'étude. **B :** Panorama de l'ensemble de la zone d'étude. **C :** Panorama de la zone de déformation associée au MFT. **D :** vue de la zone de déformation montrant l'emplacement des échantillons.

Analyse

L'analyse microstructurale a permis de mettre en évidence trois zones de déformation présentant des caractéristiques différentes (Fig. 7.3). Aucune quantification de proportion de matrice ou de taille de grain n'a été réalisée mais sur la base des observations, nous proposons la description suivante :

déformation de type 1, appelée foliation bréchifiée :
D'intensité faible, cette déformation présente une fracturation importante mais une foliation peu marquée voire absente à certains endroits. Les grains qui la composent sont relativement grossiers (entre 0.25 mm à 1 mm), sub-anguleux et sont caractérisés par une fracturation par contact.

déformation de type 2, appelée foliation cataclasée :
D'intensité moyenne, elle est caractérisée principalement par la fin du processus de comminution. La proportion de matrice est donc plus importante et on note la présence d'une schistosité bien marquée. Cette matrice est composée de phyllosilicates dont l'orientation est variable. L'analyse microscope montre des zones plus ou moins oxydées. Les grains, plus petits (∼0.1 mm) ont une forme sub-arrondis

et sont beaucoup plus espacés. On note la présence de critère de cisaillement vers le sud.

déformation de type 3, appelée gouge isotrope :
Cette dernière déformation est la plus intense. Elle est caractérisée par une diminution importante de la taille des grains (∼50μm) excepté pour quelques grains dits « survivants ». La matrice est donc prédominante et est caractérisée par une couleur sombre. Les grains restants, peu nombreux, présentent une forme arrondie malgré leur petite taille et sont très éloignés les uns des autres.

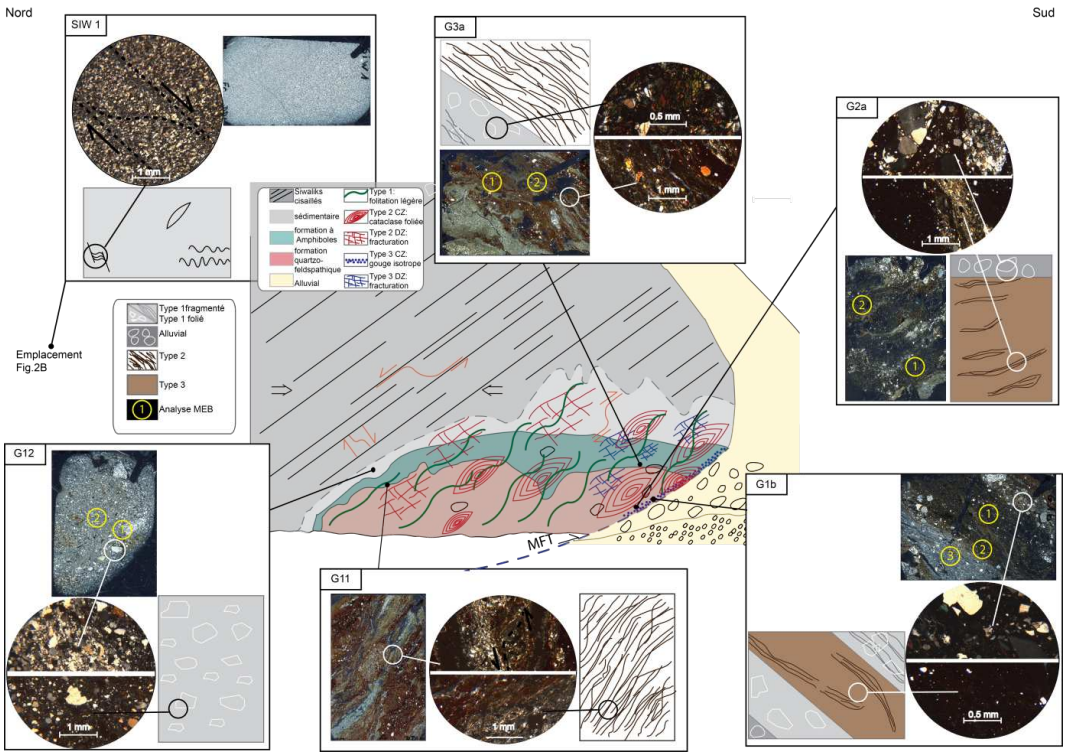


FIGURE 7.3 – Schéma de l'affleurement présentant les déformations identifiées à l'échelle des lames, du microscope et de l'affleurement. Cercles jaunes : zones analysées au MEB.

Ces déformations alternent fracturation, foliation et cisaillement et caractérisent donc une déformation à la limite entre les domaines fragile et ductile.

Nous avons vu que cette zone de faille est affectée par des mécanismes de déformation différents de ceux de l'encaissant (série Siwaliks). Elle constitue donc une bande d'une quinzaine de mètres de large ayant le même pendage que le contact zone de déformation/terrasse alluviale. De plus la déformation est caractérisée par un gradient décroissant d'intensité depuis le plan de faille jusqu'à l'extrémité de la zone de faille.

Neuf zones, partagées sur 4 lames on été analysées au MEB afin de caractériser

les grains et la matrice de trois types de déformations décrites précédemment. La figure 7.4 présente les photos en électrons rétro-diffusés et les élémentaires les plus représentatives de la composition du minéral étudié.

L'analyse des échantillons de type 1 confirme la présence importante de fragments anguleux et en cours de fracturation. Leur composition chimique est caractéristique de feldspaths potassiques (majoritairement oxygène (O), de Silice (Si), d'Aluminium (Al) et de Potassium (K)). La zone étudiée, correspondant à la lame G1b présente une matrice en feuillets bien visible, composée d'argiles dont l'orientation est influencée par les fragments.

Le type 2, à texture foliée au microscope polarisant, est moins organisé à plus fort grossissement. Les feuillets et leur orientation sont moins marqués. La foliation s'organise autour des grains préservés. Les compositions des grains et de la matrice sont relativement similaires. Alors que certaines zones oxydées présentent une composition chimique composée d'Oxygène, de Silice, d'Aluminium et de Potassium, les zones non oxydées révèlent la présence d'éléments caractéristiques d'amphiboles ferro-magnésiennes (Si, O, Mg, Fe).

Enfin, l'analyse de la déformation de type 3 confirme la présence majoritaire de matrice par rapport aux grains. En revanche, la texture qui apparaissait isotrope au microscope polarisant présente une légère foliation à certains endroits. L'orientation de cette foliation est fortement influencée par le peu de grains présents. Là encore, la composition de la matrice et des grains est similaire (O, Si, Al, K) et s'apparente à des feldspaths potassiques.

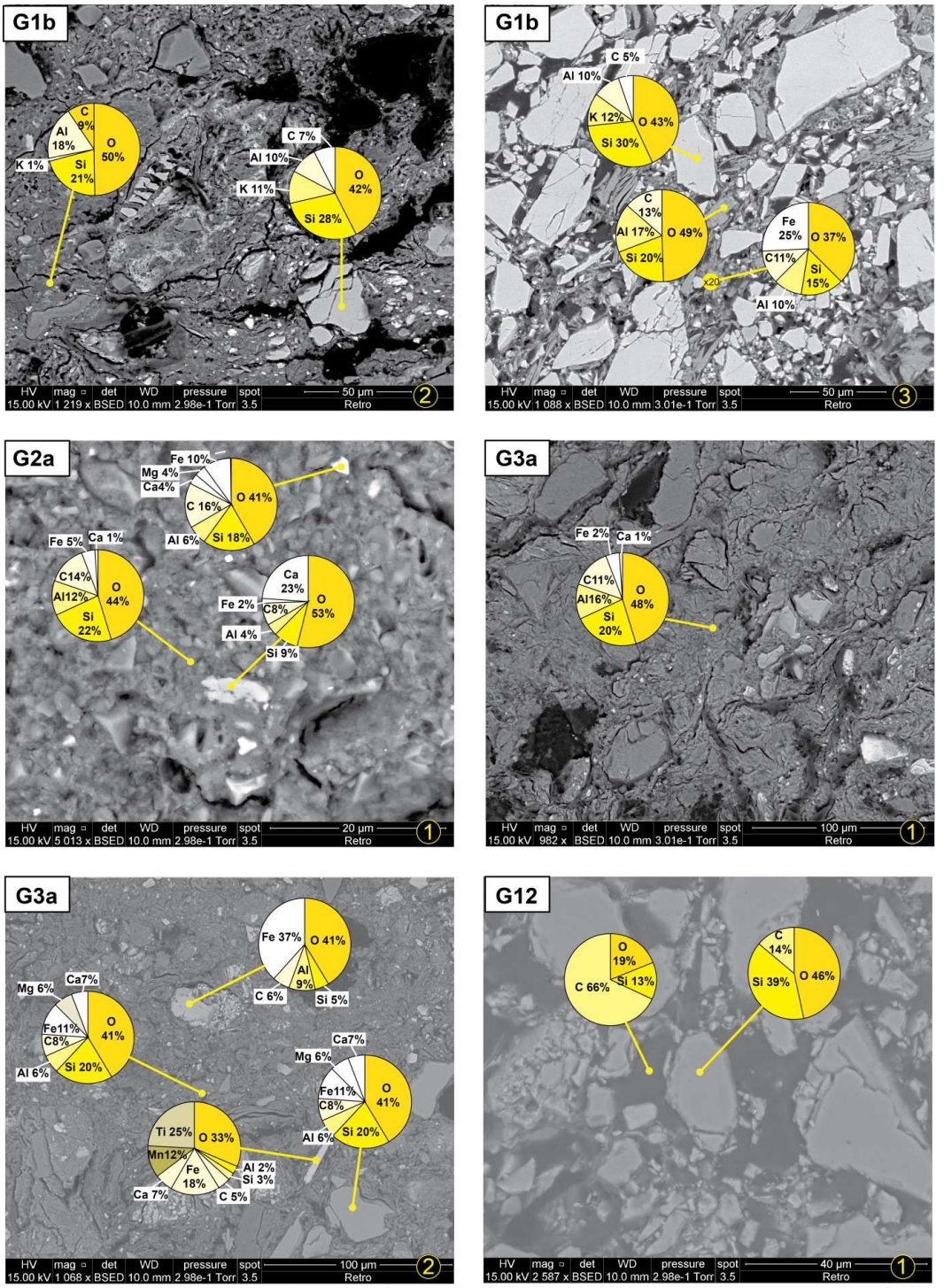


FIGURE 7.4 – microphotographies MEB. Emplacements Fig.3.

Modèle de déformation

Les types de déformations décrits précédemment sont caractéristiques de phases de déformations successives :

- la déformation de type 1 affecte l'ensemble de la zone et est interprétée comme une première phase de déformation. Cette déformation est reprise par la déformation de type 2 de manière plus localisée, sous forme de « poche »,
- la déformation de type 3, correspondant à une gouge, en partie isotrope, caractérise un événement tardif. En effet cette déformation reprend, dans la partie la plus proche de la faille des bandes de déformation de type 2. Ces deux déformations sont plus localisées et se caractérisent, dans des zones un peu plus éloignées de la faille, par de la fracturation en partie syn-foliation et syn-gouge de faille.

En l'absence de datation, la chronologie de mise en place n'est que relative.

Une analyse chimique semi-quantitative préliminaire a été effectuée lors de l'analyse MEB. Plusieurs observations ont été réalisées :

- la présence de Potassium dans les grains et la matrice argileuse suggère que la matrice pourrait provenir de l'altération des feldspaths,
- la composition des argiles analysées a été replacée dans un diagramme ternaire (Fe^{3+}, Al^{3+}, Mg^{2+}) et semble montrer une composition semblable à celle des smectites (J. Caillaud, communication personnelle). Bien que cette analyse nous apporte une hypothèse sur la nature de ces argiles, seul une analyse par diffraction X pourrait la confirmer,
- ces argiles de roche de faille sont donc différentes de celles que l'on retrouve dans les séries Siwaliks qui sont principalement des pélites,
- les smectites se forment à faible température et donc à faible profondeur. L'hypothèse de la présence de smectites ici est basée sur le fait qu'elles se soient néoformées au sein de la roche de faille, soit par des contraintes internes exercées sur les grains existants, soit par l'altération des fledspaths par des circulation de fluides dans la zone de faille,
- les smectites ne permettent pas d'effectuer des datations.

Les deux types de roches, métamorphique (amphibolitique) et quartzo-feldspathique, observées dans la zone de faille, sont différentes de l'encaissant proche composé par les séries Siwaliks.

On peut donc se poser la question de l'origine de ces roches en surface et de la quantité d'exhumation associée.

Deux hypothèses peuvent être proposées :

- ces roches proviennent de l'exhumation de matériaux provenant de la croûte Indienne. En effet, malgré l'absence de forage dans le bassin d'avant-pays, ce dernier montre une épaisseur inférieure à celui du Népal comme en té-

moigne le lit actif du Brahmapoutre composé par endroit directement de l'encaissant,

- ces dépôts d'avant-pays sont constitués des produits du l'érosion du démantèlement de la chaîne, incluant, pour la série GH, des roches feldspathiques et amphibolites (métamorphisme général). Lors de l'activation du MFT et de la mise en place des écailles de Siwaliks Hirschmiller et al. [2014], l'exhumation des séquences d'avant-chaîne serait le mécanisme d'incorporation de ces minéraux dans la gouge de faille. Or, la présence de minéraux lourds (amphiboles) identiques à ceux des faciès juxtaposant le MCT (Gondwana formation, Jaishidanda formation, Mackey and Roering [2011]) sont en faveur de cette interprétation.

Les déformations observées seraient donc un héritage dû à l'exhumation progressive de la roche de faille à travers des niveaux structuraux de compositions différentes. Cette remontée est en accord avec la chronologie décrite précédemment, à savoir :

- les types 1 et 2, montrant un déformation ductile, se seraient formés à plus grand profondeur,
- le type 3, caractéristique d'une déformation cassante et très localisée se serait formé à la surface.

Implication pour les ruptures récentes

A partir des critères de déformation décrits précédemment, l'épaisseur de la zone de faille est de ∼15 m (gouge + zone d'endommagement). Cette épaisseur traduit un rejet important permettant une exhumation de plusieurs kilomètres.

La largeur importante de cette zone de faille va également impacter directement les propriétés mécaniques de la faille.

En effet, l'épaisseur de gouge isotrope observée en surface, directement au contact avec l'alluvial, traduit un glissement co-sismique important permettant une réduction de taille de grain en une seule phase. On peut conclure sur le fort potentiel sismogénique de cette faille (nombreux séismes et fortes magnitudes). Dans un second temps, nous avons pu voir que la présence de foliations, traduisant un comportement ductile, caractérise une déformation plus en profondeur et pourrait être le résultat (1) d'une formation en profondeur marquée par une pression importante ou une température qui augmente lors d'un séisme ou (2) d'une phase de fluage associée à une relaxation post-sismique en profondeur. La bréchification syn-foliation caractérise ces phases de fluages lents.

Or, il a été montré que les phases post-sismiques de séismes importants (To-

hoku (Japon), Maule (Chilie), Gorkha (Népal)) pouvaient induire des déformations importantes, induites par des déplacements lents non négligeables le long du plan de faille associé à du fluage [Diao et al., 2013; Klein et al., 2016; Gualandi et al., 2016; Rowe et al., 2011].

Des analyses supplémentaires doivent être réalisées afin de conclure sur la formation de ces critères de déformation.

Et maintenant ?

L'analyse microstructurale de la roche de faille a permis de mettre en évidence trois types de déformations d'intensité et de nature différente, localisés dans l'espace et dans le temps. Pour aller plus loin, plusieurs études pourrait être réalisées :

- une caractérisation automatique de la forme et de la densité des grains afin de fournir une étude quantitative sur la nature de la roche en question,
- une étude EBSD (diffraction des électrons radiodiffusés ou EBSD, abréviation de l'anglais « Electron Backscatter Diffraction ») permettrait de caractériser d'avantage les propriétés cristallographique des échantillons et notamment les propriétés comme la taille des grains, leur orientation, leur déformation, leur texture, ou encore un ratio d'aspect des grains. Cette étude permettrait d'extraire davantage d'indices de déformation cosismique comme des recristallisation localisées et/ou intersismiques comme une orientation cristallographique préférentielle suivant la direction de cisaillement,
- une caractérisation fine des minéraux argileux et des gouges. Pour cela, une analyse par diffraction X permettrait de caractériser l'ensemble des argiles présentes dans cette zone de faille,
- dans le cas d'observations de matériaux datables, d'utiliser la méthode Ar/Ar pour essayer de dater les mécanismes de formation de ces gouges néoformées.

L'étude plus poussée de ce minéraux argileux au sein d'une faille chevauchante active permettrait, par des observations pétrographiques, morphologiques et cristallochimiques, d'améliorer la compréhension des paragenèses argileuses dans les failles et d'apporter de nouvelles contraintes sur les transformations minérales associées à des conditions de genèse particulière. En effet, les configurations cristallochimiques possibles des minéraux argileux dépendent fondamentalement des processus géologiques qui ont conduit à leur formation.

7.2.4 Des études morphotectoniques et paléosismologiques supplémentaires

Deux aspects doivent être pris en compte dans ces études :

- un aspect local, dans la compréhension de la déformation dans la partie ouest du Bhoutan. Les études présentées dans cette thèse sont principalement concentrées le long d'un profil N-S. Or, la morphologie de part et d'autre de ce profil montre des évidences de déformations qui vont dans le sens d'une étude plus détaillée en 3 dimensions,

  1. L'importante faille normale du Yadong au nord-ouest, dont le rôle dans la propagation de la rupture n'est pas connue, nécessite une étude plus approfondie. L'utilisation de données satellitaires haute résolution pourrait permettre une étude préliminaire sur la présence de marqueurs d'activité récente. Dans un second temps, une modélisation de la rupture pourrait être envisagée pour essayer de comprendre le rôle de cette structure et les interactions possibles avec le MHT et le MFT.
  2. Le linéament oblique de sismicité de Goalpara et son rôle dans les mécanismes de déformation. En effet, cette structure induit inévitablement des complications dans la zone sécante avec le Main Frontal Thrust. Or, l'étude unique d'un profil ne permet d'appréhender l'influence d'une telle structure. Une étude des terrasses de Phuentsholing, puis de la vallée de l'Amo Chu permettrait de mettre en évidence des variations des déformation avec la région de Lhamoyzingkha qui présente une quantification des déformations verticales.

- Un aspect régional, dans un premier temps entre l'ouest et l'est du Bhoutan puis avec les pays de part et d'autre du Bhoutan. Les études morphotectoniques réalisées sur les sites de Lhamoyzingkha, Sarpang, Menchu et Bangtar peuvent servir de point de départ à une étude plus détaillée sur la variation des taux d'incision le long du front Bhoutanais.

  le site de Sarpang présente déjà des datations de terrasses [Berthet et al., 2014]. Les terrasses perchées présentes de larges surfaces très bien préservées. Les deux rives de la Sarpang Chu sont accessibles.

  le site de Menchu présente des marqueurs morphologiques bien définis dans le paysage. Les terrasses alluviales dont la cartographie détaillée a déjà été faite et un large méandre perchée, témoin d'un soulèvement rapide. Accessible par la route, la datation de l'abandon de ce méandre pourrait également donner des contraintes sur l'incision rapide du front.

le site de Bangtar dont le système de terrasse est très bien marqué dans la morphologie. Bien qu'une cartographie détaillée ait été réalisée, une étude de terrain est nécessaire pour caractériser les dépôts et différencier les dépôts de terrasses des dépôts de cônes alluviaux. En effet, la formation de cône massif de cette taille pourrait être le marqueur d'un phénomène extrême induit par le climat ou la tectonique.

L'ensemble des sites est accessible par la route, principalement par l'Inde. Une mission de terrain permettrait d'échantillonner de nombreuses terrasses (datations ^{14}C, OSL et/ou ^{10}Be). Ces résultats permettraient de compléter nos observations et de confirmer une variation importante entre l'ouest et l'est. Dans un second temps, la comparaison avec les taux d'incision obtenus pour les régions voisines pourrait être envisagé.

En terme d'étude paléosismologique sur le terrain, des tranchées supplémentaires permettraient :

- de confirmer les observations faites sur les différents sites d'étude et notamment d'affiner les distributions de probabilité des événements, l'occurrence et les magnitudes associées,
- mettre en évidences des éventuelles variations du comportement du MFT en surface entre l'ouest et l'est du Bhoutan,
- établir une distribution de glissement en surface pour un événement donné afin d'injecter ces résultats dans les modèles mis en œuvre dans la collaboration avec Glenn Biasi,
- continuer d'apporter des nouvelles données pour l'étude de la segmentation de l'arc Himalayen en essayant de corréler les différentes études entre elles.

De nombreux sites au Bhoutan sont favorables à l'ouverture d'une tranchée. Parmi eux :

- le site de Gelephu. Une tranchée préliminaire à été ouverte durant la mission 2014. Les résultats des datations, malgré un échantillonnage de charbons détritiques favorisé par des dépôts fins, n'ont pas permis d'extraire des résultats cohérents dûs à une complexité du site induite par un affluent latéral. La tranchée, décalée de quelques mètres par rapport au MFT en profondeur n'a pas permis de mettre à l'affleurement la structure principale. Le site étant facilement accessible pour une machine, la logistique d'une mission sur cette zone ne présente pas de difficulté particulière,
- d'un point de vue des variations latérales, une tranchée à l'est permettrait d'étudier l'impact de la variation de l'accommodation de la convergence Inde-Asie montrée par les données géodésiques [Marechal et al., sub]. Quel

est le type de morphologie frontale associé à un glissement continu sur la rampe frontale du MFT. La présence d'un escarpement frontal bien marqué et de ruptures de surface dans des dépôts alluviaux récents ne vont pas dans le sens d'une différence significative entre la morphologie à l'ouest et à l'est du Bhoutan. L'ouverture d'une tranchée sur le site de Bangtar ne présente pas de souci d'accès (une journée par l'Inde) ni de matériel (nombreux chantiers sur place). En revanche la proximité de la frontière Inde-Bhoutan nécessiterait des autorisations spécifiques,

- le site de Menchu pourrait également être étudié. A l'aplomb du méandre perché, un système de drain perpendiculaire au front incise l'ensemble du versant sud. L'étude préliminaire suggère également des escarpements topographiques bien marqués dans le paysage, perpendiculaires à ces incisions. Une étude systématique des ces drains, similaire à l'étude réalisée entre Piping et Lhamoyzingkha pour l'ouest, pourrait être réalisée sur ces incisions.

D'un point de vue régional, la région de l'Arunachal Pradesh présente des escarpements bien marqués dans la topographie. Les études de [Kumar et al., 2010] montrent des déformations importantes du front. Des études supplémentaires pourraient être réalisées. L'objectif de cette étude à l'est du Bhoutan présente deux aspects.

1. L'étude des variations latérales de l'occurrence des séismes majeurs le long de l'arc.

2. Une étude systématique des sites entre le Bhoutan et la syntaxe est Himalayenne pourrait mettre à jour une rupture associée au séisme en Assam de 1950. A l'heure actuelle, aucune étude paléosismologique n'a permis de mettre en évidence une rupture de surface associée à ce séisme.

7.2.5 Imagerie géophysique de proche surface

Les données obtenues par les méthodes de geophysique subsurface dans le cadre de la thèse de Dowchu Drukpa sont très encourageantes et pourraient être développées le long du front Bhoutanais.

Dans un premier temps, des études de sismique réflexion peuvent être menées sur les zones présentant des études paléosismologiques dans la région de Lhamoyzingkha. Dans un second temps, une étude plus systématique pourrait être envisagée, dans les incisions principales le long de l'ensemble du front Bhoutanais.

Enfin, des méthodes de sismique réfraction peuvent également être mises en œuvre. L'utilisation d'un matériel Indien plus lourd pour les sites où l'accès est

envisageable est possible. A titre d'exemple, les sites de Phuentsholing, Piping, Lhamoyzingkha, Sarpang sont accessibles depuis l'Inde par des routes en bon état.

7.2.6 Dépôt de faible énergie dans le Moyen-Pays et déstabilisation des versants

La route en fond de vallée entre Paro, Chuzom et Thimphu met à l'affleurement (1) des dépôts alluviaux, composés d'une alternance de galets arrondis de nature principalement granitique et des unités sableuses et (2) des dépôts massif de crues torrentielles (debris flow), marqués par un dépôt sans organisation composé de rochers décimétriques à métriques, anguleux dans une matrice composée d'un mélange de sable grossier et de terre.

L'affleurement de Chuzom met à l'affleurement une épaisse couche de sable, entre deux dépôts alluviaux grossiers (Fig. 7.5).

Ces dépôts alluviaux sont posés sur le socle juste en dessous de la route, comme le montre la figure 7.5b.

Ces sables présentent différentes caractéristiques, incluant :

- des figures de dépôts centimétriques, caractéristiques d'un dépôt de faible énergie de type lacustre (Fig. 7.6).
  Ces derniers traduisent une phase un écoulement à faible énergie pouvant provenir de deux phénomènes :

  1. Un apport très faible de la rivière en amont. Cette apport faible peut avoir plusieurs origines, comme (1) des précipitations très faibles induisant un transport sédimentaire faible ou (2) une période glaciaire, induisant également un apport en eau faible et un transport sédimentaire diminué.

  2. Un barrage naturel en aval induit par un glissement de terrain venant boucher la vallée.

  Or, nous avons déjà mis en évidence d'importants dépôts massifs non-organisés le long des vallées de Thimphu et Paro. Ces dépôts peuvent-être associés à des déstabilisations instantanées des versants engendrant des dépôts massifs (plusieurs dizaines de mètres) dans les vallées. Or, à ces endroits, les vallées ont des largeurs de quelques dizaines de mètres et un glissement de plusieurs milliers de m^3 pourraient jouer le rôle de barrage naturel jusqu'à son incision.
- Des déformations d'un sédiment non consolidé, saturé en eau et situé en proche surface, sous le passage d'un train d'onde [Rodríguez-Pascua et al.

[2000] ; Shmulik Marco, communication personnelle]

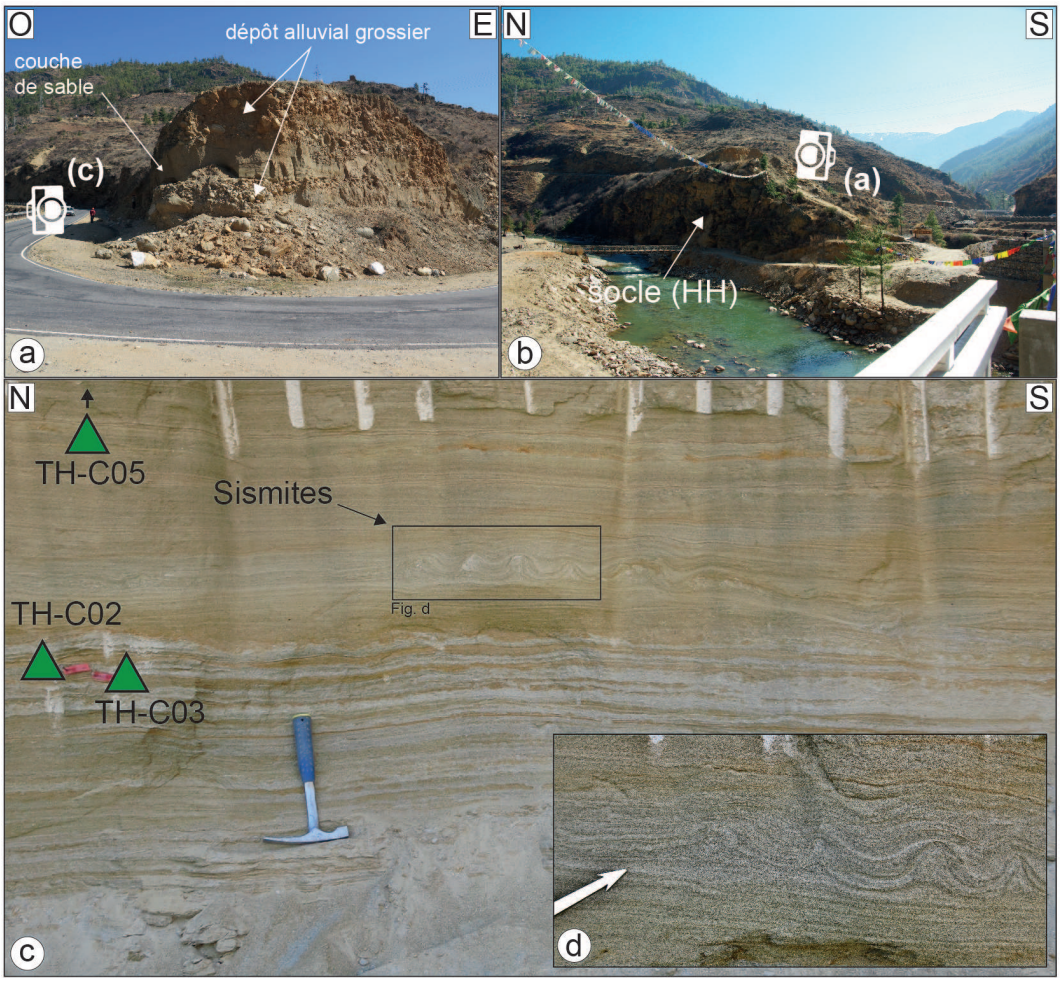


FIGURE 7.5 – Photographies du site d'étude de Chuzom. **a** : Photographie de l'affleurement montrant l'épaisse couche de sable de 2 mètres d'épaisseur encadrée par des dépôts alluviaux composés de galets décimétriques. **b** : Affleurement de Chuzom vue de la rive droite de la rivière montrant la présence du socle juste en dessous. **c** : Photo agrandie des sables de Chuzom montrant des déformations de figures d'injection de sable cosismique appelées sismites.

Ces dépôts ont fait l'objet de datation. La figure 7.5c montre ces sédiments déformés.

Deux échantillons ^{14}C ont été prélevés à proximité des sismites, TH-C02 et TH-C03 datés respectivement à 43740 ± 1459 BP et 54956 ± 9956 BP.

Malgré les incertitudes importantes (on approche les limites de la méthode en terme d'âge), les deux datations les plus anciennes vont dans le sens d'au moins un événement après 42281 BP. La charbon le plus jeune pourrait être associé à un événement, induisant des déstabilisations importantes des versants et provoquant un barrage naturel. Le charbon pourrait contraindre un âge minimum du dépôt de faible énergie. Des datations complémentaires permettraient de contraindre d'avantage l'âge des processus responsables de la mise en place de ces structures.

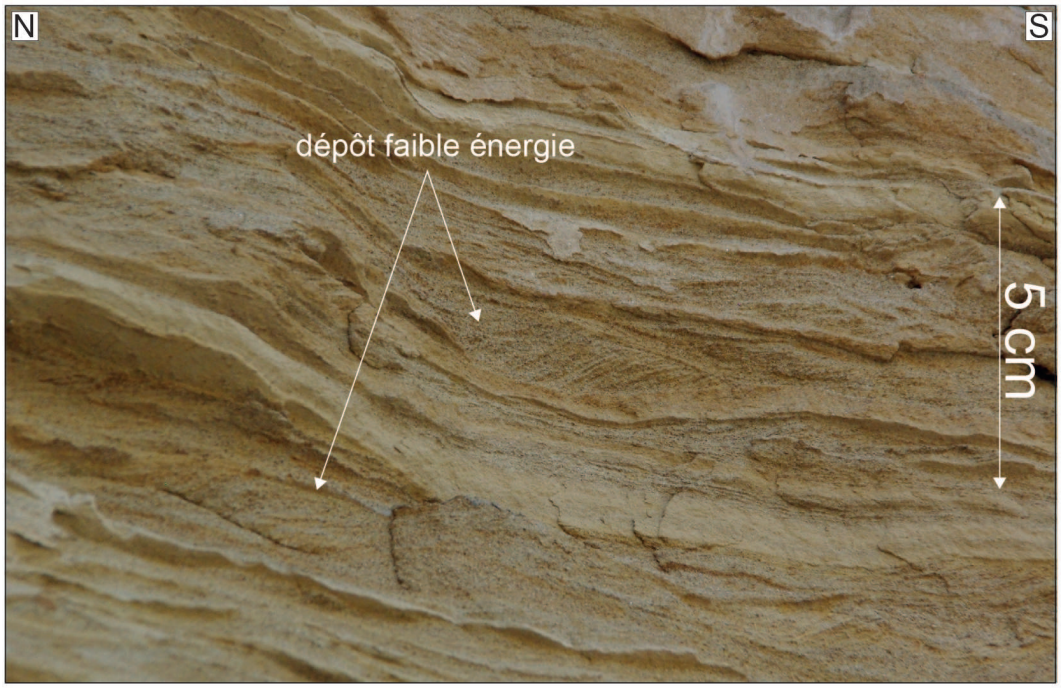


FIGURE 7.6 – Photo du dépôt sableux de Chuzom. Ce dépôt est caractérisé par des figures des dépôts témoin d'un dépôt de faible énergie.

Ce type de données offre un opportunité supplémentaire d'étudier les séismes passés en effectuant des études paléosismologiques également dans le centre de la chaîne. Les nombreux lacs de montagne de la région de Thimphu et Paro offre un enregistrement sédimentaire lacustre important.

Des études de carottage de ces lacs pourraient être envisagées afin d'étudier la présence, ou non, de perturbations syn-sédimentaires attribuables à des séismes [Rodríguez-Pascua et al., 2000; Becker et al., 2005]. Les datations de ces potentiels niveaux perturbées pourraient permettre de corréler ces niveaux à des séismes historiques.

BIBLIOGRAPHIE

Abrahami, R., van der Beek, P., Huyghe, P., Hardwick, E., and Carcaillet, J. (2016). Decoupling of long-term exhumation and short-term erosion rates in the Sikkim Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 433 :76–88.

Achache, J., Courtillot, V., and Xiu, Z. Y. (1984). Paleogeographic and tectonic evolution of southern Tibet since middle Cretaceous time : new paleomagnetic data and synthesis. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B12) :10311–10339.

Adams, B. a., Hodges, K. V., van Soest, M. C., and Whipple, K. X. (2013). Evidence for Pliocene-Quaternary normal faulting in the hinterland of the Bhutan Himalaya. *Lithosphere*, 5(4) :13,438–449.

Adams, B. A., Hodges, K. V., Whipple, K. X., Ehlers, T. A., Van Soest, M. C., and Wartho, J. (2015). Constraints on the tectonic and landscape evolution of the Bhutan Himalaya from thermochronometry. *Tectonics*, 34(6) :1329–1347.

Ader, T., Avouac, J. P., Liu-Zeng, J., Lyon-Caen, H., Bollinger, L., Galetzka, J., Genrich, J., Thomas, M., Chanard, K., Sapkota, S. N., Rajaure, S., Shrestha, P., Ding, L., and Flouzat, M. (2012). Convergence rate across the Nepal Himalaya and interseismic coupling on the Main Himalayan Thrust : Implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(4) :1–16.

Ambraseys, M. and Jackson, D. (2003). A note on early earthquake in northern India and southern Tibet. *Current Science*, 84(4) :570–582.

Ambraseys, N. and Bilham, R. (2000). A note on the Kangra Ms = 7.8 earthquake of 4 April 1905. *Current Science*, 79(1) :45–50.

Ambraseys, N. N. and Douglas, J. (2004). Magnitude calibration of north Indian earthquakes. *Geophysical Journal International*, 159(1) :165–206.

Anderson, R. A., Repka, J. L., and Dick, G. S. (1996). Dating depositional surfaces using in situ produced cosmogenic radionuclides. *Geology*, 24 :47–51.

Angster, S., Fielding, E. J., Wesnousky, S., Pierce, I., Chamlagain, D., Gautam, D., Upreti, B. N., Kumahara, Y., Nakata, T., Asahi, K., and Al., E. (2015). Field Reconnaissance after the 25 April 2015 M 7.8 Gorkha Earthquake. *Seismological Research Letters*, 86(6) :1506–1513.

Argand, E. (1924). La tectonique de l'Asie. Conférence faite á Bruxelles, le 10 août 1922. In *Congrès géologique international (XIIIe session)-Belgique 1922*, pages 171–372.

Avouac, J. P. (2003). Mountain Building, Erosion, and the Seismic Cycle in the Nepal Himalaya. In *Advances in Geophysics*, volume 46, pages 1–80.

Avouac, J. P. and Burov, E. B. (1996). Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 101(B8) :17747–17769.

Avouac, J.-P., Meng, L., Wei, S., Wang, T., and Ampuero, J.-P. (2015). Lower edge of locked Main Himalayan Thrust unzipped by the 2015 Gorkha earthquake. *Nature Geoscience*, 8(9) :708–711.

Becker, A., Ferry, M., Monecke, K., Schnellmann, M., and Giardini, D. (2005). Multiarchive paleoseismic record of late Pleistocene and Holocene strong earthquakes in Switzerland. *Tectonophysics*, 400(1-4) :153–177.

Ben-Menahem, A., Aboodi, E., and Schild, R. (1974). The source of the great Assam earthquake - an interplate wedge motion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9(4) :265–289.

Berthet, T., Hetényi, G., Cattin, R., Sapkota, S. N., Champollion, C., Kandel, T., Doerflinger, E., Drukpa, D., Lechmann, S., and Bonnin, M. (2013). Lateral uniformity of India Plate strength over central and eastern Nepal. *Geophysical Journal International*, 195(3) :1481–1493.

Berthet, T., Ritz, J. F., Ferry, M., Pelgay, P., Cattin, R., Drukpa, D., Braucher, R., and Hetényi, G. (2014). Active tectonics of the eastern Himalaya : New constraints from the first tectonic geomorphology study in southern Bhutan. *Geology*, 42(5) :427–430.

Besse, J. and Courtillot, V. (1988). Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the Early Jurassic. *Journal of Geophysical Research*, 93(B10) :11791.

Bettinelli, P., Avouac, J. P., Flouzat, M., Jouanne, F., Bollinger, L., Willis, P., and Chitrakar, G. R. (2006). Plate motion of India and interseismic strain in the Nepal himalaya from GPS and DORIS measurements. *Journal of Geodesy*, 80(8-11) :567–589.

Biasi, G. P. and Weldon, R. J. (2006). Estimating surface rupture length and magnitude of paleoearthquakes from point measurements of rupture displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5) :1612–1623.

Bierman, P., Steig, E. J., Received, I., and January, I. (1996). Estimating Rates of Denudation Using Cosmogenic Isotope Abundances in Sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(2) :125–139.

Bilham, R. (1995). Location and magnitude of the 1833 Nepal earthquake and its relation to the rupture zones of contiguous great Himalayan earthquakes. *Current*, 69(July) :155–187.

Bilham, R., Larson, K., and Freymueller, J. (1997). GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, 386(6620) :61–64.

Bohra, A., Kotlia, B. S., Laskar, A. H., and Yadava, M. G. (2014). Evidence of Late Quaternary seismicity from Yunam Tso, Lahaul and Spiti, NW Himalaya, India. *Journal of Earth System Science*, 123(3) :603–616.

Bollinger, L., Avouac, J. P., Beyssac, O., Catlos, E. J., Harrison, T. M., Grove, M., Goffé, B., and Sapkota, S. (2004). Thermal structure and exhumation history of the Lesser Himalaya in central Nepal. *Tectonics*, 23(5) :n/a–n/a.

Bollinger, L., Sapkota, S. N., Tapponnier, P., Klinger, Y., Rizza, M., Van Der Woerd, J., Tiwari, D. R., Pandey, R., Bitri, A., and Bes De Berc, S. (2014). Estimating the return times of great Himalayan earthquakes in eastern Nepal : Evidence from the Patu and Bardibas strands of the Main Frontal Thrust. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 119(9) :7123–7163.

Bollinger, L., Tapponnier, P., Sapkota, S. N., and Klinger, Y. (2016). Slip deficit in central Nepal : 0men for a pending repeat of the 1344 AD earthquake ? *Earth Planets and Space*, 68(1) :1–12.

Bookhagen, B. and Burbank, D. W. (2006). Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophysical Research Letters*, 33(8) :1–5.

Boullier, A. M., Yeh, E. C., Boutareaud, S., Song, S. R., and Tsai, C. H. (2009). Microscale anatomy of the 1999 Chi-Chi earthquake fault zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3).

Braucher, R., Del Castillo, P., Siame, L., Hidy, A. J., and Bourles, D. L. (2009). Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced 10Be depth profile : A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. *Quaternary Geochronology*, 4(1) :56–67.

Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., and Bourlès, D. L. (2011). Production of cosmogenic radionuclides at great depth : A multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(1-2) :1–9.

Braun, J. (2002a). Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets. *Terra Nova*, 14(3) :210–214.

Braun, J. (2002b). Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(3-4) :331–343.

Braun, J. (2003). Pecube : A new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Computers and Geosciences*, 29(6) :787–794.

Brewer, I. D. and Burbank, D. W. (2006). Thermal and kinematic modeling of bedrock and detrital cooling ages in the central Himalaya. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(9) :B09409.

Burbank, D. and Anderson, R. (2011). *Tectonic Geomorphology*. John Wiley & Sons.

Burchfiel, B. D., Zhileng, C., Hodges, K. V., Yuping, L., Royden, L. H., Changrong, D., and Jiene, X. (1992). The {South} {Tibetan} detachment system, {Himalayan} orogen : {Extension} contempranoues with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geological Society of America Special Papers*, 269 :1–41.

Burg, J.-P., Proust, F., Tapponnier, P., and Chen, G. M. (1983). Deformation phases and tectonic evolution of the Lhasa block (southern Tibet, China). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 76(3) :643–665.

Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., Pepin, E., Charrier, R., Hérail, G., Farías, M., Guyot, J. L., Vargas, G., and Lagane, C. (2013). Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology*, 41(2) :195–198.

Cattin, R. and Avouac, J. P. (2000). Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105(B6) :13389.

Chaturvedi, R. K. and Mishra, S. N. (1978). Geological map of Sinchula-Sami khola area, Phuntsholing, Chirang and Gaylegphug Districts, Bhutan. *Geological survey of India*.

Chen, Q. (2004). Spatially variable extension in southern Tibet based on GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 109(B9) :1–20.

Chen, W.-P. and Molnar, P. (1977). Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in central Asia. *Journal of Geophysical Research*, 82(20) :2945.

Chirouze, F., Huyghe, P., van der Beek, P., Chauvel, C., Chakraborty, T., Dupont-Nivet, G., and Bernet, M. (2013). Tectonics, exhumation, and drainage evolution of the eastern Himalaya since 13 Ma from detrital geochemistry and thermochronology, Kameng River Section, Arunachal Pradesh. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(3-4) :523–538.

Clark, M. M., Grantz, A., and Rubin, M. (1972). Holocene activity of the Coyote Creek fault as recorded in sediments of Lake Cahuilla. *US Geological Survey Professional Paper*, 787 :112–130.

Coutand, I., Whipp, D. M., Grujic, D., Bernet, M., Fellin, M. G., Bookhagen, B., Landry, K. R., Ghalley, S. K., and Duncan, C. (2014). Geometry and kinematics of the Main Himalayan Thrust and Neogene crustal exhumation in the Bhutanese Himalaya derived from inversion of multithermochronologic data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(2) :1446–1481.

Cyr, A. J., Granger, D. E., Olivetti, V., and Molin, P. (2010). Quantifying rock uplift rates using channel steepness and cosmogenic nuclide-determined erosion rates : Examples from northern and southern Italy. *Lithosphere*, 2(3) :188–198.

Daniel, C. G., Hollister, L. S., Parrish, R. R., and Grujic, D. (2003). Exhumation of the main central thrust from lower crustal depths, Eastern Bhutan Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(4) :317–334.

Dasgupta, S., Mazumdar, K., Moirangcha, L. H., Gupta, T. D., and Mukhopadhyay, B. (2013). *Seismic landscape from Sarpang reentrant, Bhutan Himalaya foredeep, Assam, India : Constraints from geomorphology and geology*, volume 592. Elsevier B.V.

De Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, I. M., Luais, B., Guillot, S., Cosca, M., and Mascle, G. (2000). Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya : Multichronology of Tso Morari eclogites. *Geology*, 28(6) :487–490.

DeCelles, P. G., Gehrels, G. E., Quade, J., Ojha, T. P., Kapp, P. A., and Upreti, B. N.

(1998). Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal. *Bulletin of the Geological Society of America*, 110(1) :2–21.

Deng, Q. and Liao, Y. (1996). Paleoseismology along the range-front fault of Helan Mountains, north central China. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 101(B3) :5873–5893.

Dercourt, J., Ricou, L. E., and Vrielynck, B. (1993). *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps : Explanatory Notes. Liste Des Articles, Communications, Cartes Et Thèses. Programme GS-Téthys, 1986-1993*. Gauthier-Villars.

Dettman, D. L., Fang, X., Garzione, C. N., and Li, J. (2003). Uplift-driven climate change at 12 Ma : A long d18O record from the NE margin of the Tibetan plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2) :267–277.

Diao, F., Xiong, X., Wang, R., Zheng, Y., Walter, T. R., Weng, H., and Li, J. (2013). Overlapping post-seismic deformation processes : Afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011Mw 9.0 tohoku (Japan) earthquake. *Geophysical Journal International*, 196(1) :218–229.

Diehl, T., Singer, J., Hetényi, G., Grujic, D., Clinton, J., and Kissling, E. (2016). The Seismic Gap of Bhutan : Evidence for Segmentation of the Himalayas and its Link to Foreland Deformation. In *HKT*.

Ding, L., Kapp, P., and Wan, X. (2005). Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24(3) :1–18.

Dunai, T. (2010). *Cosmogenic Nuclides : Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*, volume 54. Cambridge University Press.

Duncan, C., Masek, J., and Fielding, E. (2003). How steep are the Himalaya ? Characteristics and implications of along-strike topographic variations. *Geology*, 31(1) :75–78.

Dupont-Nivet, G., Lippert, P. C., van Hinsbergen, D. J. J., Meijers, M. J. M., and Kapp, P. (2010). Palaeolatitude and age of the Indo-Asia collision : Palaeomagnetic constraints. *Geophysical Journal International*, 182(3) :1189–1198.

England, P. and Bilham, R. (2015). The Shillong Plateau and the great 1897 Assam earthquake. *Tectonics*, 34(9) :1792–1812.

Farr, T. G. and Kobrick, M. (2000). Shuttle radar topography mission produces a wealth of data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 81(48) :583.

Ferry, M. (2016). Failles actives et grands séismes continentaux : de l'indentification à la récurrence. Technical report, Laboratoire Géosciences Montpellier.

Ferry, M., Meghraoui, M., Karaki, N. A., Al-Taj, M., Amoush, H., Al-Dhaisat, S., and Barjous, M. (2007). A 48-kyr-long slip rate history for the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault.

Gahalaut, V. K., Rajput, S., and Kundu, B. (2011). Low seismicity in the Bhutan Himalaya and the stress shadow of the 1897 Shillong Plateau earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186(3-4) :97–102.

Gansser, A. (1964). Geological research in the Bhutan Himalaya. *The Mountain World, 1965*, 104(01) :86.

Gansser, A. (1983). Geology of the Bhutan Himalaya.

Gay, I. (2015). Etude de la géomorphologie de l'Ouest du Bhoutan à travers les rivières Wang Chu et Puna Tsang Chu. Technical report.

Glotzbach, C., van der Beek, P. A., and Spiegel, C. (2011). Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data.

Godard, V., Bourlès, D. L., Spinabella, F., Burbank, D. W., Bookhagen, B., Fisher, G. B., Moulin, A., and Léanni, L. (2014). Dominance of tectonics over climate in himalayan denudation. *Geology*, 42(3) :243–246.

Godard, V., Burbank, D. W., Bourls, D. L., Bookhagen, B., Braucher, R., and Fisher, G. B. (2012). Impact of glacial erosion

on 10Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 117(3) :1–17.

Gold, R. D. and Cowgill, E. (2011). Deriving fault-slip histories to test for secular variation in slip, with examples from the Kunlun and Awatere faults. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1-2) :52–64.

Gosse, J. C. and Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides :theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20 :1475–1560.

Grandin, R., Vallée, M., Satriano, C., Lacassin, R., Klinger, Y., Simoes, M., and Bollinger, L. (2015). Rupture process of the Mw = 7.9 2015 Gorkha earthquake (Nepal) : Insights into Himalayan megathrust segmentation. *Geophysical Research Letters*, 42(20) :8373–8382.

Granger, D., Kirchner, J., and Finkel, R. (1996). Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *The Journal of Geology*, 104(3) :249–257.

Granger, D. E., Lifton, N. A., and Willenbring, J. K. (2013). A cosmic trip : 25 years of cosmogenic nuclides in geology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(9-10) :1379–1402.

Granger, D. E. and Riebe, C. S. (2013). Cosmogenic Nuclides in Weathering and Erosion. In *Treatise on Geochemistry : Second Edition*, volume 7, chapter 7, pages 401–436.

Grujic, D., Coutand, I., Bookhagen, B., Bonnet, S., Blythe, A., and Duncan, C. (2006). Climatic forcing of erosion, landscape, and tectonics in the Bhutan Himalayas. *Geology*, 34(10) :801–804.

Grujic, D., Hollister, L. S., and Parrish, R. R. (2002). Himalayan metamorphic sequence as an orogenic channel : Insight from Bhutan. *Earth and Planetary Science Letters*, 198(1-2) :177–191.

Grujic, D., Warren, C. J., and Wooden, J. L. (2011). Rapid synconvergent exhumation of Miocene-aged lower orogenic crust in the eastern Himalaya. *Lithosphere*, 3(5) :346–366.

Gualandi, A., Avouac, J.-P., Galetzka, J., Genrich, J. F., Blewitt, G., Adhikari, L. B., Koirala, B. P., Gupta, R., Upreti, B. N., Pratt-Sitaula, B., and Liu-Zeng, J. (2016). Pre-and post-seismic deformation related to the 2015, Mw7. 8 Gorkha earthquake, Nepal. *Tectonophysics*.

Gudmundsdottir, M. H., Blisniuk, K., Ebert, Y., Levine, N. M., Rood, D. H., Wilson, A., and Hilley, G. E. (2013). Restraining bend tectonics in the santa cruz mountains, california, imaged using 10 be concentrations in river sands. *Geology*, 41(8) :843–846.

Guillot, S., Garzanti, E., Baratoux, D., Marquer, D., Maheo, G., and De Sigoyer, J. (2003). Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(7).

Gunn, J. (2013). 6.7 Denudatio and Erosion in Karst. In Press, A., editor, *Treatise Geomorphology*, chapter Karst geom, pages 72–81.

Gurrola, L. D. and Rockwell, T. K. (1996). Timing and slip for prehistoric earthquakes on the Superstition Mountain Fault, Imperial Valley, southern California. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 101(B3) :5977–5985.

Hall, C. R., Behe, B. K., Campbell, B. L., Dennis, J. H., Lopez, R. G., and Yue, C. (2012). The appeal of biodegradable packaging to US floral consumers. *Acta Horticulturae*, 930(4) :121–126.

Hammer, P., Berthet, T., Hetényi, G., Cattin, R., Drukpa, D., Chophel, J., Lechmann, S., Moigne, N. L., Champollion, C., and Doerflinger, E. (2013). Flexure of the India plate underneath the Bhutan Himalaya. *Geophysical Research Letters*, 40(16) :4225–4230.

Harvey, J. E., Burbank, D. W., and Bookhagen, B. (2015). Along-strike changes in Himalayan thrust geometry : Topographic and tectonic discontinuities in western Nepal. *Lithosphere*, 7(5) :511–518.

Herman, F., Copeland, P., Avouac, J. P., Bollinger, L., Maheo, G., Le Fort, P., Rai, S., Foster, D., Pecher, A., Stuwe, K., and Henry, P. (2010). Exhumation, crustal deformation, and thermal structure of the Nepal Himalaya

derived from the inversion of thermochronological and thermobarometric data and modeling of the topography. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(6) :B06407.

Herman, F., Seward, D., Valla, P. G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S. D., and Ehlers, T. a. (2013). Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature*, 504(7480) :423–426.

Hicks, J. H. (1954). *The mechanics of the foot*, volume 88. Carnegie institution of Washington.

Hidy, A. J., Gosse, J. C., Pederson, J. L., Mattern, J. P., and Finkel, R. C. (2010). A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides : An example from Lees Ferry, Arizona. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(9).

Hirschmiller, J., Grujic, D., Bookhagen, B., Coutand, I., Huyghe, P., Mugnier, J. L., and Ojha, T. (2014). What controls the growth of the himalayan foreland fold-and-thrust belt ? *Geology*, 42(3) :247–250.

Hodges, K. V., Hurtado, J. M., and Whipple, K. X. (2001). Southward extrusion of Tibetan crust and its effect on Himalayan tectonics. *Tectonics*, 20(6) :799–809.

Hodges, K. V., Parrish, R. R., and Searle, M. P. (1996). Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics*, 15(6) :1264.

Hough, S. E. and Bilham, R. (2008). Site response of the Ganges basin inferred from re-evaluated macroseismic observations from the 1897 Shillong, 1905 Kangra, and 1934 Nepal earthquakes. *Journal of Earth System Science*, 117(SUPPL.2) :773–782.

Hubbard, M. S. and Harrison, T. M. (1989). 40Ar/39Ar age constraints on deformation and metamorphism in the main central thrust zone and Tibetan slab, eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 8(4) :865–880.

Huntington, K. W., Ehlers, T. A., Hodges, K. V., and Whipp, D. M. (2007). Topography, exhumation pathway, age uncertainties, and the interpretation of thermochronometer data. *Tectonics*, 26(4) :n/a–n/a.

Jackson, D. (2002). *The Great Western-Himalayan Earthquake of 1505 : A Rupture of the Central Himalayan Gap ?* na.

Jade, S., Mukul, M., Bhattacharyya, A. K., Vijayan, M. S. M., Jaganathan, S., Kumar, A., Tiwari, R. P., Kumar, A., Kalita, S., Sahu, S. C., Krishna, A. P., Gupta, S. S., Murthy, M. V. R. L., and Gaur, V. K. (2007). Estimates of interseismic deformation in Northeast India from GPS measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3-4) :221–234.

Jangpangi, B. S. (1974). Stratigraphy and tectonics of parts of eastern Bhutan. *Himalayan Geol*, 4(Part I) :117–136.

Jayangondaperumal, R., Wesnousky, S. G., and Choudhuri, B. K. (2011). Near-surface expression of early to late holocene displacement along the Northeastern Himalayan frontal thrust at Marbang Korong Creek, Arunachal Pradesh, India. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6) :3060–3064.

Jouanne, F., Mugnier, J.-L., Gamond, J. F., Le Fort, P., Pandley, M. R., Bollinger, L., Flouzat, M., and Avouac, J. P. (2004). Current shortenning across the Himalayas of Nepal. *Geophysical Journal International*, 157(1) :1–14.

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20) :2981–2987.

Keulen, N., Heilbronner, R., Stünitz, H., Boullier, A. M., and Ito, H. (2007). Grain size distributions of fault rocks : A comparison between experimentally and naturally deformed granitoids. *Journal of Structural Geology*, 29(8) :1282–1300.

Kirchner, J. W., Finkel, R. C., Riebe, C. S., Granger, D. E., Clayton, J. L., King, J. G., Megahan, W. F., and Sites, F. (2001). Mountain erosion over 10 yr , 10 k . y ., and 10 m . y . time scales. *Society*, 29(7) :591–594.

Kirstein, L. A., Sinclair, H., Stuart, F. M., and Dobson, K. (2006). Rapid early Miocene exhumation of the Ladakh batholith, western Himalaya. *Geology*, 34(12) :1049–1052.

Klein, E., Fleitout, L., Vigny, C., and Garaud, J. D. (2016). Afterslip and viscoelastic relaxation model inferred from the large scale postseismic deformation following the 2010 Mw. *Geophysical Journal International*, 205 :1455–1472.

Konstantinovskaia, E. and Malavieille, J. (2005). Erosion and exhumation in accretionary orogens : Experimental and geological approaches. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(2).

Kumahara, Y. and Jayangondaperumal, R. (2013). Paleoseismic evidence of a surface rupture along the northwestern Himalayan Frontal Thrust (HFT). *Geomorphology*, 180-181 :47–56.

Kumar, D., Reddy, D. V., and Pandey, A. K. (2016). Paleoseismic investigations in the Kopili Fault Zone of North East India : Evidences from liquefaction chronology. *Tectonophysics*, 674 :65–75.

Kumar, S., Wesnousky, S. G., Jayangondaperumal, R., Nakata, T., Kumahara, Y., and Singh, V. (2010). Paleoseismological evidence of surface faulting along the northeastern Himalayan front, India : Timing, size, and spatial extent of great earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(12) :1–20.

Kumar, S., Wesnousky, S. G., Rockwell, T. K., Briggs, R. W., Thakur, V. C., and Jayangondaperumal, R. (2006). Paleoseismic evidence of great surface rupture earthquakes along the Indian Himalaya. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(3) :1–19.

Lakshminarayana, G. (1995). Gondwana sedimentation in the Chintalapudi sub-basin, Godavari valley, Andhra Pradesh. *Journal of the Geological Society of India*, 46(4) :375–389.

Lal, D. (1991). Lal (1991)_EPSL_Cosmic ray labeling of erosion surfaces. in situ nuclide production rates and erosion models.pdf. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4) :424–439.

Lal, D. and Arnold, J. R. (1985). Tracing quartz through the environment. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences - Earth and Planetary Sciences*, 94(1) :1–5.

Lal, D., Harris, N. B. W., Sharma, K. K., Gu, Z., Ding, L., Liu, T., Dong, W., Caffee, M. W., and Jull, A. J. T. (2004). Erosion history of the Tibetan Plateau since the last interglacial : Constraints from the first studies of cosmogenic 10Be from Tibetan bedrock. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(1-2) :33–42.

Larson, K. M., Bürgmann, R., Bilham, R., and Freymueller, J. T. (1999). Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 104(B1) :1077.

Lave, J. (2005). Evidence for a Great Medieval Earthquake (1100 A.D.) in the Central Himalayas, Nepal. *Science*, 307(5713) :1302–1305.

Lavé, J. and Avouac, J. P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3) :5735.

Lavé, J. and Avouac, J. P. (2001). Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11) :26561.

Le Fort, P. (1975). Himalayas : the collided range. present knowledge of the continental arc.

Le Pichon, X., Fournier, M., and Jolivet, L. (1992). Kinematics, topgraphy, shortening, and extrusion the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 11(6) :1085–1098.

Le Roux-Mallouf, R., Ferry, M., Ritz, J.-f., Berthet, T., Cattin, R., and Drukpa, D. (sub.). First paleoseismic evidence for great surface-rupturing earthquakes in the Bhutan Himalayas. *En révision, Journal of Geophysical Research : Solid Earth*.

Le Roux-Mallouf, R., Godard, V., Cattin, R., Ferry, M., Gyeltshen, J., Ritz, J. F., Drupka, D., Guillou, V., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D. L., and Keddadouche, K. (2015). Evidence for a wide and gently dipping Main Himalayan Thrust in western Bhutan. *Geophysical Research Letters*, 42(9) :3257–3265.

Leonard, M. (2010). Earthquake fault scaling : Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5 A) :1971–1988.

Lienkaemper, J. J. and Ramsey, C. B. (2009). OxCal : Versatile Tool for Developing Paleoearthquake Chronologies–A Primer. *Seismological Research Letters*, 80(3) :431–434.

Long, S. and McQuarrie, N. (2010). Placing limits on channel flow : Insights from the Bhutan Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3-4) :375–390.

Long, S., McQuarrie, N., Tobgay, T., Grujic, D., and Hollister, L. (2011). Geologic Map of Bhutan. *Journal of Maps*, 7(1) :184–192.

Mackey, B. H. and Roering, J. J. (2011). Sediment yield, spatial characteristics, and the long-term evolution of active earthflows determined from airborne LiDAR and historical aerial photographs, Eel River, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 123(7-8) :1560–1576.

Malavieille, J., Marcoux, J., and De Wever, P. (2002). L'ocean perdu. *Himalaya-Tibet, Le choc des continents*, pages 32–39.

Malik, J. N. and Mohanty, C. (2007). Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape : Geomorphic signatures from frontal and hinterland areas along the Northwestern Himalaya, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6) :604–618.

Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S., and Cotton, F. (2007). Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(3-4) :429–438.

Manighetti, I., Campillo, M., Sammis, C., Mai, P. M., and King, G. (2005). Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes : Implications for earthquake and fault mechanics. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 110(5) :1–25.

Marco, S., Stein, M., Agnon, A., and Ron, H. (1996). Long-term earthquake clustering : A 50.000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 101(B3) :6179–6191.

Marechal, A., Mazzotti, S., Cazes, G., Cattin, R., Vernant, P., Drukpa, D., Thinley, K., Tarayoun, A., Le Roux-Mallouf, R., Doerflinger, E., and Gautier, S. (sub.). Interseismic coupling of the Main Himalayan Thrust in Bhutan : New insights from GPS data. *Submitted in Geophysical Research Letters*.

Mathey, M. (2016). Analyse microstructurale d'une roche de faille active (Bhoutan). Technical report.

Matmon, A., Bierman, P. R., Larsen, J., Southworth, S., Pavich, M., Finkel, R., and Caffee, M. (2003). Erosion of an ancient mountain range, the Great Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee. *American Journal of Science*, 303(9) :817–855.

McQuarrie, N., Robinson, D., Long, S., Tobgay, T., Grujic, D., Gehrels, G., and Ducea, M. (2008). Preliminary stratigraphic and structural architecture of Bhutan : Implications for the along strike architecture of the Himalayan system. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2) :105–117.

Meade, B. J. (2007). Present-day kinematics at the India-Asia collision zone. *Geology*, 35(1) :81–84.

Meghraoui, M., Philip, H., Albarede, F., and Cisternas, A. (1988). Paleoseismicity, Trench investigations through the trace of he 1980 El Asnam thrust fault : evidence for. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(2) :979–999.

Meigs, A. J., Burbank, D. W., and Beck, R. A. (1995). Middle-late Miocene (>10 Ma) formation of the Main Boundary Thrust in the western Himalaya. *Geology*, 23(5) :423–426.

Metcalfe, I. (1996). Gondwanaland dispersion, Asian accretion and evolution of eastern Tethys. *Australian Journal of Earth Sciences*, 43(6) :605–623.

Meyer, M. C., Hofmann, C. C., Gemmell, A. M. D., Haslinger, E., Häusler, H., and Wangda, D. (2009). Holocene glacier fluctuations and migration of Neolithic yak pastoralists into the high valleys of northwest Bhutan. *Quaternary Science Reviews*, 28(13-14) :1217–1237.

Ministry of Home Affairs (2015). Nepal Earthquake 2072, Situation Update as of 5th May. Technical report.

Mishra, A., Srivastava, D. C., and Shah, J. (2013). Late Miocene-Early Pliocene reactivation of the Main Boundary Thrust : Evidence from the seismites in southeastern Kumaun Himalaya, India. *Sedimentary Geology*, 289 :148–158.

Molnar, P., Brown, E. T., Burchfiel, B., Qudong, D., Zianyue, F., Jun, L., Raisbeck, G. M., Jianbang, S., Zhangming, W., Yiou, F., and Huichuan, Y. (1994). Quaternary climate change and the formation of river terraces across growign anticlines on the north flank of the Tien Shan, China. *Journal of Geology*, 102(5) :583–602.

Molnar, P. and Stock, J. M. (2009). Slowing of India's convergence with Eurasia since 20 Ma and its implications for Tibetan mantle dynamics. *Tectonics*, 28(3) :n/a–n/a.

Molnar, P. and Tapponnier, P. (1975). Cenozoic Tectonics of Asia : Effects of a Continental Collision : Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*, 189(4201) :419–426.

Montgomery, D. R. and Brandon, M. T. (2002). Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3-4) :481–489.

Monzawa, N. and Otsuki, K. (2003). Comminution and fluidization of granular fault materials : Implications for fault slip behavior. *Tectonophysics*, 367(1-2) :127–143.

Mugnier, J. L., Gajurel, A., Huyghe, P., Jayangondaperumal, R., Jouanne, F., and Upreti, B. (2013). Structural interpretation of the great earthquakes of the last millennium in the central Himalaya. *Earth-Science Reviews*, 127 :30–47.

Mugnier, J. L., Huyghe, P., Gajurel, A. P., Upreti, B. N., and Jouanne, F. (2011). Seismites in the Kathmandu basin and seismic hazard in central Himalaya. *Tectonophysics*, 509(1-2) :33–49.

Mugnier, J.-L., Huyghe, P., Leturmy, P., and Jouanne, F. (2004). Episodicity and rates of thrust sheet motion in Himalaya (western Nepal). In *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, volume 82, pages 91–114.

Mukul, M., Jade, S., Bhattacharyya, A. K., and Bhusan, K. (2010). Crustal shortening in convergent orogens : Insights from global positioning system (GPS) measurements in northeast India Crustal Shortening in Convergent Orogens : Insights from Global Positioning System (GPS) Measurements in Northeast India. *Journal of the Geological Society of India*, 75(July 2015) :302–312.

Nábelek, J., Hetényi, G., Vergne, J., Sapkota, S., Kafle, B., Jiang, M., Su, H., Chen, J., Huang, B.-S., and Team, t. H.-C. (2009). Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone Revealed by the Hi-CLIMB Experiment. *Science*, 325(5946) :1371–1374.

Nakata, T., Kumura, K., and Rockwell, T. K. (1998). First successful paleoseismic trench study on active faults in the Himalayas. *AGU 1998 fall meeting*, page 45.

Nautiyal, S. P., Jangpangi, B. S., Singh, P., Sarkar, T. K. G., Bhate, V. D., Raghavan, M. R., and Sahai, T. N. (1964). A preliminary note on the geology of Bhutan Himalaya. In *Twenty Second International Geological Congress*, pages 1–14.

Niemi, N. A., Oskin, M., Burbank, D. W., Heimsath, A. M., and Gabet, E. J. (2005). Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates.

Nishiizumi, K., Kohl, C. P., Arnold, J. R., Dorn, R., Klein, I., Fink, D., Middleton, R., and Lal, D. (1993). Role of in situ cosmogenic nuclides 10be and 26al in the study of diverse geomorphic processes.

Nishiizumi, K., Lal, D., Klein, J., Middleton, R., and Arnold, J. (1986). Production of 10Be and 26Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. *Nature*, 319(9) :134 – 136.

Obermeier, S. F. (1996). Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis — An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the locat. *Engineering Geology*, 44(1-4) :1–76.

Okada (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bul-*

letin of the Seismological Society of America, 82(2) :1018–1040.

Pandey, A. O. P., Agrawal, P. K., The, S., November, N., Pandey, O. P., and Agrawal, P. K. (2015). Lithospheric Mantle Deformation beneath the Indian Cratons. *The Journal of geology*, 107(6) :683–692.

Pant, M. (2002). A step toward a historical seismicity of Nepal. *Adarsa*, 2 :29–69.

Pantosti, D. and Valensise, G. (1990). Faulting Mechanism and Complexity of the November 23 , 1980 , Campania- Lucania Earthquake , Inferred From Surface Observations. *Journal of Geophysical Research*, 95(B10) :15,319–15,341.

Patriat, P. and Achache, J. (1984). India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311 :615–621.

Paul Burgess, W., Yin, A., Dubey, C. S., Shen, Z. K., and Kelty, T. K. (2012). Holocene shortening across the main frontal thrust zone in the eastern Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 357-358 :152–167.

Pelgay, P. (2015). *Neotectonics and seismicity of the Bhutan Himalaya : insights from tectonic geomorphology*. PhD thesis, University of Melbourne.

Pevear, D. R. (1999). Illite and hydrocarbon exploration. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 96(March) :3440–3446.

Portenga, E. W., Bierman, P. R., Duncan, C., Corbett, L. B., Kehrwald, N. M., and Rood, D. H. (2015). Erosion rates of the Bhutanese Himalaya determined using in situ-produced 10Be. *Geomorphology*, 233 :112–126.

Portenga, E. W., Bierman, P. R., Rizzo, D. M., and Rood, D. H. (2013). Low rates of bedrock outcrop erosion in the Central Appalachian mountains inferred from in situ 10Be. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(1-2) :201–215.

Powell, C. M. and Conaghan, P. J. (1973). Plate tectonics and the Himalayas.

Rajendran, C. P. and Rajendran, K. (2005). The status of central seismic gap : A perspective based on the spatial and temporal aspects of the large Himalayan earthquakes. *Tectonophysics*, 395(1-2) :19–39.

Reimer, P. J., Edouard Bard, B., Alex Bayliss, B., Warren Beck, B. J., Paul Blackwell, B. G., and Christopher Bronk Ramsey, B. (2013). Intcal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years Cal Bp. *Radiocarbon*, 55(4) :1869–1887.

Robert, X., van der Beek, P., Braun, J., Perry, C., Dubille, M., and Mugnier, J. L. (2009). Assessing quaternary reactivation of the Main Central thrust zone (central Nepal Himalaya) : New thermochronologic data and numerical modeling. *Geology*, 37(8) :731–734.

Robert, X., Van Der Beek, P., Braun, J., Perry, C., and Mugnier, J. L. (2011). Control of detachment geometry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya : Insights from low-temperature thermochronology and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 116(5) :1–22.

Robert Bierman, P. and Nichols, K. K. (2004). Rock to sediment-slope to sea with 10Be-rates of landscape change. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1) :215–255.

Rockwell, T. K., Keller, E. A., Clark, M. N., and Johnson, D. L. (1984). Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95(12) :1466–1474.

Rodríguez-Pascua, M. A., Calvo, J. P., De Vicente, G., and Gómez-Gras, D. (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135(1-4) :117–135.

Rowe, C. D., Meneghini, F., and Moore, J. C. (2011). Textural record of the seismic cycle : strain-rate variation in an ancient subduction thrust. *Geological Society, London, Special Publications*, 359(1) :77–95.

Rowley, D. B. (1996). Age of initiation of collision between India and Asia : A review of stratigraphic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 145(96) :1–13.

Saint-Carlier, D., Charreau, J., Lavé, J., Blard, P. H., Dominguez, S., Avouac, J. P., Wang, S., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K., Léanni, L., Chauvet, F., and Bourlés, D. L. (2016). Major temporal variations in shortening rate absorbed along a large active fold of the southeastern Tianshan piedmont (China). *Earth and Planetary Science Letters*, 434 :333–348.

Sapkota, S. N., Bollinger, L., Klinger, Y., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., and Tiwari, D. (2013). Primary surface ruptures of the great Himalayan earthquakes in 1934 and 1255. *Nature Publishing Group*, 6(2) :152.

Schelling, D. and Arita, K. (1991). Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far ? ? ?eastern Nepal Himalaya.

Scholz, C. H. (1982). Scaling laws for large earthquakes : Consequences for physical models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1) :1–14.

Schwartz, D. P. and Coppersmith, K. J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes - examples form the Wasatch and San-Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 89(NB7) :5681–5698.

Sharp, R. V. (1967). San Jacinto Fault Zone in the Peninsular Ranges of Southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 78(6) :705.

Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., S ? ?brier, M., Cushing, M., Bourl ? ?s, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., and Yiou, F. (2004). Local erosion rates versus active tectonics : Cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). *Earth and Planetary Science Letters*, 220(3-4) :345–364.

Siame, L. L., Angelier, J., Chen, R. F., Godard, V., Derrieux, F., Bourl ? ?s, D. L., Braucher, R., Chang, K. J., Chu, H. T., and Lee, J. C. (2011). Erosion rates in an active orogen (NE-Taiwan) : A confrontation of cosmogenic measurements with river suspended loads. *Quaternary Geochronology*, 6(2) :246–260.

Sieh, K., Stuiver, M., and Brillinger, D. (1989). A more precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas Fault in southern California. *Journal of Geophysical Research*, 94(B1) :603.

Sieh, K. E. (1978). Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California. *Journal of Geophysical Research*, 83(B8) :3907.

Sieh, K. E. and Jahns, R. H. (1984). Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95(8) :883.

Singer, J., Kissling, E., Diehl, T., and Hetényi, G. (su.). The underthrusting Indian crust and its role in collision dynamics of the Eastern Himalaya of Bhutan : Insights from receiver function imaging. *Submitted in Journal of Geophysical Research : Solid Earth*.

Slemmons, D. B. (1967). Pliocene and Quaternary crustal movements of the Basin and Range province, USA. *J. Geosci., Osaka City Univ*, 10 :91–103.

Solum, J. G., van der Pluijm, B. A., and Peacor, D. R. (2005). Neocrystallization, fabrics and age of clay minerals from an exposure of the Moab Fault, Utah. *Journal of Structural Geology*, 27(9) :1563–1576.

Srivastava, P. and Misra, D. K. (2008). Morpho-sedimentary records of active tectonics at the Kameng river exit, NE Himalaya. *Geomorphology*, 96(1-2) :187–198.

Stevens, V. L. and Avouac, J. P. (2015). Interseismic coupling on the main Himalayan thrust. *Geophysical Research Letters*, 42(14) :5828–5837.

Stocklin, J. (1980). Geology of Nepal and its regional frame : Thirty-third William Smith Lecture.

Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105(1) :23753.

Styron, R. (2015). Slip Rate Calculator 0.1.2. *Zenodo*.

Suppe, J. and Medwedeff, D. a. (1990). Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 454(SEPTEMBER 1983) :409–454.

Szeliga, W., Hough, S., Martin, S., and Bilham, R. (2010). Intensity, magnitude, location, and attenuation in India for felt earthquakes since 1762. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2) :570–584.

Thorson, E., Stallard, R. F., Larsen, M. C., Raisbeck, G. M., and Yiou, F. (1995). Denudation rates determined from the accumulation of in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4) :193–202.

Tobgay, T., McQuarrie, N., Long, S., Kohn, M. J., and Corrie, S. L. (2012). The age and rate of displacement along the Main Central Thrust in the western Bhutan Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 319-320 :146–158.

Triep, E. G. and Sykes, L. R. (1997). Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions : Implications for changes in stress, earthquake prediction, and hazards assessments. *Journal of Geophysical Research*, 102(2) :9923.

Tucker, G. E. and Hancock, G. R. (2010). Modelling landscape evolution 1. In Mulligan, M. and Wainwright, J., editors, *Earth*, volume 50, pages 28–50. Wiley, Chichester.

Turcotte, D. L. and Schubert, G. (2014). *Geodynamics*. Cambridge University Press.

Tuttle, M. P. and Schweig, E. S. (1995). Archaeological and Pedological Evidence for Large Prehistoric Earthquakes in the New-Madrid Seismic Zone, Central United-States. *Geology*, 23(3) :253–256.

Upreti, B. N. (1999). An overview of the stratigraphy and tectonics of the Nepal Himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(5-6) :577–606.

van der Beek, P., Robert, X., Mugnier, J. L., Bernet, M., Huyghe, P., and Labrin, E. (2006). Late Miocene - Recent exhumation of the central Himalaya and recycling in the foreland basin assessed by apatite fission-track thermochronology of Siwalik sediments, Nepal. *Basin Research*, 18(4) :413–434.

van der Beek, P. A., Valla, P. G., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K. J., and Labrin, E. (2010a). Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history - II : Application to the French Western Alps.

van der Beek, P. A., Valla, P. G., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K. J., and Labrin, E. (2010b). Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history - II : Application to the French Western Alps.

Vassallo, R., Ritz, J. F., Braucher, R., Jolivet, M., Carretier, S., Larroque, C., Chauvet, A., Sue, C., Todbileg, M., Bourl ? ?s, D., Arzhannikova, A., and Arzhannikov, S. (2007). Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. *Tectonics*, 26(5).

Vernant, P., Bilham, R., Szeliga, W., Drupka, D., Kalita, S., Bhattacharyya, A. K., Gaur, V. K., Pelgay, P., Cattin, R., and Berthet, T. (2014). Clockwise rotation of the Brahmaputra Valley relative to India : Tectonic convergence in the eastern Himalaya, Naga Hills, and Shillong Plateau. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 119(8) :6558–6571.

von Blanckenburg, F. (2005). The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment.

Vrolijk, P. and Van Der Pluijm, B. A. (1999). Clay gouge. *Journal of Structural Geology*, 21(8-9) :1039–1048.

Wallace, K., Bilham, R., Blume, F., Gaur, V. K., and Gahalaut, V. (2005). Surface deformation in the region of the 1905 Kangra Mw = 7.8 earthquake in the period 1846-2001. *Geophysical Research Letters*, 32(15).

Wallace, R. E. (1946). A portion of the San Andreas Rift in southern California. *Transactions, American Geophysical Union*, 27(4) :552.

Wallace, R. E. (1968). Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California. In *Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford University Publication in Geological Sciences*, volume 11, pages 6–21.

Wallace, R. E. (1970). Geological Society of America Bulletin Earthquake Recurrence Intervals on the San Andreas Fault. *Geological Society of America Bulletin*, 81(10) :2875–2890.

Wallace, R. E. (1987). Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin province. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(June) :868–876.

Wang, K. and Fialko, Y. (2015). Slip model of the 2015 Mw 7.8 Gorkha (Nepal) earthquake from inversions of ALOS-2 and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 42(18) :7452–7458.

Weldon, R., Scharer, K., Fumal, T., and Biasi, G. (2004). Wrightwood and the earthquake cycle : What a long recurrence record tells us about how faults work. *GSA Today*, 14(9) :4–10.

Whipp, D. M., Ehlers, T. A., Blythe, A. E., Huntington, K. W., Hodges, K. V., and Burbank, D. W. (2007). Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya : 2. Thermokinematic and thermochronometer age prediction model. *Tectonics*, 26(3) :n/a–n/a.

Willett, S. D., Slingerland, R., and Hovius, N. (2001). Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. *American Journal of Science*, 301(4-5) :455–485.

Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Kruesmann, T., Norton, K. P., and Kubik, P. W. (2007). Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 112(4) :1–20.

Yan, Y., van der Pluijm, B. A., and Peacor, D. R. (2001). Deformation microfabrics of clay gouge, Lewis Thrust, Canada : a case for fault weakening from clay transformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 186(1) :103–112.

Yanites, B. J., Tucker, G. E., and Anderson, R. S. (2009). Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 114(1) :F01007.

Yin, A., Dubey, C. S., Kelty, T. K., Gehrels, G. E., Chou, C. Y., Grove, M., and Lovera, O. (2006). Structural evolution of the Arunachal Himalaya and implications for asymmetric development of the Himalayan orogen. *Current Science*, 90(2) :195–206.

Yule, D., Dawson, S., Lave, J., Sapkota, S., and Tiwari, D. (2006). Possible Evidence for Surface Rupture of the Main Frontal Thrust During the Great 1505 Himalayan Earthquake, Far-Western Nepal. *American Geophysical Union*.

Yule, D. and Lave, J. (2007). Great paleoearthquakes of the central Himalaya and their implications for seismotectonic models and seismic hazard assessment. *AGU Fall Meeting*.