



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

**GLISSEMENTS DE TERRAIN ET EROSION
DES CHAINES DE MONTAGNES
-
ÉTUDE DE CAS DANS L'HIMALAYA CENTRAL**

THESE

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université de Lorraine
Spécialité Géosciences

par Florian Gallo
soutenue publiquement le 2 juillet 2014



Composition du jury

Rapporteurs

Stéphane Bonnet
Jean-Philippe Malet

GET Toulouse
EOST / IPGS Strasbourg

Examineurs

Vincent Godard
Christoff Andermann

CEREGE Aix-en-Provence
Universität Potsdam

Directeurs de thèse

Jérôme Lavé
Christian France-Lanord

CRPG / CNRS Nancy
CRPG / CNRS Nancy

I love to talk about nothing. It is the only thing I know anything about.

-Oscar Wilde

Abstract

Landscape evolution is at the heart of a complex system of interactions between tectonics, climate and erosion. While the influence of climate on erosion rates is still debated, mountainous areas are a priori particularly sensitive to climatic changes. In order to better understand these interactions, it is of fundamental importance to quantify the importance of each erosion process, in addition to their sensitivity to rainfall. Among the erosion processes, landslides represent a major, unpredictable and often catastrophic, phenomenon that can involve considerable volumes of rocks. Many previous works have shown that landslides are the primary agent of hillslope erosion in the unglaciated valleys of the Himalayas.

From this point of view, the aim of this work is to better constrain landslide evolution and dynamics in the central Himalayas, and their role in the erosion of this mountain range, on different timescales.

The Khudi Khola catchment, in central Nepal, displays a large landsliding zone that has been active for several decades, in a context of intense erosion. This characteristic provides the opportunity to study this landslide in detail, from timescales ranging from an hour to several decades.

The Saituti landslide history was reconstructed from analysis of satellite and aerial images. A continuous, but variable, activity of the landslide has been observed for almost a half century. Estimates of sediment volumes produced by the landslide highlight the dominant role this erosive structure plays in the overall catchment erosion over the last few years and possibly for the past few decades. Indeed, the landslide-induced erosion rates are in the same range as the total erosion rates, i.e. around 2.5 mm/y.

The daily dynamics of the landslide were also studied, as well as the sediment export to the drainage network. The results highlight a decoupling between the displacements and the sediment production within the landslide, and the export of sediment to the river. The baseflow level primarily controls these displacements, while the export is more dependant on the runoff discharge that follows rainfall peaks. Once the slide is set in motion, it keeps moving during the whole monsoon period. However, only intense rainfall events result in an efficient transport of sediment to the river. The annual flux of suspended load were estimated at the Khudi mouth, these roughly agree with the volumes of landslide material. These results confirm the dominant role of the Saituti landslide in the overall catchment erosion and suggest rapid export of the landslide sediment to the river mouth.

On the scale of the entire central Himalayas, landslide activity over the last decade highlights a deficit of landslides, compared to independent estimates of secular denudation rates. Nevertheless, this activity is dominated by major events, in the range of several millions cubic metres, such as the Saituti one. The stochastic nature of landslides influences the variability of sediment fluxes in the river. However, this study also highlights that, in medium-sized catchments (around a few hundred square kilometres) such landslides may strongly influence the median concentration of cosmogenic nuclides in river sands. This concentration seems to be primarily dependant on the date and on the magnitude of the last major slide event. In such environments, secular denudation rates estimated from cosmogenic nuclides need to be interpreted very cautiously.

The (possibly) long-lasting activity of a few large landslides can then strongly influence the erosion of the Himalayan valleys. This parameter should be taken into account in studies of short- to mid-term erosion processes as well as in landscape evolution models generally.

Résumé

L'évolution des paysages est au coeur d'un système complexe d'interactions entre les phénomènes tectoniques, climatiques et érosifs. Si le contrôle principal du climat sur les taux d'érosion est encore sujet à débat, les régions montagneuses restent un milieu particulièrement sensible aux modifications climatiques. Pour mieux appréhender ces liens en milieu montagneux et le contrôle des processus d'érosion, il est nécessaire de comprendre et de quantifier l'importance de chaque phénomène érosif dans l'évolution des paysages. Parmi ceux-ci, les glissements de terrain sont un phénomène brusque, imprévisible et souvent catastrophique pouvant mobiliser des volumes rocheux considérables. De nombreux travaux suggèrent d'ailleurs que les glissements constituent le principal agent de l'érosion des pentes dans les vallées non englacées de l'Himalaya.

L'objectif de cette thèse est de mieux appréhender l'évolution et la dynamique des glissements de terrain de l'Himalaya central et leur rôle dans l'érosion de cette chaîne de montagnes, sur une large échelle de temps. Ces travaux ont été menés selon 3 axes principaux imbriqués spatialement et temporellement.

Le bassin de la Khudi Khola, au Népal central, présente un large glissement de terrain, actif depuis plusieurs décennies. Cette particularité nous a permis d'étudier en détail ce glissement, dans un contexte d'érosion intense, au jour le jour, à l'échelle d'une mousson et sur plusieurs décennies.

L'histoire du glissement de Saituti a été reconstituée grâce à l'analyse d'images satellite et aériennes. Une activité continue, bien que variable, du glissement depuis près d'un demi siècle a pu être observée. L'estimation des volumes de sédiments produits par le glissement a permis de mettre en évidence la place prépondérante de cette structure érosive dans l'érosion totale du bassin au cours des dernières années, voire des dernières décennies.

La dynamique quotidienne des mouvements au sein du glissement associée à l'export des sédiments par le réseau de drainage ont également été observés. Il apparaît un découplage entre les mouvements de terrain, donc la production de sédiments, qui sont contrôlés par le niveau de nappe, et l'export du matériel par la rivière, dépendant du débit de surface. Une fois initiés, les mouvements se poursuivent durant toute la période de mousson, mais seuls les épisodes pluvieux importants permettent un transport efficace du matériel produit à la rivière. Les flux annuels de matière en suspension dans la rivière ont également pu être estimés et s'accordent au premier ordre avec les volumes créés par le glissement. Ces résultats suggèrent également le rôle principal du glissement de Saituti dans l'érosion de la vallée.

A l'échelle de l'Himalaya central, l'activité des glissements au cours de la dernière décennie témoigne d'une domination de l'érosion par des événements majeurs, de l'ordre de plusieurs millions de mètres cubes, similaires à celui de Saituti. Cette étude montre qu'à moyen terme, de tels glissements peuvent influencer très fortement les concentrations en isotopes cosmogéniques des sables de rivières dans les bassins versants de taille intermédiaire (quelques centaines de km²). La concentration de ces sables apparaît principalement dépendante de la date et de l'amplitude du dernier événement majeur de glissement. Dans ces environnements, les taux de dénudation déterminés par l'utilisation des isotopes cosmogéniques doivent être interprétés avec beaucoup de précaution.

Ainsi, l'activité, possiblement continue, de quelques glissements de terrain peut exercer une influence majeure sur l'érosion des vallées de l'Himalaya central. Ce facteur doit être pris en compte dans l'analyse des processus érosifs ainsi que dans les modèles d'évolution des paysages, à court et moyen terme.

Remerciements

La rédaction de ces quelques lignes est le signe que cette page se tourne (enfin?..). Quatre années, ou presque, passées entre ces murs, ou presque. Et des tas de gens à remercier, avec le fol espoir de n'oublier personne. Essayons tout de même...

En premier lieu, à Jérôme et Christian : merci de m'avoir confié cette (ces?) tâche(s?), je m'en suis acquitté du mieux que j'ai pu. Merci de m'avoir fait confiance, de m'avoir laissé mener ma barque où je l'entendais et de m'avoir rattrapé avant les rapides et les chutes (oui, je file la métaphore...). Merci pour le Népal, la pluie, les sangsues, la pluie, le froid, la pluie, les chutes, la pluie, les échantillonnages de galets et la pluie.

Je remercie bien sûr les membres du jury, Stéphane Bonnet et Jean-Philippe Malet pour la lecture du manuscrit et Christoff Andermann et Vincent Godard pour leur participation à la soutenance.

Merci aux colocataires du bureau 210 d'avoir supporté mes humeurs matinales pendant ces quelques années. Tefang, désolé pour le bruit, c'était la faute de Guillaume. Gui, moins fort, s'il te plaît... Et surtout, merci pour tout, coups de main ou de gueule, sur le terrain ou ailleurs et bon courage pour le sprint final. La Khudi c'est bientôt fini, promis.

Merci et/ou courage aux thésards qui m'ont accompagné. Aux anciens, Maayt, Bid, Mag, Tutu, Marie, Puch, pour les relectures, encouragements, conseils et coups de main. Aux collègues, Maya et Camille, pour le soutien et la galère partagée. Aux plus jeunes, que ce soit au labo cosmo, Dimitri, Romain, Léo (fiston...) et aux autres, Guillaume, Léa, Précilia, Gaëlle, Ju, Martin, Elodie, ben, bon courage... Z'avez pas fini, hein!

Un grand merci également aux étudiants qui ont contribué à ce travail : Quentin, Clément (merci pour le tennis!), Franck et bien sûr Romain, à qui je dédie ce manuscrit.

Je remercie tous les gens avec qui j'ai pu échanger et collaborer : Julien C., P-H, Yves, Raph, Gaston, François (mon premier chef!), Christophe, Mikaël (une semaine de CHILD pour pas grand-chose, désolé), ainsi que tous les futsaleurs.

Merci au service général, notamment Bruno (pour tout), Nono (pour une machine que je n'ai plus utilisée), Julien D. (pour des sondes d'érosion que je n'ai pas beaucoup plus utilisées) et Pierrot (pour un porte-colonnes...). N'oublions pas l'administratif et merci à Aurélie pour les billets de dernière minute, à Isabelle pour les contrats, avenants, congés et autres turpitudes administratives incompréhensibles pour nous, pauvres mortels, et à Martine pour les commandes. Merci aussi et bon app' à toute l'équipe de la cantine à l'Inist.

Merci au STEVAL, Bob, Fred, Jean-Marie, pour les coups de main et désolé pour le bordel (oui, oui, c'est le mot) que nous avons parfois pu laisser. Je remercie aussi toute l'équipe d'ASTER à Aix, Didier, Georges, Maurice notamment, pour leur accueil, leur gentillesse (bon, pour les analyses aussi!)

Un grand merci à Sarah pour le soutien, les relectures, corrections, conseils. On va en trouver un, de poste, t'inquiète! Merci de même à Jesse et Pete pour les (nombreuses)

corrections shakespeariennes. Un jour je saurai où et quand mettre ou ne pas mettre ce "the"!

Merci à Thomson pour la TNT, le tennis, les whiskies et les blagues de si mauvais goût que nous affectionnions tant, elles vont me manquer.

Un énorme merci à Bhairab et à tous les porteurs, sur le terrain. Bhai, sans toi, je n'écrirais pas ces lignes et serais encore dans la Khudi à chercher le chemin. Enfin, dans le meilleur des cas... Merci aussi à Ananta pour toute l'aide à Katmandou et pour les momos!

Je remercie ma famille, parents, frangins et tous les autres, ainsi que les adversaires, comme dirait l'autre. Je vais trouver un vrai boulot, promis.

Merci à tous les potes, qu'ils soient du 5-7 (Daf', Eric, Lucille, Julie, Romu, entre autres) ou d'ailleurs. Merci à Armand pour cette semaine de Smithwicks (prononcer 'Smèdiks'). Merci bien évidemment aux cop-copains du bout du monde, Gui et Stéph, pour le soutien, les Nouels et tout ce qui va avec (vous rentrez quand?).

Enfin et surtout, merci à celle qui me supporte depuis tant d'années (déjà) et qui m'a soutenu au cours des derniers mois et des ultimes semaines. Mais bon, après tout, *je bosse, moi, le jour. J'suis dans l'armée, j'tiens pas un stand de crêpes.* Merci, Jo.

Table des matières

I. Introduction	3
I.1 Tectonique, Erosion et Climat dans les orogènes actifs	5
I.1.1 Erosion : notions générales	5
I.1.2 Interactions tectonique-climat-érosion	7
I.2 Erosion et glissements de terrain	12
I.2.1 Fonctionnement et dynamique des glissements de terrain	12
I.2.2 Le rôle des glissements de terrain dans l'érosion des chaînes de montagne	15
I.2.3 Un risque naturel majeur	18
I.3 Problématique(s)	18
II. Objets d'étude	23
II.1 La chaîne himalayenne	25
II.1.1 Structure générale	25
II.1.2 Géologie de l'Himalaya	26
II.2 Climat et érosion dans la chaîne	29
II.2.1 Mousson	29
II.2.2 Orographie, précipitations et érosion	31
II.3 Zone d'étude principale : le bassin de la Khudi Khola	34
II.3.1 Situation	34
II.3.2 Le glissement de terrain de Saituti	36
III. Méthodes	41
III.1 Mesures de terrain et échantillonnage	43
III.2 Dynamique du glissement à court et moyen terme	44
III.2.1 Images satellite et estimation des volumes glissés	44
III.2.2 Suivi journalier au cours de la mousson	46
III.3 Mesure de la dénudation	47
III.3.1 Les mesures de flux de sédiments dans les rivières	47
III.3.2 L'analyse des isotopes cosmogéniques	49
III.3.3 Temps d'observation et représentativité des taux de dénudation	50

IV. Evolution d'un glissement de terrain au Népal Central au cours d'un demi siècle	55
Résumé	57
<i>Evolution of a large landslide in the High Himalaya of central Nepal during the last half-century</i>	59
V. Dynamique d'un glissement de terrain au cours de la mousson	75
Résumé	77
<i>Dynamics of a landslide and sediment export in central Himalaya</i>	79
VI. Glissements de terrain et taux de dénudation dans l'Himalaya central	135
VI.1 Isotopes cosmogéniques et taux de dénudation	137
VI.1.1 Théorie générale	137
VI.1.2 Utilisation pour la détermination de taux de dénudation moyens	139
VI.1.3 Application aux bassins versants de montagne	141
VI.2 Méthodes	143
VI.2.1 Echantillonnage et mesure du ¹⁰ Be	143
VI.2.2 Cartographie des glissements de terrain	145
VI.3 Résultats	147
VI.3.1 Taux de dénudation moyens	147
VI.3.2 Variabilité temporelle	149
VI.3.3 Activité récente des glissements dans l'Himalaya central	153
VI.4 Discussion	157
VI.4.1 Glissements et érosion au cours des dix dernières années	157
VI.4.2 Effet à court terme du glissement sur les isotopes cosmogéniques	159
VI.5 Conclusion et perspectives	163
VII. Conclusion et implications	167
Références bibliographiques	175

Table des illustrations

Chapitre I

<i>Figure I.1 - Cycle simplifié érosion-transport-dépôt.</i>	6
<i>Figure I.2 - Corrélation positive entre taux d'érosion physique et altération du saprolite (Dixon et al., 2009)</i>	7
<i>Figure I.3 - Résultats des simulations numériques de l'évolution tectonique et structurale d'une chaîne de montagnes (Willet, 1999; Whipple, 2009)</i>	9
<i>Figure I.4 - Distributions hypsométriques d'un paysage fluvial et présentant un maximum à une altitude sensiblement (Egholm et al., 2009)</i>	10
<i>Figure I.5 - Schéma simplifié des interactions climat-tectonique-érosion (d'après Molnar, 1990; Molnar et England, 1990; Burbank et al., 2003; Reiners et al., 2003; Thiede et al., 2004; Willet et al., 2006; Galy et al., 2007; Egholm et al., 2009 Champagnac et al., 2012)</i>	11
<i>Figure I.6 - Représentation schématique d'un glissement rotationnel et translationnel (modifié d'après Varnes, 1978; OFEV, 2009)</i>	12
<i>Figure I.7 - Histogrammes des pentes dans les zones montagneuses du Nanga Parbat. (Burbank et al., 1996)</i>	13
<i>Figure I.8 - Représentation schématique de la trace d'un glissement déclenché par une infiltration abondante et un glissement dû à un événement sismique (Densmore et Hovius, 2000).</i>	14
<i>Figure I.9 - Mise en évidence de ruptures de pente dans des profils de la rivière Dadu, province du Sichuan (Ouimet et al., 2007)</i>	16
<i>Figure I.10 - Effet de glissements de terrain géants sur la pente des rivières de chaînes de (Korup et al., 2010)</i>	16
<i>Figure I.11 - La Young River, en Nouvelle-Zélande, barrée par un glissement de terrain (mars 2008) - Crédits photo : info.geonet.org.nz</i>	17

Chapitre II

<i>Figure II.1 - Topographie et réseau hydrique de la chaîne de l'Himalaya (réalisée à partir des données GTOPO30-USGS) (d'après Lupker, 2011)</i>	26
<i>Figure II.2 - - Profil topographique et coupe S-N à travers l'Himalaya Central (long. 85.3) (Lavé et Avouac, 2001)</i>	27
<i>Figure II.3 - Carte géologique et structurale de l'Himalaya (données compilées)</i>	28

<i>issues de Hodges, 2000)</i>	
<i>Figure II.4 - Microsismicité enregistrée au Népal entre 1995 et 2000, concentrée au niveau du flanc sud du Haut Himalaya (Bollinger et al., 2007)</i>	29
<i>Figure II.5 - Directions principales actuelles (flèches noires) des masses d'air durant la mousson (Bookhagen et al., 2005).</i>	30
<i>Figure II.6 - Précipitations moyennes annuelles sur la chaîne himalayenne. (Bookhagen et Burbank, 2006)</i>	31
<i>Figure II.7 - Profils lissés présentant la topographie, l'intensité des précipitations et le nombre d'éclairs moyens le long de trois profils S-N, dans l'Himalaya occidental (a), central (b) et oriental (c) (Bookhagen et Burbank, 2010)</i>	32
<i>Figure II.8 - Profils d'incision des principales rivières himalayennes à partir d'enregistrements de terrasses. (Lavé et Avouac, 2001).</i>	34
<i>Figure II.9 - Situation de la vallée de la Khudi Khola au Népal Central.</i>	35
<i>Figure II.10 - Station de captage d'eau au sud de la vallée de la Khudi Khola, à environ 4 km de la confluence avec la Marsyandi</i>	36
<i>Figure II.11 - Les glissements de terrain de Saituti et de Phorne, dans la vallée de la Khudi Khola.</i>	37
<i>Figure II.12 - Partie sud du glissement de Saituti en novembre 2012</i>	38

Chapitre III

<i>Figure III.1 - Relation liant l'aire et le volume d'une glissement pour un catalogue de 677 structures (d'après Guzzetti et al., 2009)</i>	46
<i>Figure III.2 - Le spectromètre de masse par accélérateur ASTER au CEREGE</i>	50
<i>Figure III.3 - Taux de dénudation estimés sur des périodes de 10, 103 et 106 ans dans l'Idaho. (Kirchner et al., 2001)</i>	51

Chapitre IV

<i>Figure 1 - Geographic setting.</i>	60
<i>Figure 2 - Panorama of the NW flank of the southern scar of the Saituti landslide</i>	61
<i>Figure 3 - Bedrock at the scar bottom in the southern branch of the Saituti</i>	62
<i>Figure 4 - View of the Midhi Khola landslide from the western crest of Khudi valley</i>	62
<i>Figure 5 - Evolution of the Saituti landslide</i>	65
<i>Figure 6 - Evolution of the total landslide area.</i>	65
<i>Figure 7 - Fractures above the landslide upper edge</i>	66
<i>Figure 8 - DEM difference results</i>	66
<i>Figure 9 - Volumes estimated from surface mapping.</i>	67

<i>Figure 10 - Volume loss rate and equivalent erosion rate averaged over the interval between two successive images</i>	68
<i>Figure 11 - Evolution of the Midhi Khola landslide from 1974 to 2011</i>	69

Chapitre V

<i>Figure 1 - Instrumentation in the Khudi Khola catchment</i>	83
<i>Figure 2 - Pictures from the landslide</i>	85
<i>Figure 3 - Landslide zones monitored by Cam 1 (blue) and 2 (red).</i>	89
<i>Figure 4 - Example of a pair of selected images (a and b) and results of the IV-iteration on ImageJ software</i>	90
<i>Figure 5 - Total discharge, baseflow and direct discharge estimated for the 2010 (a), 2011(b) and 2012 (c) monsoons.</i>	94
<i>Figure 6 - Daily evolution of the mean discharge and the mean concentration during the monsoon.</i>	95
<i>Figure 7 - 6h-averaged discharge and turbidity-derived sediment concentration in the river in 2012.</i>	97
<i>Figure 8 - Displacements caught by Cam1 an Cam2 in 2011.</i>	98
<i>Figure 9 - Daily displacements caught by Cam 1 in 2010 (a) and 2012 (b) and by Cam2 in 2012 (c).</i>	99
<i>Figure 10 - Talweg evolution at the heart of the landslide and at the landslide outlet</i>	100
<i>Figure 11 - Daily displacements on Cam 1 and Cam2 (b) controlled by the baseflow.</i>	102
<i>Figure 12 - Turbidity-derived concentration and rainfall, direct discharge and total discharge during the 2012 monsoon.</i>	105
<i>Figure 13 - Surface samples taken in 2002 (blue) and 2010 (red).</i>	105
<i>Figure 14 - Mobilisation rates derived from satellite images and sediment load erosion rates from Gabet (2000-2004) and from our annual flux (2012).</i>	107

Chapitre VI

<i>Figure VI.1 - Schéma de la cascade réactionnelle menant à la production d'isotopes cosmogéniques in situ à partir du flux cosmique. (Puchol, 2013)</i>	138
<i>Figure VI.2 - Localisation des échantillons pris dans les sables de rivières des affluents de la Marsyandi River.</i>	143
<i>Figure VI.3 - Emprise des images satellites en 2002-2004 et en 2011-2012</i>	146
<i>Figure VI.4 - Variations spatiales des taux de dénudation dans le bassin de la Khudi</i>	148
<i>Figure VI.5 - Variations temporelles des concentrations en ¹⁰Be des sables des rivières</i>	150

<i>Figure VI.5 - Variations temporelles des taux de dénudation associés.</i>	150
<i>Figure VI.7 - Cartographie des glissements de terrain en 2002-2004</i>	154
<i>Figure VI.8 - Cartographie des glissements de terrain en 2011-2012</i>	155
<i>Figure VI.9 - Distribution des aires de glissement et histogramme des pourcentages de volumes cumulés</i>	158
<i>Figure VI.10 - Effet de l'activité continue ou non d'un glissement de terrain sur le taux de dénudation apparent des sables de la Khudi Khola.</i>	161
<i>Figure VI.11 - Evolution du taux de dénudation apparents des sables de rivières entre deux glissements espacés de 100 ans, selon les paramètres de la Fig. VI.10.</i>	162

*Some day you will find me
Caught beneath the landslide*

-Oasis

I.

Chapitre I. Introduction

I.1 Tectonique, dénudation et climat dans les orogènes actifs

I.1.1 Erosion : notions générales

Le terme d'érosion, en son sens le plus large, désigne l'ensemble des phénomènes physiques et chimiques qui, à la surface du globe, détruisent tout ou partie des reliefs existants. Dans le détail, ce terme d'érosion regroupe les processus qui fragilisent, transforment et mobilisent les constituants de la surface de la Terre.

La soustraction de matériel à la surface est le résultat de l'altération (transformation ou déstabilisation des constituants d'une roche) et de l'érosion, c'est-à-dire la mobilisation des constituants des roches vers des zones plus basses par différents agents de transport. La première étape de la destruction des reliefs est l'altération, par voie chimique (dissolution, transformation de minéraux instables dans les conditions de surface), biologique (activité microbienne...) ou physique (fracturation des roches en place par les cycles de gel/dégel, par la croissance racinaire...). L'érosion physique consiste en la mobilisation de ces produits d'altération vers l'aval par des agents de transport tels que l'eau liquide (incision des rivières, chute de gouttes d'eau) ou solide (érosion glaciaire), le vent dans les zones arides, ou par la simple gravité dans le cas des phénomènes de pente (avalanches, glissements de terrain). On parlera de dénudation pour quantifier la soustraction totale de matière, sous forme particulaire et dissoute, à la surface d'un relief.

Après érosion et transport, les sédiments seront déposés dans un environnement plus aval, le cycle érosion, transport et dépôt redistribuant ainsi les masses à la surface de la Terre (Fig. I.1).

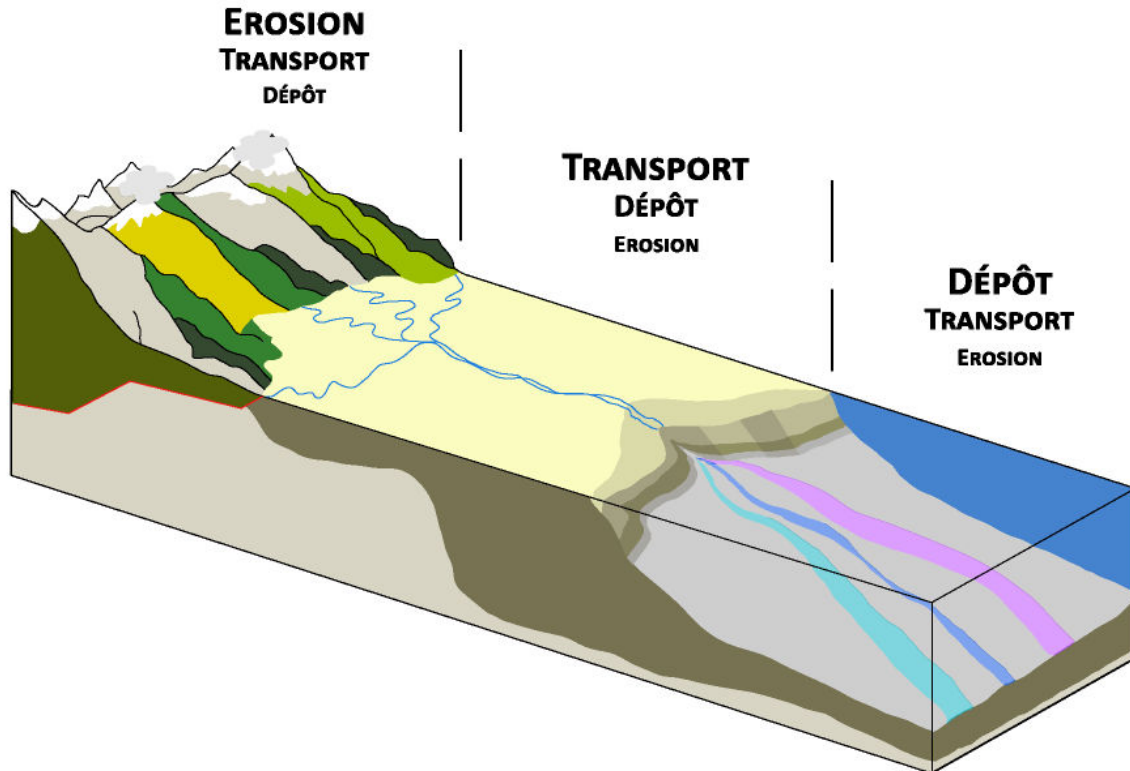


Figure I.1 - Cycle simplifié érosion-transport-dépôt. Dans notre cas, les sédiments sont érodés sur les pentes de l'Himalaya, transportés (et éventuellement déposés) dans la plaine indo-gangétique jusqu'au Golfe du Bengale.

Il a été suggéré (Fig. I.2) qu'altération et érosion soient étroitement et positivement liées (Millot et al., 2002), même si la forme de cette relation est encore sujette à discussion (Gabet, 2007). L'altération, en détruisant la structure interne des matériaux, facilite leur évacuation. À l'inverse, il est également accepté que l'érosion physique, en exposant des minéraux plus frais, donc plus réactifs chimiquement, à la surface, a tendance à favoriser leur altération (Gabet, 2007). Cette corrélation est néanmoins à nuancer, notamment en ce qui concerne l'altération des sols : une forte érosion limite le temps d'altération du matériel de surface et donc le développement des sols (Gabet et Mudd, 2009). Dixon et al. (2009) ont par exemple mis en évidence une corrélation positive entre les taux d'altération du saprolite et les taux d'érosion physique, mais une tendance inverse vis-à-vis de l'altération des sols.

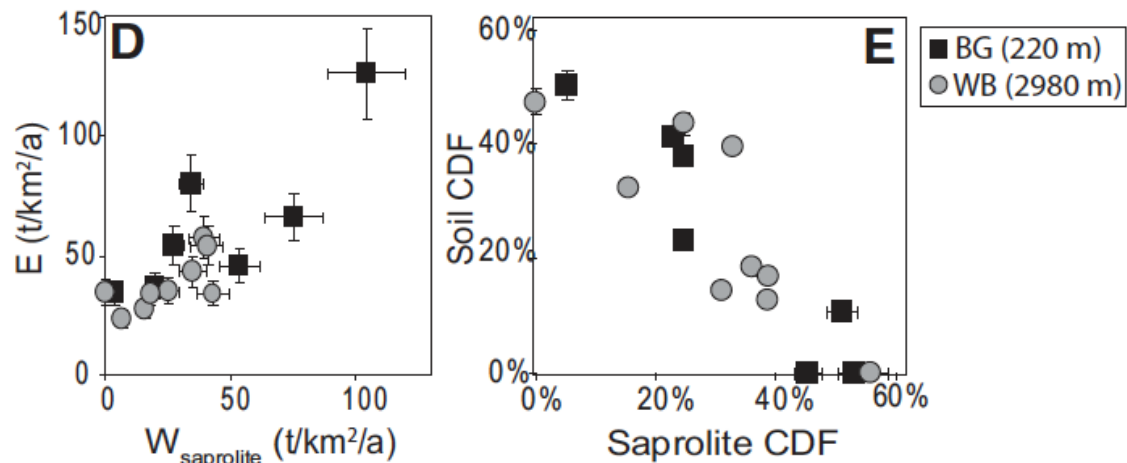


Figure I.2 - Corrélation positive entre taux d'érosion physique et altération du saprolite ($W_{\text{saporolite}}$) (D). Corrélation négative entre les fractions altérées (CDF pour Chemical Depletion Fractions) dans le sol et dans le saprolite (E). Erosion et altération du sol sont contrôlées par l'altération du saprolite (Dixon et al., 2009)

1.1.2 Interactions tectonique-climat-dénudation

La formation et l'évolution d'une chaîne de montagnes sont généralement conçues comme le résultat de la compétition entre les phénomènes tectoniques, créateurs de relief, et les processus érosifs qui enlèvent tout ou partie des terrains existants (Molnar, 2003). Le climat semble exercer une influence majeure sur la dynamique de cet antagonisme (Reiners et al., 2003; Bookhagen et al., 2005), bien que ce contrôle primaire soit actuellement discuté (Scherler et al., 2013; Godard et al., 2014).

La collision entre deux plaques tectoniques entraîne une surrection et une élévation de la surface qui est alors soumise à l'érosion, cette érosion étant influencée par le climat, lui-même modifié par la création des reliefs... Climat, tectonique et érosion sont ainsi au cœur d'un système complexe d'interactions qui régit l'évolution des paysages de montagnes (Fig. I.3 à I.5). De nombreuses études se sont attachées à décrire les interactions entre ces trois facteurs, à diverses échelles spatiales et/ou temporelles (e.g. Molnar et England, 1990; Burbank et al., 2003; Reiners et al., 2003; Thiede et al., 2004; Whipple, 2009; Champagnac et al., 2012). Cependant, la difficulté de comparer des phénomènes observables à des échelles de temps variables et le manque d'observations concrètes de ces liens de causalité représentent les principaux obstacles au consensus et laissent un débat toujours ouvert (Molnar, 2003; Whipple, 2009).

Les paragraphes suivants constituent un aperçu non exhaustif de ces tentatives de compréhension du couplage entre ces trois acteurs majeurs de l'évolution de la surface de la Terre.

- Tectonique et dénudation

Pour soumettre des reliefs à des processus d'érosion, encore faut-il créer et maintenir ces reliefs dans le temps. L'activité tectonique exerce ainsi une influence presque évidente sur les processus érosifs. D'une part, la modification de la topographie induite par la formation d'une chaîne de montagnes entraîne une modification de la distribution des taux d'érosion. On a ainsi pu observer une corrélation entre les pentes moyennes de bassins versants et les taux de dénudation mesurés (Anhert, 1970; Von Blanckenburg, 2005). D'autre part, les mouvements tectoniques peuvent générer une fracturation du matériel (Molnar et al., 2007) ou déclencher des glissements de terrain (Dadson et al., 2003) et ainsi, selon leur évolution dans le temps, favoriser ou inhiber l'érosion.

Si l'activité tectonique influence les taux d'érosion, la réciproque est également vraie : la soustraction de matériel rocheux à la surface entraîne une modification de la contrainte verticale exercée par le relief. La croûte "s'allège" et le manteau sous-jacent, plus dense, remonte pour compenser la perte de matériel par isostasie, modifiant ainsi le champ de déformation tectonique. En 1999, Willett a proposé un modèle de couplage entre déformation et érosion, dans lequel l'exhumation est localisée au niveau des zones soumises à une érosion intense due à l'intensification orographique des précipitations (Fig. I.3). De la même façon, localement, le rebond isostatique causé par une incision préférentielle au niveau des vallées peut provoquer une remontée des crêtes adjacentes, d'où une augmentation du relief local et donc des processus de dénudation (Wager, 1937; Zeitler et al., 2001; Champagnac et al., 2012).

- Climat et dénudation

Les exemples de l'influence du climat sur les phénomènes érosifs sont légion : une modification de la température engendre, entre autres, une modification de l'extension des langues glaciaires, puissants agents érosifs. Des transformations à l'échelle d'un massif peuvent être visibles, les glaciers semblant exercer un contrôle sur la répartition des altitudes et des hauts sommets dans une région, par un effet de rabot, ou "buzzsaw" (Egholm et al., 2009) (Fig. I.4). Un changement de l'étagement de la végétation modifie l'état de cohésion des versants et leur prédisposition au glissement. Une variation de l'intensité des précipitations peut avoir un effet sur le déclenchement des glissements de terrain (Iverson, 2000; Gabet et al., 2004a) et sur le débit des cours d'eau et donc sur leur capacité de transport et d'incision.

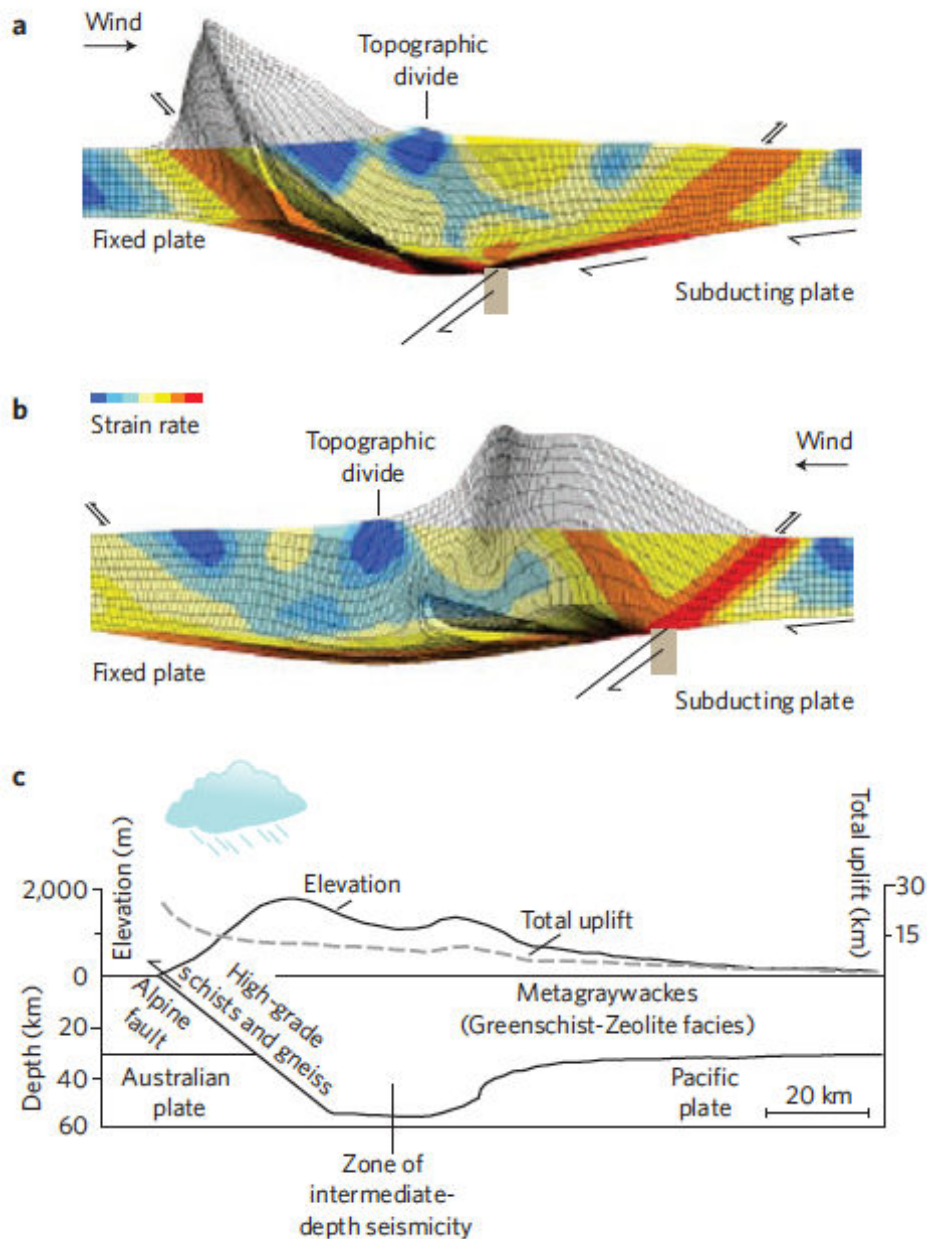


Figure 1.3 - Résultats des simulations numériques de l'évolution tectonique et structurale d'une chaîne de montagnes soumise à un régime de précipitation orographique (Willett, 1999). En a), en réponse à un flux d'ouest, la surrection et l'exhumation sont concentrées sur la partie occidentale de la zone, le long d'une faille active (bande orange à l'ouest). En b), le flux d'air humide venant de l'est, la surrection et l'exhumation sont concentrées sur la partie orientale du massif, la faille à l'ouest étant quasiment inactive. Le modèle en a) reproduit la topographie et la réponse tectonique observées en c) dans les Alpes du Sud par Koons (1990). (Whipple, 2009)

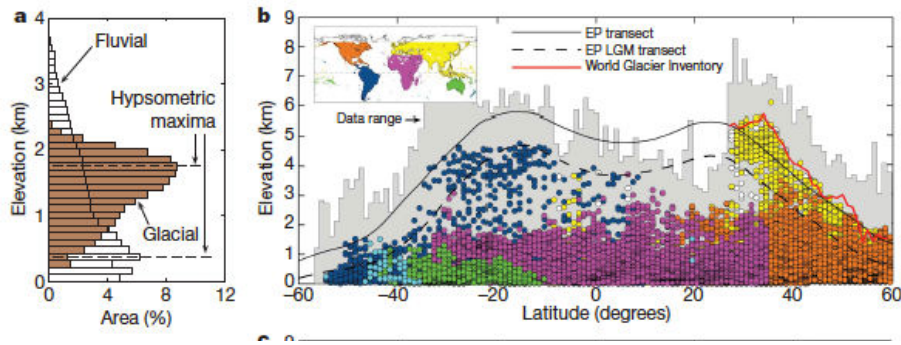


Figure I.4 - a) Distributions hypsométriques d'un paysage fluvial (nord des Andes) et glaciaire (Cascade Range, USA) présentant un maximum à une altitude sensiblement différente. b) Distribution mondiale des maxima hypsométriques, selon la latitude. Les courbes pleine et pointillée représentent respectivement la ligne de limite des neiges actuelles et au LGM, le long de la côte ouest américaine. Ces données suggèrent une influence majeure des glaciers dans les altitudes maximales des reliefs. (Egholm et al., 2009)

D'un point de vue plus large, la dénudation peut également exercer un contrôle sur le climat, via la concentration en CO_2 atmosphérique (Gaillardet et al., 1999). L'altération des silicates à la surface terrestre et la précipitation de carbonates dans l'océan ont pour bilan une diminution de la concentration atmosphérique. De plus, l'enfouissement du C organique contenu dans les sédiments le protège de l'oxydation, constituant un puits de CO_2 , particulièrement efficace dans le cas du bassin himalayen (France-Lanord et Derry, 1997)

- Tectonique et climat

L'activité tectonique et le climat sont par ailleurs liés : le volcanisme dû à la tectonique provoque des largages de gaz à effet de serre (Zielinski, 2000), tandis que le climat contrôle la répartition des masses d'eau pesant sur la lithosphère (e.g. Hampel et al., 2007).

On constate à travers ces quelques exemples la complexité des interactions entre climat, érosion et tectonique (Fig. I.5) Les liens de causalité, notamment, issus de modèles analogiques ou numériques pour la plupart, doivent être observés et vérifiés à l'échelle régionale sur le terrain (Whipple, 2009) et unifiés quelle que soit l'échelle d'observation temporelle (Molnar, 2003).

Si la possibilité pour le climat et l'activité tectonique d'influer sur les processus d'érosion est acceptée, la question du contrôle de ces processus érosifs, à l'échelle d'une chaîne de montagnes par exemple reste très largement débattue (e.g. Burbank et al., 2003; Reiners et al., 2003).

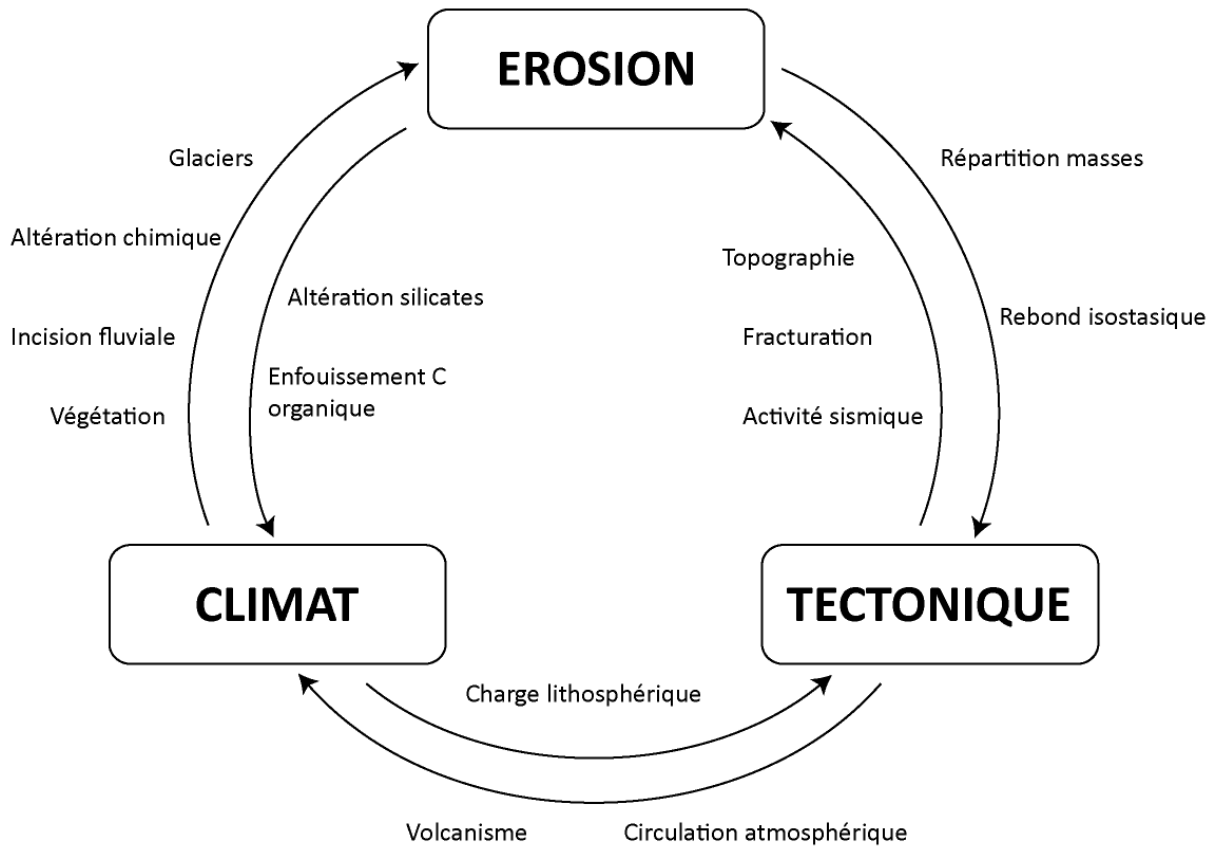


Figure I.5 - Schéma simplifié des interactions climat-tectonique-érosion (d'après Molnar, 1990; Molnar et England, 1990; Burbank et al., 2003; Reiners et al., 2003; Thiede et al., 2004; Willet et al., 2006; Galy et al., 2007; Egholm et al., 2009; Champagnac et al., 2012)

Pour mieux appréhender ces liens et le contrôle des processus d'érosion en milieu montagneux, il est nécessaire de comprendre et de quantifier l'importance de chaque phénomène érosif dans l'évolution des paysages. Parmi ceux-ci, les glissements de terrain sont un phénomène brusque, imprévisible et souvent catastrophique pouvant mobiliser des volumes rocheux considérables et exercer un rôle majeur dans l'érosion. Au cours de ce travail, nous nous sommes attachés à affiner la compréhension de la dynamique de ces glissements, qui constituent le principal agent de l'érosion des pentes dans les vallées non-englacées de l'Himalaya (Shroder 1998; Shroder et Bishop, 1998).

I.2. Erosion et glissements de terrain

I.2.1 Fonctionnement et dynamique des glissements de terrain

Un glissement de terrain est défini comme le mouvement descendant d'une masse de roche, de sol ou de débris le long d'une pente (Cruden, 1991). Ce terme englobe des phénomènes aussi variés que les coulées, les effondrements, les avalanches, les étalements ou les glissements (Varnes, 1978), sur des échelles spatio-temporelles très larges et observables aussi bien sur terre qu'en milieu marin. Les plus petits glissements terrestres consistent en la chute de quelques mètres cubes de terrain, tandis que des glissements sous-marins géants peuvent impliquer plusieurs dizaines de kilomètres cubes de matériel (ten Brink et al., 2006).

Si certains glissements ponctuels ne durent que quelques secondes, des phénomènes plus lents peuvent avoir lieu de manière continue ou non, pendant des dizaines, voire des centaines d'années (Delacourt et al., 2004). Les vitesses de déplacement sont également très variées : de quelques millimètres par jour à plusieurs dizaines de mètres par seconde dans le cas d'avalanches rocheuses (Cruden et Varnes, 1996 ; Highland et Bobrowsky, 2008).

On distingue trois principaux types de glissements en fonction de la géométrie de la surface de rupture (Fig. I.6) :

- les glissements dits "translationnels" qui glissent le long d'une surface de rupture plane
- les glissements dits "rotationnels" qui présentent une surface de rupture convexe
- les glissements dits "mixtes"

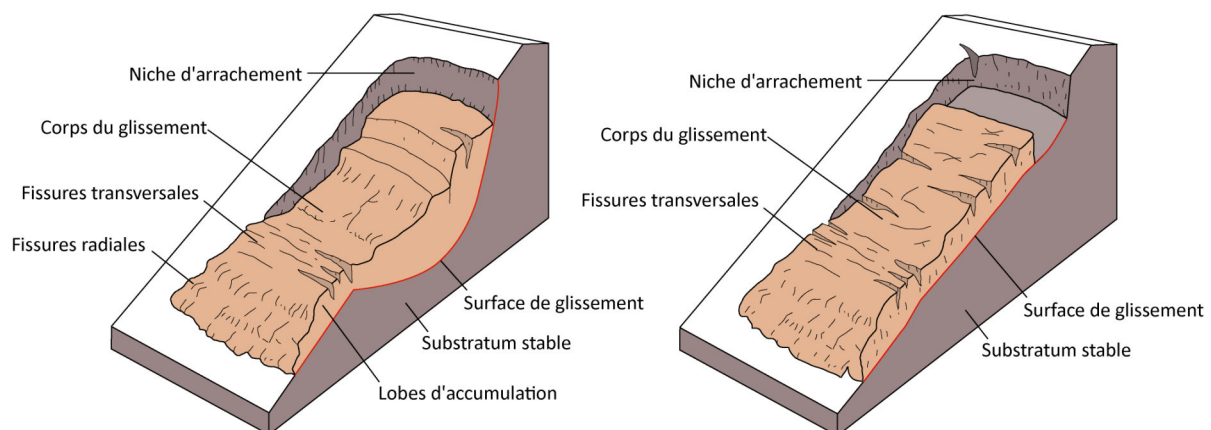


Figure I.6 - Représentation schématique d'un glissement rotationnel (à gauche) et translationnel (à droite) (modifié d'après Varnes, 1978; OFEV, 2009)

Physiquement, la rupture se produit lorsque la somme des contraintes gravitaires s'exerçant sur un plan constitutif de la pente dépasse celle des contraintes résistantes. La structuration, la fracturation et bien sûr la nature de ce matériau sont autant de facteurs influant la prédisposition d'un versant au glissement et les caractéristiques de la surface de rupture (e.g. Larsen et al., 2010). L'influence prépondérante de la pente a notamment été observée par Burbank et al. (1996), qui ont lié l'observation de pentes homogènes dans la partie nord-ouest de l'Himalaya à l'idée d'une pente-seuil (Fig. I.7). Au delà de ce seuil, les versants s'ajusteraient rapidement à l'augmentation du relief local par glissement. Les rivières, en incisant le socle rocheux, augmentent le relief local et la pente des versants qui s'ajusteraient rapidement à cette accentuation par des glissements de terrain. A l'inverse, une diminution de l'incision et un dépôt, par une élévation du niveau de base par exemple, tendrait à diminuer le taux de glissements sur les versants. Cette hypothèse est assez largement partagée et a été observée en de nombreux points du globe (Burbank et al., 1996; Harvey, 2002; Korup et al., 2010).

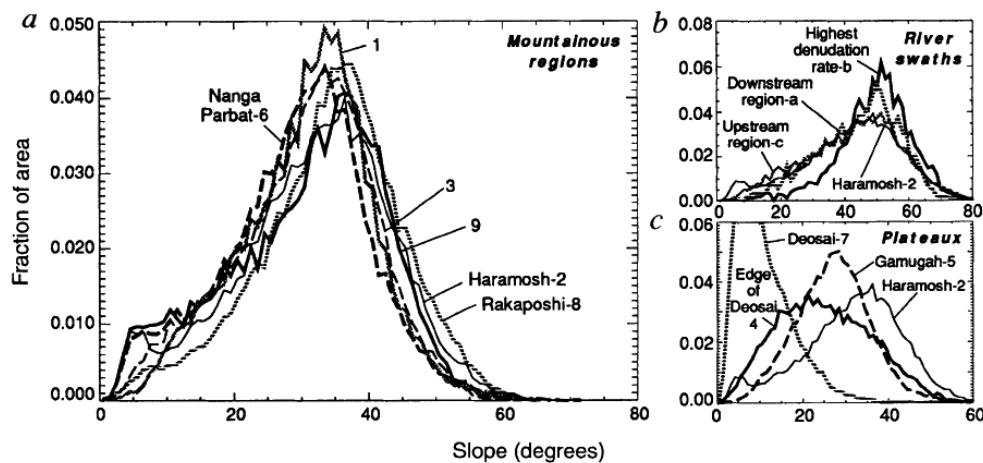


Figure I.7 - Histogrammes des pentes dans les zones montagneuses du Nanga Parbat. Chaque histogramme est normalisé à l'aire de la zone étudiée. Les distributions des pentes sont similaires, indépendamment de l'érosion mesurée et suggèrent l'existence d'un seuil de pente (Burbank et al., 1996)

En théorie, si on considère un matériau sec et sans cohésion, l'égalité des contraintes a lieu pour un angle de pente dit "angle de friction interne" ϕ caractéristique du constituant de la pente. Dans la nature, il importe de tenir compte de deux facteurs supplémentaires. La présence d'eau modifie l'équilibre des forces, via la pression hydraulique exercée sur les grains et diminue la résistance à la rupture qui se produira, théoriquement, pour un angle plus faible que l'angle de friction. D'un autre côté, la cohésion du sol va s'ajouter aux forces résistantes. Cette

cohésion a pour origine les liaisons entre les grains et la présence d'un système racinaire développé. La résultante des forces, donc la prédisposition d'une pente à la rupture, dépend ainsi principalement de la pente, de la nature du matériau constitutif, de sa saturation en eau et de sa cohésion. Le rapport entre les forces résistantes et gravitaires est appelé "facteur de sécurité" : au-delà de 1, la pente est (théoriquement) stable; en deçà, le versant est sujet à glissement.

Une modification de ces paramètres conditionnants entraîne un déplacement de l'équilibre de forces et donc de l'état de stabilité du versant. Des précipitations, par exemple, peuvent engendrer une infiltration importante et l'apparition d'une pression de pore positive dans le sol, permettant des glissements (Iverson, 2000; Gabet et al., 2004a; Dahal and Hasegawa, 2008), tout comme la fonte des neiges. Les événements climatiques intenses de courte durée, comme les typhons est-asiatiques, peuvent provoquer des phénomènes extrêmes : après le passage du typhon Morakot, en août 2009 à Taiwan, plus de 17 000 nouveaux glissements ont été observés, sur une aire totale de 7800 km² (Lin et al., 2010). Un événement sismique peut également être un élément déclencheur, par l'ajout d'un terme d'accélération qui modifie la composante poids en particulier (e.g. Keefer, 1984; Densmore et Hovius, 2000; Chen et al., 2006). Le séisme observé en 2008 dans la province du Sichuan, en Chine, a entraîné le déclenchement de plus de 56 000 glissements et la soustraction de plusieurs kilomètres cubes de matériel (Parker et al., 2011). Un changement de la végétation, par le biais d'un changement climatique ou de l'activité anthropique, peut également augmenter la susceptibilité d'une pente au glissement, bien que cet effet puisse s'étaler sur plusieurs années (Sidle et al., 2006).

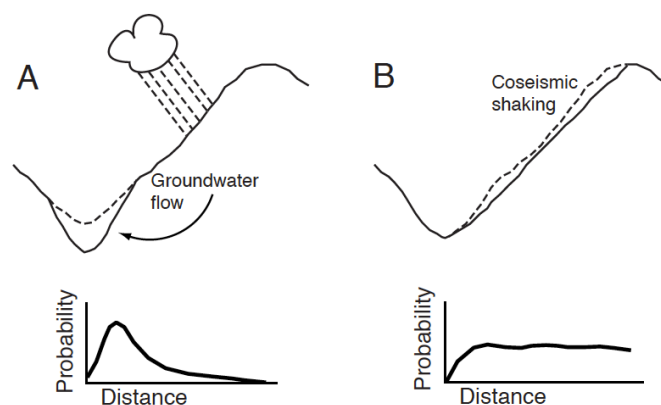


Figure 1.8 - Représentation schématique de la trace d'un glissement déclenché par une infiltration abondante et un effet de nappe, se produisant préférentiellement en bas de pente (A) et un glissement dû à un événement sismique qui affecte tout le versant de manière équiprobable, par le biais de changements de vitesse dans le matériel (B) (Densmore et Hovius, 2000).

Densmore et Hovius (2000) ont proposé un critère de différenciation de la cause des glissements en se basant sur leur localisation et la forme résiduelle dans le paysage, en observant que les glissements dus à des secousses sismiques se formaient préférentiellement près des crêtes, où l'accélération sismique peut être amplifiée (Harp et Keefer, 1990; Bouchon et Baker, 1996) alors que les glissements causés par des événements climatiques avaient tendance à apparaître au pied des pentes et à former des vallées sur le versant (Fig. I.8)

1.2.2. Le rôle des glissements de terrain dans l'érosion des chaînes de montagnes

Les glissements de terrain peuvent, selon leur amplitude et la taille de la vallée, transformer le paysage d'une vallée de montagne. L'arrachement et le déplacement de milliers de m³ le long d'une pente peuvent, selon que ce matériel est exporté efficacement par la rivière ou non, conduire à une augmentation de l'angle de pente local ou à sa diminution, par accumulation de blocs en bas de pente (Roering et al., 2005). De plus, la destruction de l'éventuel couvert végétal entraîne une diminution de la cohésion du versant par le système racinaire (Sidle et al., 2006). Dans tous ces cas, l'état de stabilité d'un versant s'en trouve modifié et sa morphologie transformée.

Des mouvements de plus grande ampleur (deep-seated gravitational slope deformation ou DSGSD) qui affectent tout le versant et modifient l'état de fracturation et la pente (Dramis et Sorriso-Valvo, 1994), peuvent également conditionner l'érosion ultérieure.

Le creusement occasionné par les glissements de terrain influence également l'altération des constituants du sol : en exposant à la surface des minéraux plus frais et donc plus réactifs, le déclenchement d'un glissement peut favoriser les réactions chimiques d'altération de ces minéraux (Gabet, 2007).

Les modifications de topographie causées par les glissements de terrain affectent également le réseau de drainage. Ouimet et al. (2007) ont mis en évidence la présence de nombreuses ruptures de pente (knickpoints) associées à de larges glissements dans des profils de rivières de la province du Sichuan en Chine (Fig. I.9)

Un apport brutal de sédiments dans la rivière peut également créer des barrages et entraîner la formation de lacs (Weidinger et Ibetsberger, 2000; Casagli et al., 2002; Korup et al., 2004) et modifier ainsi radicalement l'écoulement de la rivière et le transport et la dépôt des sédiments dans les vallées (Fig. I.10 et I.11)

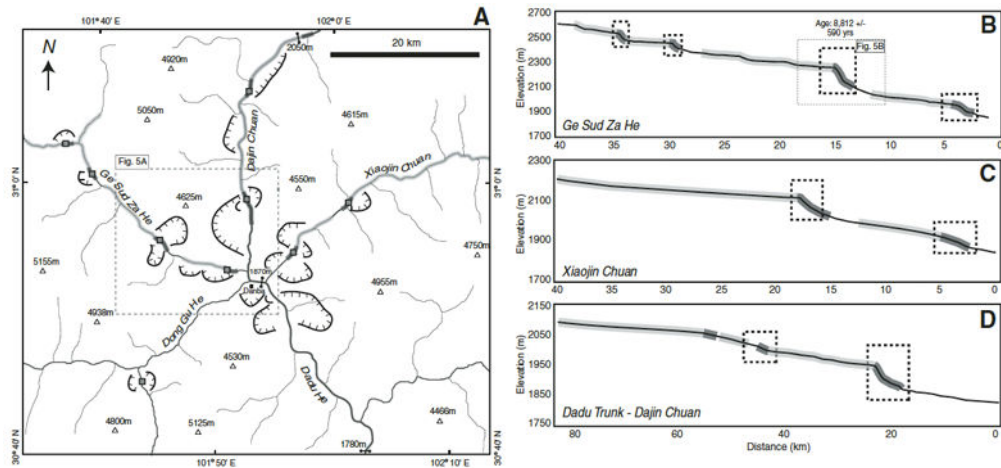


Figure I.9 - Mise en évidence de ruptures de pente dans des profils de la rivière Dadu, province du Sichuan (B), qui correspondent aux glissements cartographiés en A (Ouimet et al., 2007)

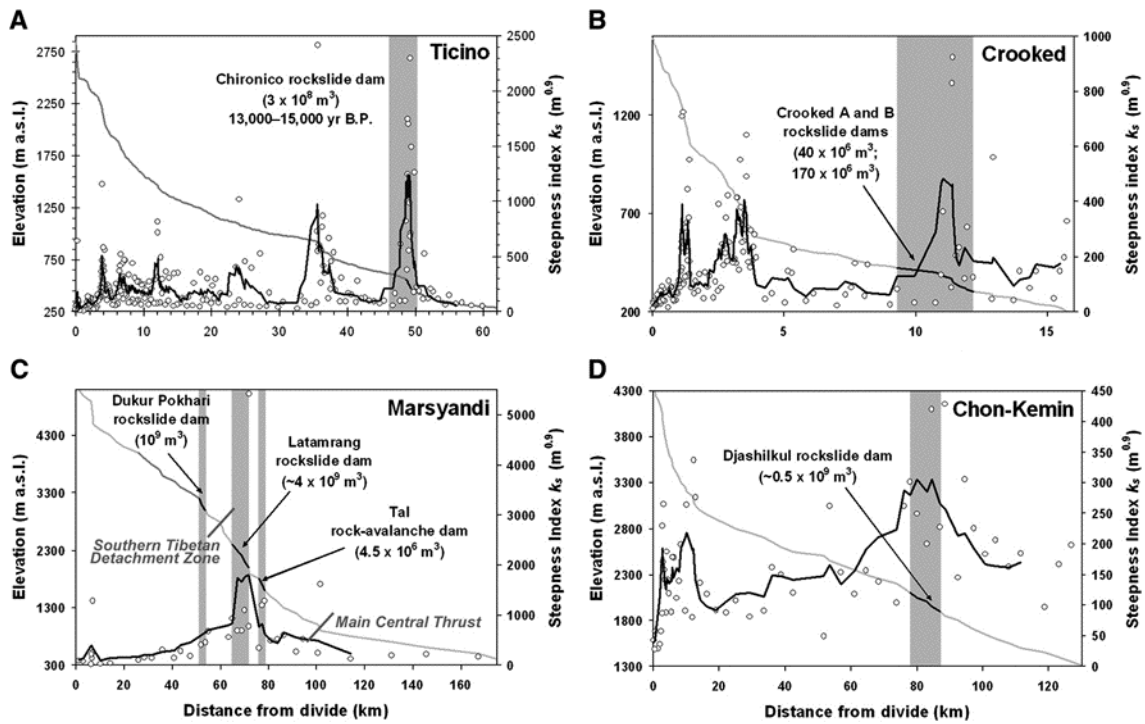


Figure I.10 - Effet de glissements de terrain géants sur la pente des rivières de chaînes de montagnes : les indices témoignant des pentes les plus abruptes coïncident avec les dépôts des glissements de terrain géants (Korup et al., 2010)



Figure I.11 - La Young River, en Nouvelle-Zélande, barrée par un glissement de terrain (mars 2008) - Crédits photo : info.geonet.org.nz

L'apport brusque de quantités importantes de sédiments entraîne par ailleurs une modification de la charge sédimentaire des rivières et donc de leur capacité d'incision, celle-ci étant notamment liée à la charge sédimentaire (Sklar et Dietrich, 2001). La fréquence et l'amplitude des glissements de terrain influencent donc le creusement du réseau de drainage et, comme on l'a vu plus haut, les pentes des versants alentours.

Les glissements de terrain sont des phénomènes de pente très efficaces qui peuvent mobiliser des volumes conséquents de roches le long des pentes. Ils sont d'ailleurs supposés être les principaux acteurs de l'érosion des versants dans les vallées non englacées de chaînes de montagnes (Shroder, 1998; Shroder et Bishop, 1998). Si de nombreuses études se sont attachées à en décrire les mécanismes, le rôle des glissements dans l'évolution des paysages a souvent été négligé, cette évolution étant simplement conçue comme le résultat de la compétition entre soulèvement et incision/érosion. Par exemple, le concept du seuil de pente cité plus haut implique un réajustement passif des versants au creusement du réseau fluvial qui constitue le cadre des modifications de l'environnement. Les modifications parfois abruptes de topographie et les effets des glissements sur le fonctionnement géomorphologique des vallées ont été peu documentés (Korup et al., 2010). Les modèles d'évolution des paysages simulent généralement la distribution des glissements selon une loi de puissance entre leur fréquence et leur magnitude (Hovius et al., 1997; Niemi et al., 2005), mais ce lissage du caractère stochastique des glissements devient problématique pour des échelles de temps et/ou d'espace plus réduites. Par ailleurs, si l'hypothèse d'une domination de l'érosion par les glissements de terrain dans certaines zones montagneuses est admise (Hovius et al., 1997; Shroder, 1998; Shroder et Bishop, 1998), la proportion de ces phénomènes dans l'érosion totale est généralement mal connue.

Le contrôle de l'incision fluviale en réponse à l'activité tectonique, sur la topographie et l'évolution des zones de montagnes est une notion acceptée. Cependant, on ne peut nier les effets majeurs que peuvent avoir les glissements de terrain, notamment les événements de grande ampleur, sur l'environnement érosif et sur l'évolution de ces chaînes de montagnes. D'où l'importance de quantifier au mieux ces phénomènes.

1.2.3 Un risque naturel majeur

La grande diversité de tailles, de formes, de vitesses et de causes font des glissements de terrain des processus morphologiques très difficiles à prévoir. La quantification même des dégâts qui leur sont imputables n'est pas une tâche aisée : les glissements de terrain accompagnent en effet souvent des événements géologiques (séismes...) ou climatiques (typhons...) majeurs et les dommages qu'ils causent sont largement sous-estimés car noyés par ces phénomènes peut-être plus visibles (Schuster, 1996). L'un des plus anciens glissements de terrain dont les dégâts ont été estimés est le glissement de Wudu, dans la province de Gansu, en Chine, en 186 av. JC (Yuan et al., 2007).

Il n'en reste pas moins que les pertes en vies humaines et en équipements sont énormes. Le World Landslide Forum (Press Release, 2001) estime à plusieurs milliards de dollars les conséquences annuelles des glissements.

La chaîne himalayenne concentre à elle seule 30% des dégâts occasionnés dans le monde (Li, 1990). Les pertes humaines sont considérables dans les pays en développement, où les infrastructures précaires et les fortes concentrations de population dans des zones à risques amplifient les dégâts : les 109 décès à Darbang (Népal) en 1988, ou les 380 à Malpa (Inde) en 1998 en sont des exemples tragiques et la nécessité d'une meilleure compréhension de ces processus est évidente.

I.3 Problématique(s)

Comme on a pu le voir jusqu'ici, l'érosion constitue, avec le climat et l'activité tectonique, un système complexe d'interactions qui régissent le devenir des chaînes de montagnes. Au cœur de ce système, les liens entre climat et érosion, fondamentaux pour la compréhension des effets des changements climatiques sur l'évolution des paysages, sont encore mal définis (Whipple, 2009). Les observations se contredisent selon l'objet étudié ou la méthode utilisée (Molnar,

2003) et le débat reste ouvert. Pour appréhender les effets du climat sur les phénomènes érosifs, il est nécessaire de détailler ces différents phénomènes et de quantifier leur importance dans l'érosion totale.

Dans les vallées non-englacées du Népal, les glissements de terrain représentent une contribution majeure dans l'érosion (Shroder, 1998). Cependant, leur rôle est peu souvent quantifié et leurs effets sur l'environnement, à court ou moyen terme, ne sont généralement pas pris en compte dans les modèles d'évolution des paysages. Les glissements sont pourtant des acteurs majeurs de cette évolution et leur dynamique exerce un rôle de premier plan dans le devenir des chaînes de montagne (Korup et al., 2010).

L'Himalaya central, et plus particulièrement la zone du MCT, représente un terrain d'étude idéal pour observer ces processus et leurs liens avec le climat. D'une part, parce que le système de mousson définit une saison marquée par la majorité des précipitations et qui concentre les processus érosifs. D'autre part, parce que les taux d'érosion mesurés indiquent une forte érosion qui prévaut depuis le Quaternaire. Enfin, parce que les faibles densités de population et la ruralité des zones de peuplement permettent de négliger les effets de l'activité anthropique sur les versants. La vallée de la Khudi Khola, sur le flanc sud des Annapurnas, réunit toutes ces caractéristiques et présente de plus la particularité d'abriter un large glissement de terrain qui a été notre principal terrain d'étude ces dernières années et l'objet de nos principales questions :

- 1) Quelle est la contribution d'un large glissement de terrain dans l'érosion d'une vallée himalayenne depuis un demi-siècle? Comment a évolué, évolue et évoluera cette structure dans les prochaines années?
- 2) Quelle est la dynamique de ce glissement à l'échelle d'une période de mousson, en terme de production et d'export de sédiment notamment? Quels sont les effets des précipitations de mousson sur la stabilité des pentes dans le bassin et sur l'export des sédiments?
- 3) Quelle a été l'activité des glissements de terrain dans l'Himalaya Central au cours de la dernière décennie par rapport à la moyenne de moyen-long terme et quelle est la récurrence et l'amplitude des glissements? Quel est l'effet de glissements de longue durée sur les mesures de la dénudation à moyen terme?

Till the landslide brought me down

-Fleetwood Mac

II.

Chapitre II. Objets d'étude

II.1 La chaîne himalayenne

II.1.1 Structure générale

L'Himalaya est une des chaînes de montagnes les plus jeunes et les plus actives du globe. Elle résulte de la collision entre les blocs indien et eurasiatique initiée entre le Paléocène et l'Eocène (Patriat et Achache, 1984; Rowley 1996) et qui se poursuit à l'heure actuelle au rythme de 36 à 38 mm/an (Wang et al, 2001).

La chaîne himalayenne s'étend sur plus de 2500 km le long d'un axe WNW-ENE , entre le Nanga-Parbat au Pakistan à l'ouest et le Namche-Barwa à l'est. Elle constitue avec le Karakorum et le Tibet le plus vaste relief du globe (Fig. II.1)

D'une largeur de 200 km environ, l'Himalaya abrite les plus hauts sommets au monde, dont 14 s'élèvent à plus de 8000 m. La chaîne est en réalité composée de quatre sous-ensembles principaux, disposés parallèlement du nord au sud :

- le plateau Tibétain, au Nord, d'altitude élevée (5000 à 6000 m) mais de faible relief.
- le Haut Himalaya, ou haute chaîne, domaine de la très haute montagne, avec une altitude moyenne de 5000 m et des sommets de 8000m et plus. Les vallées sont marquées, le relief local pouvant atteindre 5000m entre fond de vallées et sommets.
- un peu plus au sud, le Moyen-Pays, où l'altitude varie de 300 à 3000 m. Le relief est globalement plus faible que dans la haute chaîne.
- enfin, les Siwaliks qui constituent une série de reliefs disséqués boisés, d'altitude inférieur à 1000 m et bordés au sud par la plaine du Terai.

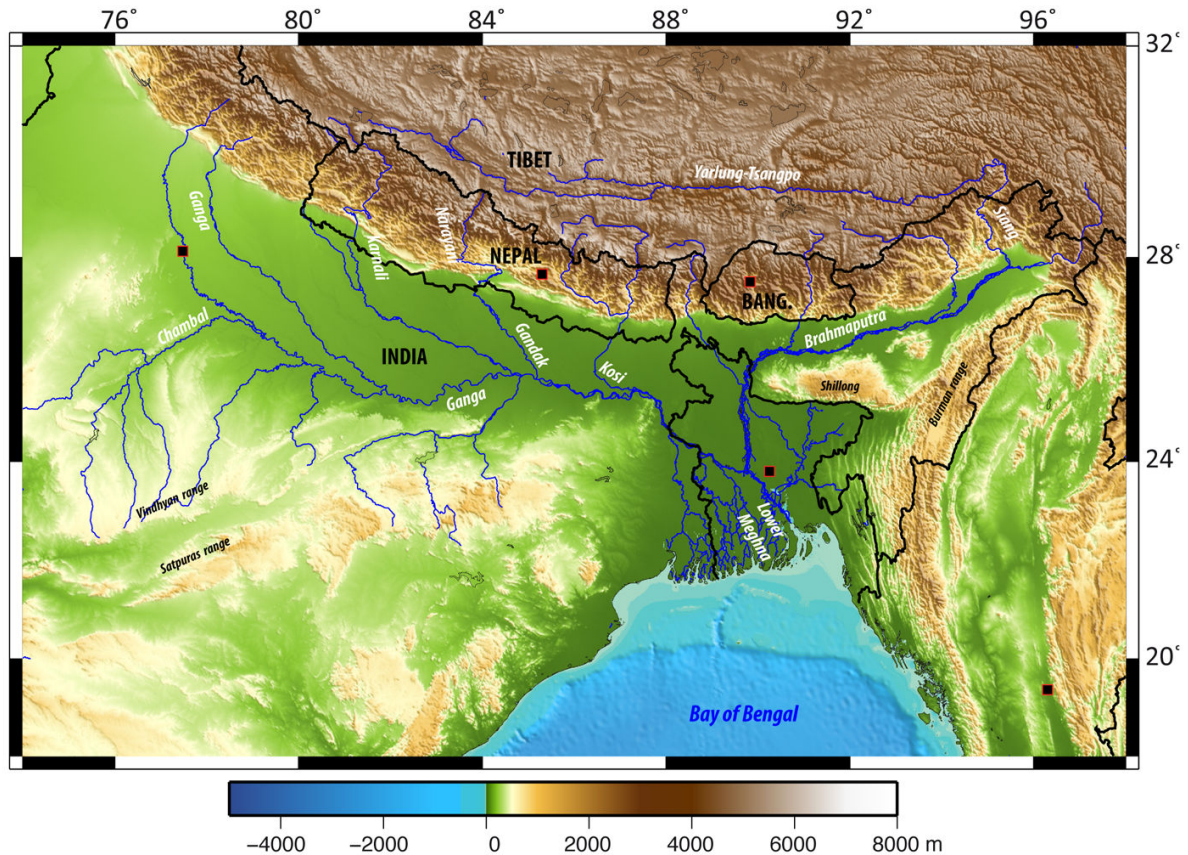


Figure II.1 - Topographie et réseau hydrique de la chaîne de l'Himalaya (réalisée à partir des données GTOPO30-USGS) (d'après Lupker, 2011)

Dans son ensemble, l'Himalaya est bordé au nord par la plateaux tibétain, qui s'étend sur près de 2.5 millions de km² à une altitude de 4500 m en moyenne et au sud par la plaine indo-gangétique, d'altitude inférieure à 250 m. Le Népal est d'ailleurs le pays présentant le dénivelé total le plus important au monde.

II.1.2 Géologie de l'Himalaya

L'ensemble himalayan est découpé par des accidents tectoniques majeurs (Fig. II.2 et II.3) qui délimitent les unités structurales suivantes (du sud au nord) :

- Au nord de la plaine du Gange, les premiers reliefs sont formés par les Siwalik, constitués de dépôts molassiques remobilisés par l'avancée du front de déformation. Cet ensemble d'écaillés d'orientation ESE-WNW à E-W est séparé de la plaine par le MFT (Main Frontal Thrust) qui accommode la majeure partie de la déformation (Lavé et Avouac, 2000).

- Le Moyen-Himalaya (LH, Lesser Himalaya) chevauche les Siwaliks au niveau du MBT (Main Boundary Thrust). Le LH est formé de séries sédimentaires essentiellement protérozoïques métamorphisées (grès, schistes, gneiss) et présente un métamorphisme inverse croissant vers le nord. Il est limité au nord par le MCT (Main Central Thrust), large zone de cisaillement.
- Au niveau du MCT, la topographie s'élève brusquement, marquant le front du Haut Himalaya Cristallin (HHC). Le HHC est constitué de méta-sédiments fortement métamorphisés recoupés par des intrusions leucogranitiques d'âge Miocène (Le Fort 1986, Searle et al., 1999). Le HHC est divisé en trois formations : la formation inférieure (FI), dont l'épaisseur varie de 2 à 10 km, constituée de paragneiss quartzeux et micacés. La formation II (FII) se distingue de la FI par l'abondance de gneiss calciques, de marbres et de quartzites et peut atteindre 3 à 3.5 km d'épaisseur. Enfin, on trouve au sommet la formation III (FIII) qui présente des orthogneiss ocellés dérivés d'un granite daté aux environs de 500 Ma.
- Séparées du HHC par le STD (South Tibetan Detachment), les séries sédimentaires téthysiennes (TSS) forment certains des plus hauts sommets de l'Himalaya. Elles sont constituées de sédiments marins fortement plissés d'âge Protérozoïque à Eocène.

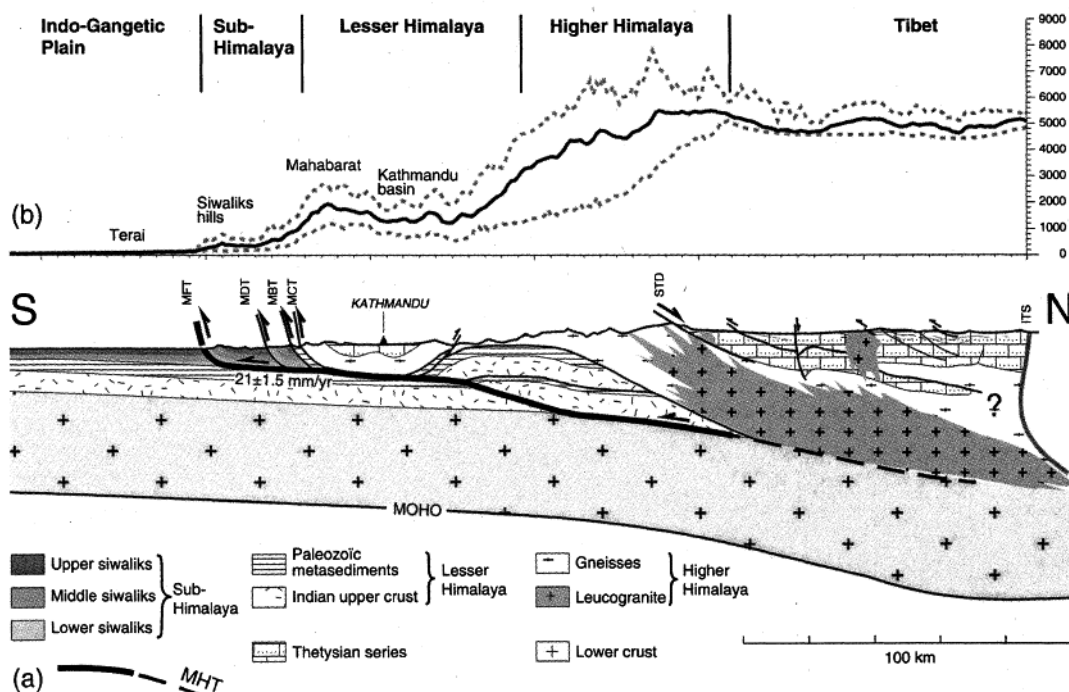


Figure II.2 - - Profil topographique et coupe S-N à travers l'Himalaya Central (long. 85.3°). L'altitude moyenne est représentée par la ligne pleine et les altitudes minimale en maximale en pointillés (Lavé et Avouac, 2001)

Il a été proposé (Schelling et Arita, 1991; Schelling, 1992; Seeber et Armbruster, 1981; Pandey et al., 1995) que ces accidents tectoniques majeurs soient connectés en profondeur en une zone de détachement unique, le MHT (Main Himalayan Thrust).

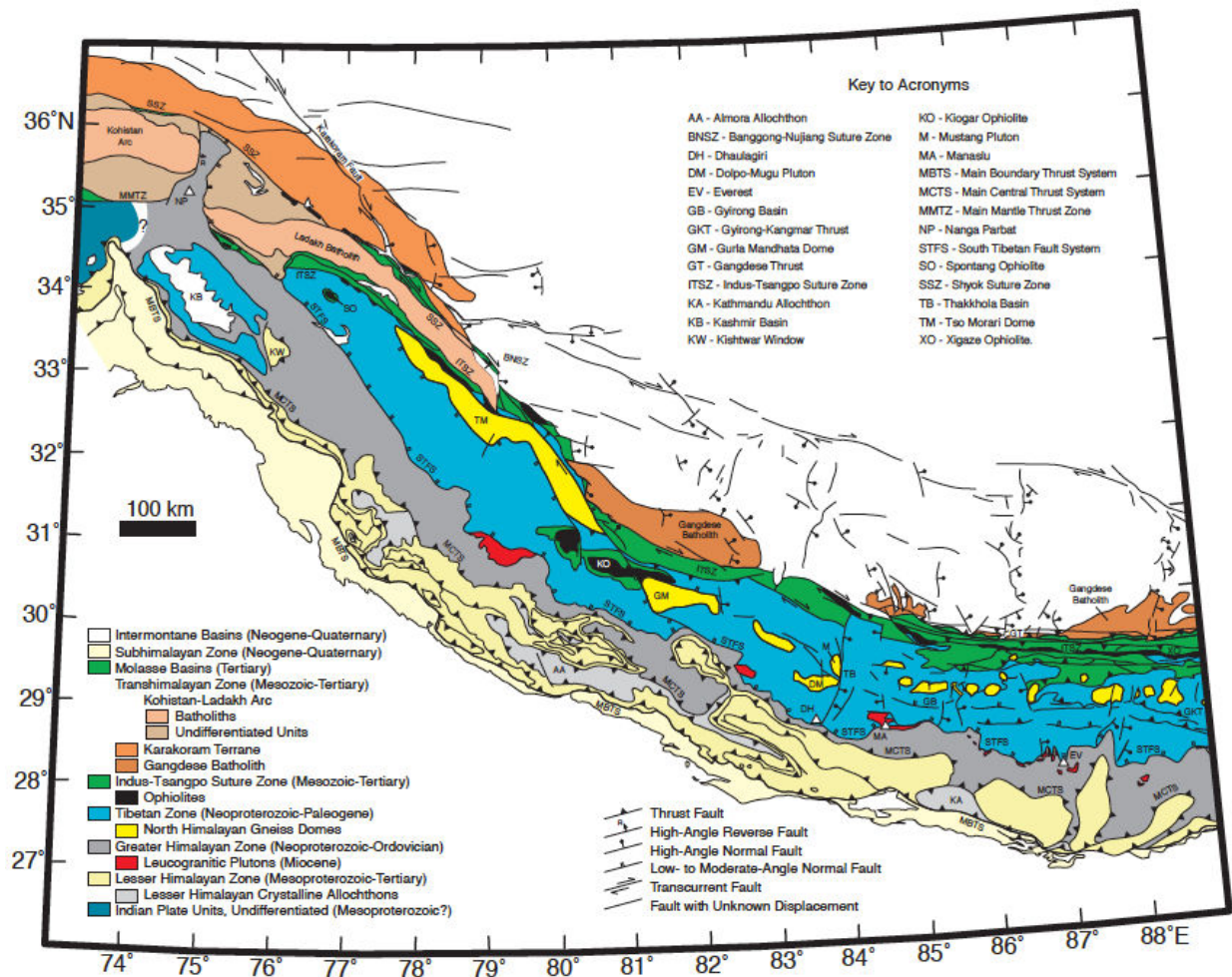


Figure II.3 - Carte géologique et structurale de l'Himalaya (données compilées issues de Hodges, 2000)

L'activité microsismique himalayenne est principalement localisée au niveau du flanc sud du HHC (Fig. II.4), entre 10 et 20 km de profondeur (Pandey et al., 1995; Bollinger et al., 2007). Une accumulation de contraintes a pu être mise en évidence sur une rampe crustale (Fig. II.2) sous le flanc du HHC (Pandey et al., 1995). Bollinger et al. (2007) et Bettinelli et al. (2008) ont également observé une saisonnalité de la microsismicité, plus développée en hiver

qu'en été. Ces variations saisonnières seraient liées à l'effet de chargement des nappes souterraines au cours de la mousson.

L'activité sismique actuelle reste modérée dans l'Himalaya, aucun événement sismique majeur n'étant survenu depuis le séisme de M_w 8.0-8.2 de 1934 (Pandey et Molnar, 1988; Pandey et al., 1995; Bettinelli et al., 2006).

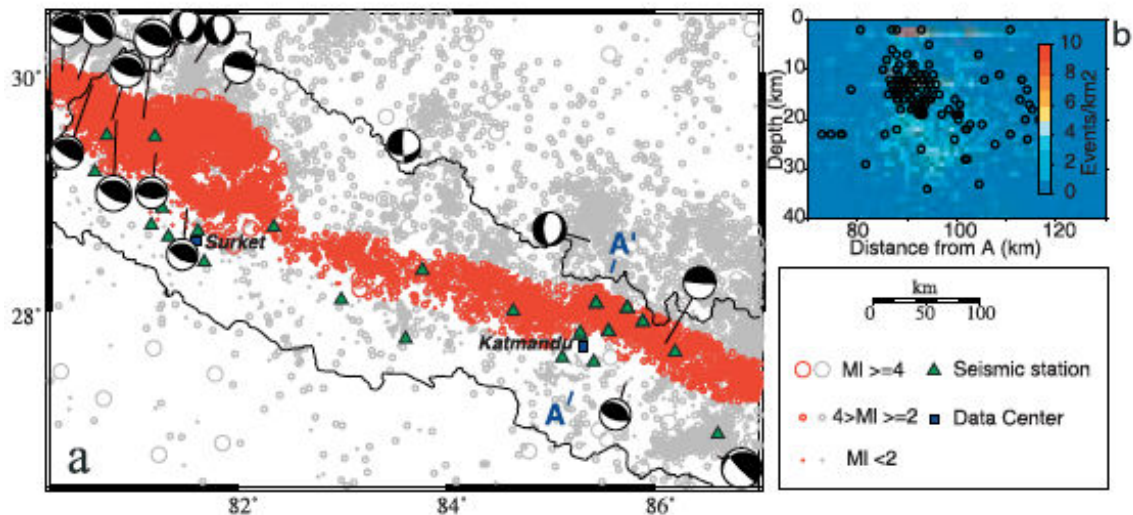


Figure II.4 - Microsismicité enregistrée au Népal entre 1995 et 2000, concentrée au niveau du flanc sud du Haut Himalaya (Bollinger et al., 2007)

II.2 Climat et érosion dans la chaîne

Le climat de l'Himalaya central est marqué d'une part par l'influence de la mousson, qui détermine deux périodes clairement distinctes dans l'année et d'autre part, par l'effet orographique qui induit des variations brutales dans la distribution et l'intensité des phénomènes climatiques.

II.2.1 Mousson

La mousson (de l'arabe *mawsim*, saison) désigne l'inversion périodique du système de vents sur le sous-continent indien et plus généralement les phénomènes climatiques saisonniers qui en découlent. Le phénomène de mousson est à relier au déplacement de la zone de convergence intertropicale ou ZCIT (Gadgil, 2003). Cette zone de basses pressions qui entoure la

Terre au niveau de l'Equateur est formée par la convergence de masses d'air chaud et humide des tropiques transportées par les alizés. En début de mousson, la ZCIT se déplace vers le nord, ce qui entraîne une modification des circulations d'air chaud et humide en provenance du Golfe du Bengale vers le nord et le nord-ouest (Fig. II.5). La barrière himalayenne force cet air à se soulever et à se refroidir, ce qui cause des précipitations intenses sur la chaîne. Si l'intensité de la mousson peut varier assez largement d'une année sur l'autre (Shreshta, 2000; Gadgil et al., 2004) à cause de phénomènes climatiques plus globaux qui modifient la circulation des masses d'air (El Nino/La Nina), l'intensité moyenne semble stable sur les derniers milliers d'années (Bookhagen et al., 2005; Clift et al., 2008b).

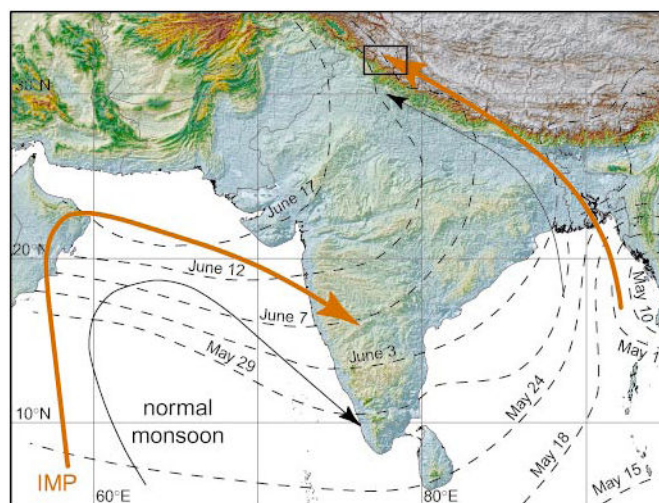


Figure II.5 - Directions principales actuelles (flèches noires) des masses d'air durant la mousson. Les flèches orange représentent les directions principales lors des phases de mousson intense qui ont prévalu durant la fin du Pléistocène et l'Holocène et les pointillés l'avancement du front au début de la saison (Bookhagen et al., 2005).

De nombreux travaux ont montré l'importance du rôle du plateau tibétain dans le déclenchement de la mousson (Hahn et Manabe, 1975, Wu et Zhang., 1998, Ye et Wu, 1998), notamment à cause de l'élévation de température du plateau durant l'été. Ce réchauffement entraîne une stratification instable dans les couches atmosphériques inférieures et une activité convective intense, avec un fort courant ascendant d'air chaud qui rejoint la branche ascendante des cellules de Hadley. Une circulation d'air chaud et humide se développe vers le nord et le nord-ouest depuis le Golfe du Bengale et donne naissance aux précipitations intenses observées sur l'Himalaya.

Le climat du Népal, soumis à ces phénomènes de mousson, est marqué par une forte saisonnalité, hivers secs et étés très humides. La période de mousson s'étend de mi-juin à mi-

septembre, des événements pluvieux marquants pouvant survenir jusqu'au mois de novembre. On estime à 80% la proportion des précipitations annuelles qui a lieu durant cette période (Bookhagen et al., 2005; Molnar et al., 2010).

II.2.2 Orographie, précipitations et érosion

Outre cette forte saisonnalité, le climat himalayen est également caractérisé par une variabilité spatiale importante liée principalement à la topographie de la chaîne (Fig II.6). Les reliefs bloquent la circulation des masses d'air chaud et humide en provenance du SE. Cet air s'élève, se refroidit et subit une décompression adiabatique, ce qui entraîne la condensation de la vapeur d'eau et la chute de précipitations. On observe ainsi une distribution spatiale des précipitations à travers la chaîne. La limite LH-HHC au niveau du MCT, par exemple, marquée par un saut topographique, est le lieu des pluies les plus intenses dans le centre de la chaîne (jusqu'à 5 m/an *in* Putkonen, 2004). D'une manière générale, le flanc sud de la chaîne est plus arrosé que le flanc nord, survolé par des masses d'air venant du S et donc déjà appauvries en humidité (Fig. II.7). Les variations longitudinales de la topographie himalayenne créent par ailleurs des nuances dans la concentration des précipitations de mousson, le Népal central étant plus fortement touché que les extrémités orientale et occidentale.

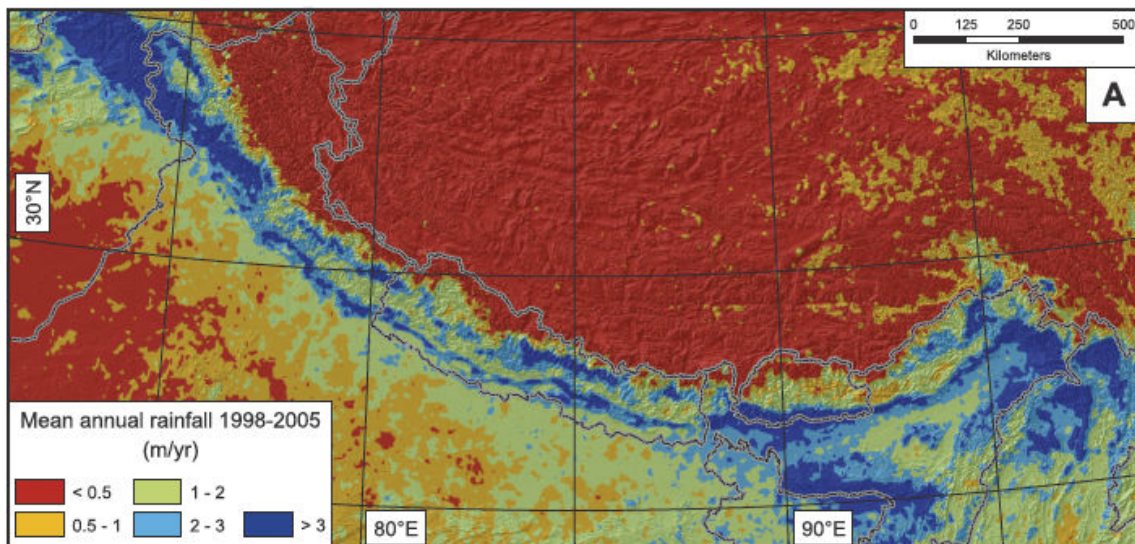


Figure II.6 - Précipitations moyennes annuelles sur la chaîne himalayenne. Les données sont issues du programme TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) de 1998 à 2005. Au Népal, les précipitations les plus importantes (en bleu) sont observées le long de deux bandes WNW-ESE au centre du pays (Bookhagen et Burbank, 2006)

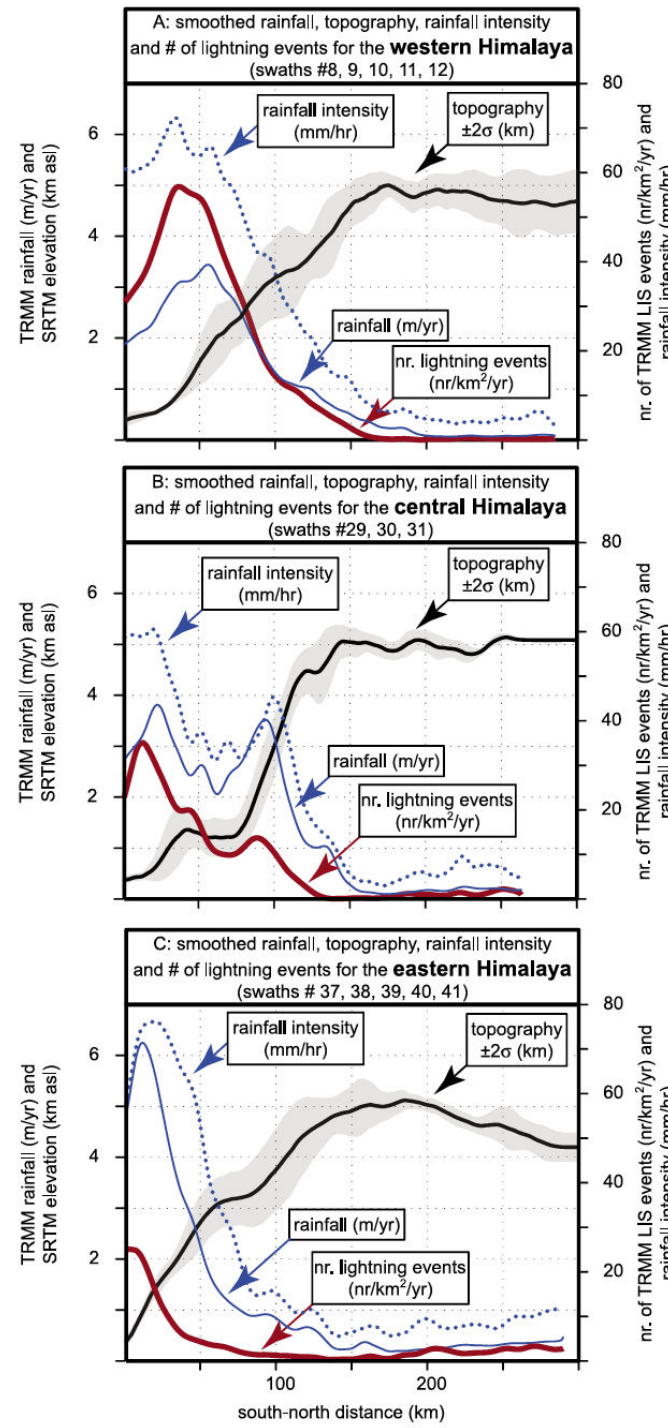


Figure II.7 - Profils lissés présentant la topographie, l'intensité des précipitations (d'après les données TRMM) et le nombre d'éclairs moyens le long de trois profils S-N, dans l'Himalaya occidentale (a), central (b) et oriental (c) (Bookhagen et Burbank, 2010)

De plus, le relief local (la différence d'altitude entre le fond des vallées et les sommets) très marqué induit des variations climatiques intenses sur de courtes distances (10 à 15 km

entre vallées et sommets dans la haute chaîne du Népal central). D'un point de vue plus global, une centaine de kilomètres seulement sépare le climat subtropical de la plaine du Terai des sommets enneigés du Haut Himalaya.

L'Himalaya, englobe les sommets les plus hauts de la planète et constitue la chaîne de montagnes la plus imposante au monde. Elle exerce un rôle de barrière orographique à la mousson indienne venue du sud et concentre les précipitations sur son flanc sud. En ajoutant à ce tableau une activité tectonique intense, on obtient un système érosif exceptionnel et, en ce qui nous concerne, idéal pour étudier les interactions entre les phénomènes climatiques et érosifs. Le matériel érodé dans la chaîne est transporté par trois principaux systèmes fluviaux : l'Indus, qui se jette ensuite dans la Mer d'Arabie, le Tsangpo-Brahmapoutre et le Gange, qui drainent l'Himalaya central et oriental, traversent la plaine indo-gangétique et se rejoignent juste avant de se déverser dans le Golfe du Bengale. Le système Gange-Brahmapoutre, principal exportateur des produits de l'érosion himalayenne (Métivier et al., 1999), transporte environ 1 Gt de sédiments par an (Curry et al., 2003; Lupker et al., 2012) ce qui en fait le plus important système fluvial en terme d'export sédimentaire.

De nombreuses études se sont attachées à décrire l'érosion et le transport des sédiments dans le système Himalaya-Plaine du Gange, à des échelles spatiales (Métivier et al., 1999; Lavé et Avouac, 2001; Gabet et al., 2004a; 2008; Thiede et al., 2009; Andermann et al., 2012) et temporelles variables (Blythe et al., 2007; Whipp et al., 2007; Godard et al., 2012; Lupker et al., 2012). Cependant il apparaît difficile d'appréhender l'érosion himalayenne dans son intégralité, du fait des différences d'échelles de temps des différents processus impliqués. Lupker et al. (2012) ont proposé, en se basant sur des analyses géochimiques des flux du Gange et du Brahmapoutre, des taux d'érosion moyens de 1 mm/an pour le bassin du Gange et du même ordre de grandeur pour celui du Brahmapoutre. Ces taux sont proches des taux de dénudation moyens estimés pour les derniers millions d'années dans l'Himalaya central par traces de fission et (U-Th)/He (Blythe et al., 2007).

Les taux de dénudation les plus élevés sont observés dans les Siwaliks, premiers reliefs au sud de la chaîne et au niveau de la limite LH-HHC, marquée par un fort gradient topographique et des précipitations abondantes (Fig. II.8). Si le lien entre précipitations et érosion est encore sujet à débat (Burbank et al., 2003), les taux d'érosion locaux actuels observés dans l'Himalaya central semblent augmenter avec la pluviométrie (Gabet et al., 2008). Il est notamment possible de mettre en évidence une relation entre les précipitations et le déclenchement des glissements de terrain dans les zones non-englacées (Shroder 1998; Shroder

et Bishop, 1998; Gabet et al., 2004a). Pour ces raisons, le Haut Himalaya central, et le flanc sud des Annapurnas en particulier, est une zone d'étude privilégiée pour l'étude des interactions entre climat et érosion et constitue la cadre géographique de cette étude.

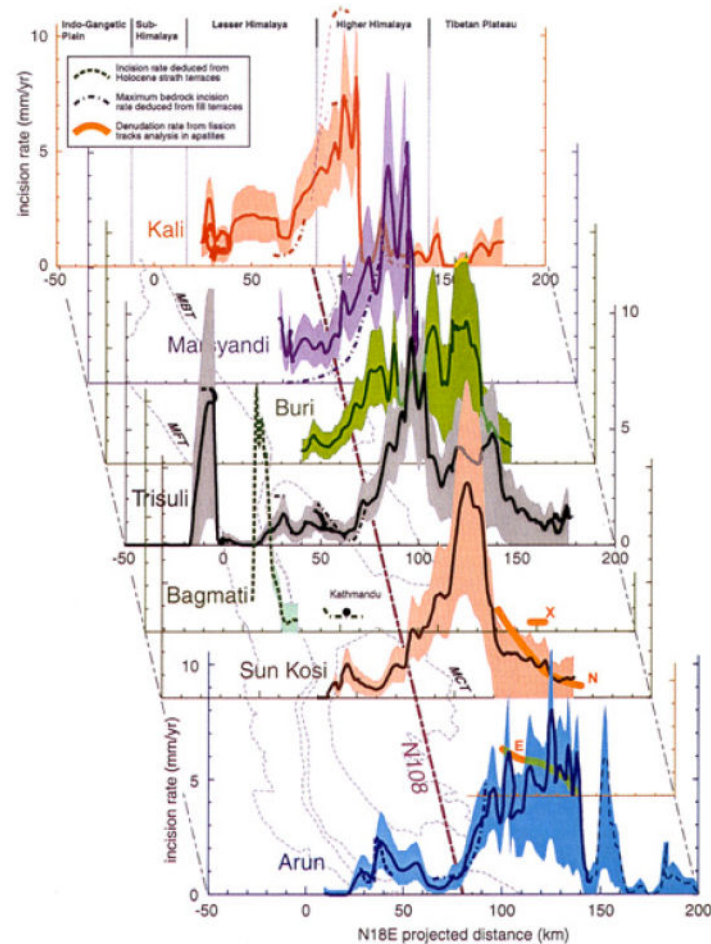


Figure II.8 - Profils d'incision S-N des principales rivières himalayennes à partir d'enregistrements de terrasses. Les taux d'incision les plus importants se rencontrent au front du Haut Himalaya (ligne N108) et dans les Siwaliks (Lavé et Avouac, 2001).

II.3 Zone d'étude principale : le bassin de la Khudi Khola

II.3.1 Situation

La Khudi Khola est un affluent de la Marsyandi, rivière qui traverse du nord vers le sud une partie de l'Himalaya central avant de rejoindre la Narayani. La Khudi draine un bassin de

136 km² adossé au massif du Lamjung, situé au sud-est des Annapurnas (Fig. II.9). Le bassin est caractérisé par une altitude moyenne de 2568 m, une pente moyenne de 30.7° et des crêtes culminant à plus de 5000 m dans la partie nord-ouest. Le MCT qui traverse le bassin sépare les schistes de la séquence supérieure du LH au sud, des gneiss de la Formation I du HHC au nord (Colchen et al., 1986).

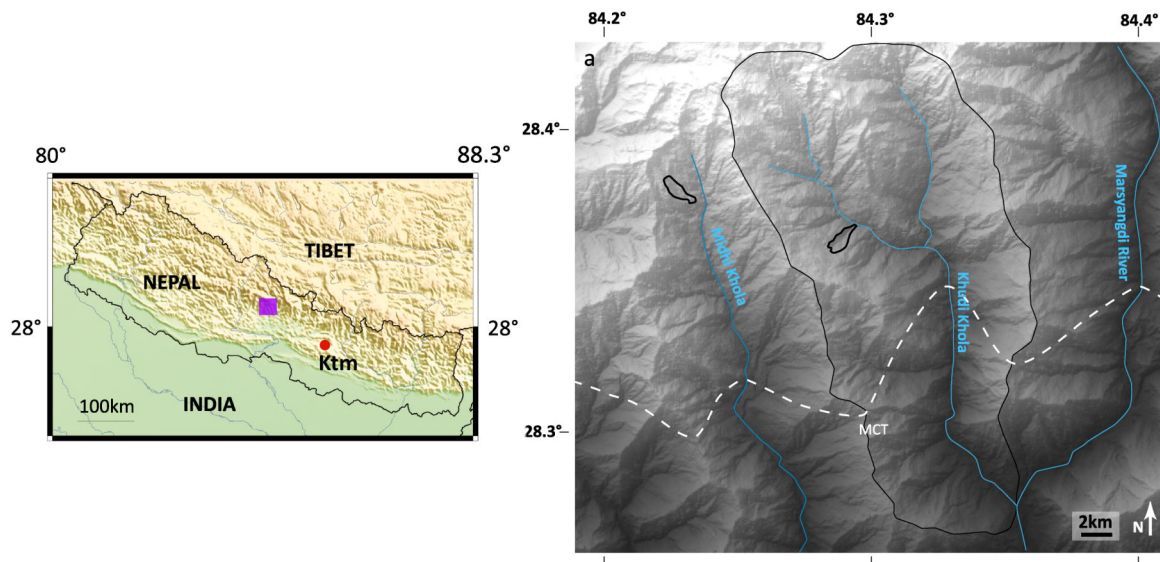


Figure II.9 - Situation de la vallée de la Khudi Khola au Népal Central. La limite du MCT est symbolisée en pointillés blancs et les glissements de terrain étudiés sont représentés en contours noirs

La vallée est marquée par un fort gradient topographique du nord au sud (de 800 à plus de 5000m en 20 km) et un fort encaissement de la rivière.

Ce saut topographique induit des précipitations abondantes (jusqu'à 5 m/an selon Putkonen) qui conduisent à une intense érosion. Les taux d'érosion moyens sur les derniers 500 ans environ, déterminés par analyse des isotopes cosmogéniques, sont compris entre 2 et 3.5 mm/an (Niemi et al., 2005; Godard et al., 2012, Puchol 2013) tandis que les taux actuels, fondés sur des mesures de charge sédimentaire dans la rivière, se situent entre 1.5 et 3mm/an (Gabet et al., 2008). Cette activité érosive intense semble d'ailleurs avoir perduré pendant tout le Quaternaire (taux d'exhumation long terme de 2 à 4 mm/an selon Blythe et al., 2007 et Whipp et al., 2007).

Par ailleurs, le bassin de la Khudi est particulièrement adapté à l'étude des processus naturels d'érosion des pentes. D'une part, les zones élevées ne sont actuellement pas couvertes par des glaciers et les anciennes morphologies glaciaires ne couvrent que l'extrême nord de la

zone (Pratt-Sitaula et al., 2011), d'où une érosion glaciaire minimale. D'autre part, l'impact anthropique sur les versants est très limité, les activités humaines étant restées cantonnées à la partie sud de la vallée sous la limite du MCT.

La vallée est équipée d'une station hydro-électrique, installée quelques kilomètres avant la confluence avec la Marsyandi. Le captage de l'eau a lieu 2 km en amont de la station et des équipes sont en place tout au long de l'année pour en assurer le bon fonctionnement (Fig. II.10). Cette présence nous a permis de réaliser un échantillonnage quotidien de sédiments et d'utiliser leur relevé horaire de la hauteur d'eau sur une échelle limnimétrique. Les équipes du barrage ont également assuré une surveillance élémentaire du matériel de mesure installé et décrit plus bas (Chapitres III et V)



Figure II.10 - Station de captage d'eau au sud de la vallée de la Khudi Khola, à environ 4 km de la confluence avec la Marsyandi

II.3.2 Le glissement de terrain de Saituti

En se fondant sur l'observation de pulses de sédiments dans la rivière et sur la corrélation partielle entre les flux sédimentaires et la pluviométrie, Gabet et al. (2004a) ont proposé que l'érosion dans la Khudi soit dominée par des processus de pente ponctuels de type glissements de terrain au cours de la mousson. Cependant, la question de l'origine exacte des sédiments n'a pas été résolue au cours de ces études.

Une première analyse des images satellite et des observations de terrain ont permis d'identifier les principales zones de glissement dans le bassin de la Khudi. Dans la partie nord-ouest du bassin, deux zones ont été identifiées sur le versant ouest entre 2500 et 2900 m d'altitude, à environ 12 km de la confluence avec la Marsyandi (Fig. II.11). Pour une question de commodité, ces zones ont été nommées dans ce travail comme les glissements de Phorne (au nord) et de Saituti (1 km plus au sud). Ces deux zones de glissement ont été nommées ici d'après les noms des plus proches pâturages. La zone de glissement de Phorne est composée d'un ensemble de glissements de type rotationnel et translationnel de petite amplitude et couvre une surface totale de 0.15 km². La zone de Saituti présente une trace d'1 km de longueur, orientée NNW, aisément identifiable dans le paysage, et est constituée d'un glissement rotationnel d'une superficie totale de 0.5 km² (Fig. II.11)

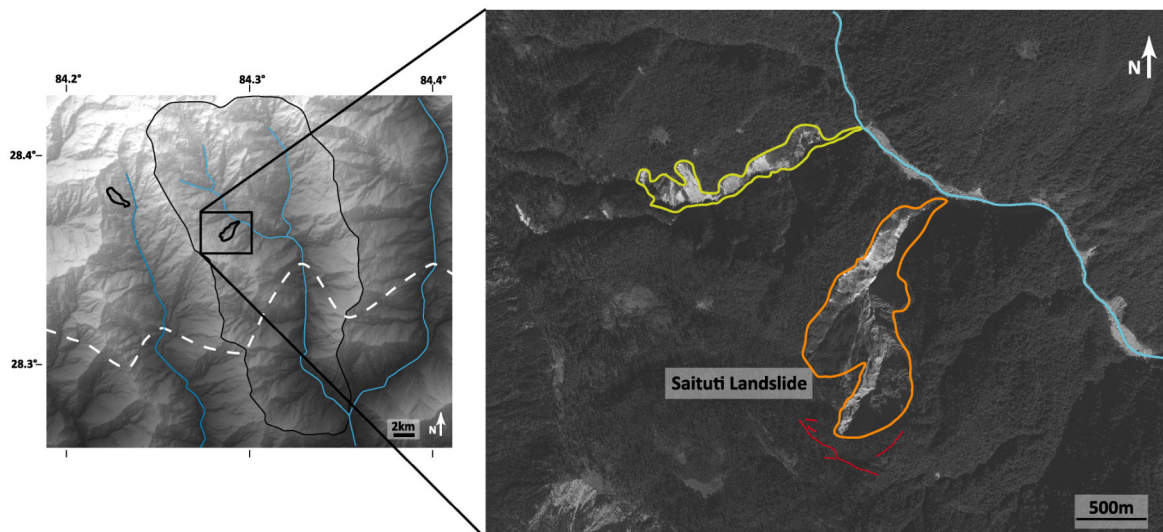


Figure II.11 - Les glissements de terrain de Saituti (en orange) et de Phorne (en vert), dans la vallée de la Khudi Khola. Les contours représentent les limites du glissement après la mousson 2011. Les fractures cartographiées au-dessus de la structure sont matérialisées par les tracés rouges.

Dans le bassin de la Khudi, aucune autre structure majeure n'a été identifiée sur les images satellite à très haute résolution (0.5 m). Quelques petits glissements, d'une superficie de quelques milliers de m² sont toutefois visibles le long de la rivière. Il convient également de mentionner le glissement apparu au cœur de la vallée au cours de la mousson 2013 et qui a occasionné un barrage dans la Khudi. Toutefois, le travail mené ici s'intéresse principalement au glissement de Saituti, qui semble avoir nettement évolué au cours des dernières décennies et être encore aujourd'hui le siège d'une activité intense.



Figure II.12 - Partie sud du glissement de Saituti en novembre 2012

La vallée de la Khudi Khola, au Népal central, présente donc des caractéristiques intéressantes pour la conduite de ce projet. Outre la présence d'un large glissement actif, cette zone a été l'objet d'un suivi détaillé au début des années 2000, en termes de précipitations et de flux sédimentaire, suivi qui a permis de mettre en évidence une érosion intense et l'influence prépondérante des processus de pente.

Il nous a ainsi été possible d'approfondir les travaux précédents, en nous focalisant sur le glissement de terrain de Saituti et de suivre sa dynamique au cours du temps, que ce soit au quotidien ou sur plusieurs décennies.

Walkin' talkin' rockin' landslide

-AC/DC

III.

Chapitre III. Méthodes

Au cours de ce travail, nous nous sommes attachés d'une part, à comprendre le fonctionnement actuel d'un bassin versant soumis à des glissements de terrain et d'autre part, à quantifier ces phénomènes dans le contexte érosif récent et actuel. Une approche multidisciplinaire a été nécessaire pour intégrer les différentes échelles spatio-temporelles de cette étude. Les différentes méthodes utilisées et/ou développées au cours de ce travail de thèse seront décrites plus en détail dans les chapitres correspondants. Cependant, il semblait nécessaire, pour une meilleure compréhension de ce travail, de faire un récapitulatif de ces différentes approches et ainsi de préciser le cheminement technique et analytique choisi.

III.1 Mesures de terrain et échantillonnage

Une part non négligeable de ce travail de thèse a consisté en un travail de terrain, destiné à la fois à l'échantillonnage de sédiments et d'eau de pluie et de rivière, à la mise en place et à la gestion d'un parc instrumental et à l'observation des structures des versants. Le fort relief local du bassin, l'intensité de la saison de mousson rendent assez difficile le travail de terrain et les observations directes en particulier durant la saison des pluies. Quatre missions de terrain ont eu lieu entre novembre 2010 et novembre 2012, la plupart se focalisant sur la Khudi et ses appareils de mesures :

- cinq appareils qui photographient le glissement toutes les 30 min pendant la mousson, les deux incertitudes principales étant la tenue des batteries entre deux missions et un possible effondrement du lieu de pose de l'appareil, en bord de glissement. Les images obtenues sont utilisées pour des estimations de déplacement journalier de surface (Chapitre V).
- trois pluviomètres répartis dans le bassin, équipés d'un système de récupération de l'eau de pluie, ainsi que deux autres barils sans pluviomètre. Il convient de télécharger les

données de précipitations et d'échantillonner un composite de la pluie de mousson pour des analyses isotopiques. Encore une fois, la tenue des batteries et l'espace mémoire sur l'enregistreur sont des facteurs limitants nous obligeant à effectuer ce déplacement au moins une fois par an.

- un ensemble instrumental plus complet, installé à la station de prélèvement destiné à la production hydro-électrique (Intake). Pression d'eau, turbidité, conductivité et température sont enregistrées en continu et sont sauvegardées à chaque mission de terrain pour les raisons techniques citées plus haut.
- un dispositif d'échantillonnage des matières en suspension constitué d'une bouteille horizontale d'un litre à double fermeture manipulée sur un rail vertical et permettant un échantillonnage en profondeur au niveau de la station Intake.

Ces mesures sont complétées par un relevé de la hauteur d'eau effectué chaque heure par les équipes de Khudi Hydro Power, ainsi qu'un échantillonnage journalier de la matière en suspension de la rivière. Ces échantillons ont permis d'effectuer des mesures de concentration et de granulométrie des particules dans la rivière. Ces missions de terrain ont également permis une cartographie des fractures observées dans la zone supérieure du glissement et une observation de la structure interne de la zone.

Les enregistrements, mesures et échantillons ont été la base du travail analytique décrit plus bas. Néanmoins, ce travail de thèse n'aurait pu être engagé sans une approche naturaliste. Si ces missions n'ont pas été de tout repos, l'observation directe, année après année, de changements spectaculaires dans la morphologie des versants a été une grande chance et a également motivé notre soif de compréhension de ces changements.

III.2 Dynamique du glissement à court et moyen terme

III.2.1 Images satellite et estimation des volumes glissés

L'étude préalable de la zone de glissement est fondée sur des méthodes de télédétection spatiale, qui permettent de déterminer les caractéristiques de la surface terrestre à partir de mesures et d'images enregistrées par satellite. L'idée première était de quantifier les

mouvements de versant par corrélation entre deux images successives, acquises à un an d'intervalle, via le logiciel COSI-Corr (Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation) by Leprince et al. (2007). Cependant, l'activité intense du glissement, et donc la faible corrélation obtenue entre deux images successives, ne nous a pas permis d'obtenir des résultats cohérents par cette méthode. Nous nous sommes alors tournés vers une méthode plus intégrative, qui consiste à suivre l'évolution de la zone de glissement à travers le temps. Ce suivi a été réalisé par analyse d'images satellite couvrant une période de près d'un demi-siècle.

La base de données est composée :

- d'images militaires américaines déclassifiées datant des années 60 et 70 et disponibles à des résolutions de 2 à 10 m.
- d'images Landsat, disponibles à des résolutions de 15 à 30 m sur le site internet de l'USGS.
- d'images SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) obtenues grâce au programme ISIS (Incitation à l'utilisation Scientifique des Images SPOT) du CNES. Ces produits présentent une résolution de 2.5 à 20 m et constituent les principaux outils de ce travail.
- de modèles numériques de terrain (MNT) conçus à partir de couples d'images stéréoscopiques : un MNT de l'US DMA (Defense Mapping Agency) d'une résolution de 3 secondes d'arc (environ 90 m) mais dont la date est incertaine (supposée aux alentours de 1980); un MNT SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de février 2000, à une résolution de 3 secondes d'arc également; et un MNT SPOT tiré d'images acquises en mars 2004, à une résolution de 20 m.

Afin de corriger les biais dus aux différents angles de prise de vue des images, ces dernières ont été orthorectifiées à l'aide du logiciel ENVI, en se référant aux MNTs. Une fois ces corrections effectuées, le volume érodé entre deux images peut être estimé à partir de l'évolution de l'aire totale du glissement entre deux dates (Guzzetti et al., 2009).

En rapportant ce volume glissé à la superficie totale du bassin et au temps écoulé entre l'acquisition de ces deux images, il est possible d'estimer un taux de mobilisation ou d'érosion équivalente, c'est-à-dire un taux d'érosion due au glissement. Ces taux ont alors été comparés avec ceux obtenus par des méthodes intégratrices à l'échelle du bassin comme l'estimation du flux particulaire à partir des mesures effectuées à la station de captage ou l'analyse des concentrations en isotopes cosmogéniques. Cette comparaison permet d'évaluer l'importance du glissement de terrain dans l'érosion globale du bassin sur une échelle de temps.

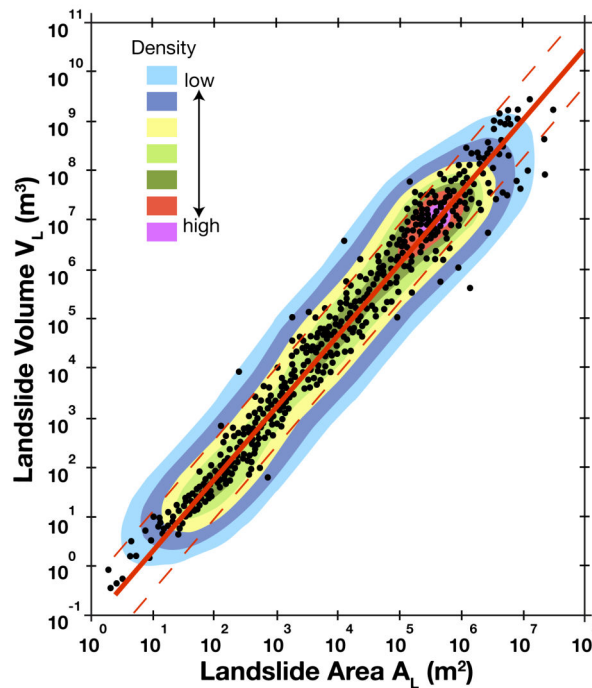


Figure III.1 - Relation liant l'aire et le volume d'une glissement pour un catalogue de 677 structures (d'après Guzzetti et al., 2009)

III.2.2 Suivi journalier au cours de la mousson

Le suivi des déplacements d'une zone de glissement est habituellement réalisé à partir d'images satellite ou aériennes (Leprince et al., 2007; Leprince et al., 2008), par GPS (Gili et al., 2000; Squarzoni et al., 2005; Malet et al., 2002) ou télédétection (Chen et al., 2006) ou par des mesures directes sur la surface de glissement (Angeli et al., 2000; Corominas et al., 2000). Dans notre cas, la vitesse de glissement et l'activité intense d'une part, l'éloignement et l'isolement géographique d'autre part, rendent difficile, voire impossible la mise en place de ces méthodes. La mesure des mouvements de surface au sein du glissement a donc été effectuée par corrélation entre des photographies prises automatiquement au cœur du glissement quotidiennement pendant la mousson.

Le faible intervalle de temps entre deux prises de vue permet de procéder à une corrélation d'images. Une fois les images sélectionnées, une corrélation sub-pixel est réalisée par couple d'images, via le plug-in *iterative PIV* (Particle Image Velocimetry) pour le logiciel ImageJ, par Qingzong Tseng. Une cartographie des vecteurs de déplacement est alors obtenue et, après

quelques corrections décrites plus en détail dans le chapitre V, une valeur moyenne du déplacement surfacique est estimée.

Les vecteurs estimés représentent des déplacements de surface et ne permettent pas de déterminer un volume glissé. Néanmoins, ces résultats nous renseignent sur les variations journalières de l'activité du glissement de Saituti et peuvent être corrélés aux facteurs climatiques ou hydrologiques.

III.3 Mesure de la dénudation

Afin de mieux appréhender le rôle des processus de surface dans l'évolution d'une chaîne de montagnes, il convient au préalable de comprendre comment mesurer les effets de l'érosion aux différentes échelles de temps. Les multiples interactions citées plus haut ont en effet lieu sur des échelles spatio-temporelles variables, les mouvements des plaques tectoniques modifiant le paysage sur des dizaines millions d'années, tandis que séismes et glissements de terrain peuvent causer des changements locaux drastiques en quelques minutes.

Les techniques de mesure de l'érosion et/ou de la dénudation intègrent chacune une échelle de temps spécifique et il convient d'utiliser et de combiner au mieux ces techniques pour obtenir une vision claire des phénomènes érosifs au cours du temps. On utilise principalement :

- la mesure des flux de sédiments dans les rivières, pour des échelles de 1 à 10 ans
- l'analyse des isotopes cosmogéniques, pour des échelles de 100 à 10⁵ ans.
- la thermochronologie basse-température, traces de fission et mesures (U-Th)/He, pour des échelles de temps plus longues, de l'ordre de 10⁶ ans.

Les processus étudiés au cours de ce travail se déroulent sur des temps courts, inférieurs à quelques dizaines de milliers d'années. Pour cette raison, la thermochronologie, représentative de phénomènes à beaucoup plus long terme, ne sera pas développée ici.

III.3.1 Les mesures de flux de sédiments dans les rivières (1 à 10 ans)

- Théorie

Les taux d'érosion actuels sont classiquement estimés à partir de mesures du flux de sédiments dans les rivières qui drainent les zones érodées et transportent les sédiments vers

leur lieu de dépôt. En rapportant le volume de sédiments exporté à la surface du bassin, on obtient un taux de dénudation moyen sur cette surface. À différentes échelles cette approche a été suivie par Gabet et al. (2008) pour les sous-bassins de la Marsyandi, Andermann et al. (2012) à l'échelle des trois principaux bassins drainant le Népal ou encore par Lupker et al. (2011) pour l'ensemble du bassin du Gange.

En théorie, il convient de mesurer indépendamment les flux de matière en suspension, de charge de fond et sous forme dissoute. Les flux de charge de fond sont difficiles à mesurer, pour des raisons instrumentales, notamment et sont le plus souvent estimés à partir de zones de piégeage de sédiments, par un barrage naturel dans la rivière, comme par exemple sur la Marsyandi par Pratt-Sitaula et al. (2007). La charge dissoute, qui peut être obtenue par analyse géochimique des eaux de rivière, est négligeable dans le cas des rivières himalayennes par rapport à la charge particulaire (Galy et France-Lanod, 1998). Les flux de particules en suspension, qui constituent le "noyau dur" de cette méthode, sont le produit de la concentration en sédiment et du débit. Cependant, la concentration effective de particules en suspension varie sensiblement le long de la colonne d'eau et des berges vers le centre du chenal. Cet effet est particulièrement visible sur les grandes rivières (e.g. Lupker et al. 2011), et est probablement moins important sur les torrents qui sont caractérisés par un régime beaucoup plus turbulent.

La principale difficulté réside dans la mise en œuvre de la méthode sur une longue période et de façon continue afin de garantir un bon échantillonnage des flux sur la période de mesure. Pour cette raison, les taux de dénudation sont représentatifs de périodes ne dépassant pas quelques dizaines d'années au maximum et sont absents pour la plupart des vallées isolées de montagne. Cependant, cette méthode constitue le seul moyen d'observation des variations à court terme des processus érosifs dans les vallées de montagne et est largement utilisée en géomorphologie (e.g. Meade, 1994; Gabet et al., 2008; Andermann et al., 2012).

- Application

Le débit de la Khudi est estimé à partir de la hauteur d'eau et de la section de la rivière, selon le modèle unidimensionnel HEC-RAS (Chapitre V). Les essais effectués dans le cadre du projet CALIMERO afin d'obtenir des données précises des vitesses d'eau, afin de confirmer les valeurs de débit, se sont soldés par des échecs, à cause de vitesses trop hautes et du caractère très turbulent de la rivière notamment.

À partir de la courbe de débit total de la rivière, une séparation des débits de nappe et de ruissellement est effectuée, selon le filtre de Furey et Gupta (2001). Cette estimation du débit sortant de la nappe, et donc de la hauteur de la zone saturée (le débit de nappe étant

directement liée à cette hauteur) permet de mieux comprendre le rôle des nappes dans les mouvements affectant le versant.

La turbidité représente le degré d'opacité de l'eau et est liée à la concentration et à la granulométrie des particules transportées. Un travail de calibration de la sonde de turbidité a été mené par Romain Michel (2013) au cours de son master. Des échantillons de sédiments ont été mis en suspension, après mesure du D50, et la turbidité a été mesurée pour une concentration et une granulométrie données. Il apparaît une relation linéaire $\varphi = \alpha(D50).C$ entre turbidité et concentration, le coefficient α étant largement dépendant de la granulométrie. Cependant, cette dépendance s'atténue très nettement à partir de valeurs de D50 supérieures à 200 μm . Le D50 médian des échantillons se situant aux alentours de 250 μm , une valeur moyenne α de 28.88 a été retenue pour ce diamètre médian.

Ces paramètres nous permettent d'estimer la concentration en sédiments à partir des enregistrements de turbidité, en continu pour la période d'août à septembre 2012. De nombreux problèmes de fonctionnement de la sonde et/ou de l'enregistreur ne nous ont pas permis d'obtenir des résultats sur une plus longue période. Néanmoins, pour ces deux mois, des flux sédimentaires ont pu être calculés, à un pas de temps de 1 à 2 minutes, à partir de ces données et des estimations de débits décrites plus haut.

En extrapolant ces résultats sur une période de mousson complète, il est possible de déterminer le volume total de sédiments transportés au cours d'une année, et donc d'estimer les taux d'érosion instantanés à l'échelle du bassin, en excluant tout stockage conséquent dans la rivière.

III.3.2 L'analyse des isotopes cosmogéniques (100 à 10⁴ ans)

- Théorie

Les taux de dénudation récents peuvent être déterminés par analyse des isotopes cosmogéniques. Sans entrer dans le détail des processus (qu'on trouvera au chapitre VI), il convient d'expliquer que ces isotopes dits cosmogéniques sont produits dans l'atmosphère et dans les premiers décimètres de la surface du sol par interaction entre les particules provenant du rayonnement cosmique et les constituants du sol. Le flux cosmique est fortement atténué au cours de son passage dans le sol, si bien que le taux de production des isotopes cosmogéniques décroît exponentiellement avec la profondeur.

La concentration en isotopes cosmogéniques d'un grain à la surface du sol dépend donc du temps d'exposition de ce grain au rayonnement cosmique. Cependant, l'érosion permet la remontée en surface du matériel plus profond, partiellement ou totalement protégé du rayonnement cosmique. Plus l'érosion est intense, plus la concentration en surface est abaissée. Les sables de rivière, résultat de l'érosion des pentes, intègrent cet effet de l'érosion sur la surface située en amont du point d'échantillonnage. Il est donc possible, en utilisant le taux de production moyen d'un élément sur le bassin et sous certaines conditions (Chapitre VI), de déduire un taux de dénudation moyen sur ce bassin.

Les taux obtenus sont représentatifs du temps nécessaire à l'évacuation d'une épaisseur équivalente à la longueur d'atténuation, 60 cm à 1 m selon la nature de la surface. Ce temps caractéristique est donc dépendant du taux de dénudation mesuré et peut être estimé par $T_{ave} = z^* / \varepsilon$.



Figure III.2 - Le spectromètre de masse par accélérateur ASTER au CEREGE (Aix-en-Provence)

- Application

Les taux de dénudation moyens de plusieurs bassins du Népal central ont été déterminés par analyse du ^{10}Be dans les quartz des sables de rivière, minéral ubiquiste et abondant dans ces environnements. Après échantillonnage, les sables ont été soumis à un processus de purification/dissolution pour mesure du rapport $^9\text{Be}/^{10}\text{Be}$ par AMS (Accelerator Mass Spectrometry) au CEREGE (ASTER), à Aix-en-Provence (Fig. III.2). Le détail de la méthode est décrit au chapitre VI.

III.3.3 Temps d'observation et représentativité des taux de dénudation

La difficulté de comparer des taux de dénudation obtenus sur des d'échelles de temps très différentes réside dans l'échantillonnage des événements extrêmes. En effet, plus l'échelle

d'observation est réduite, plus la probabilité de sous/sur-échantillonner des événements majeurs est grande (Kirchner et al., 2001).

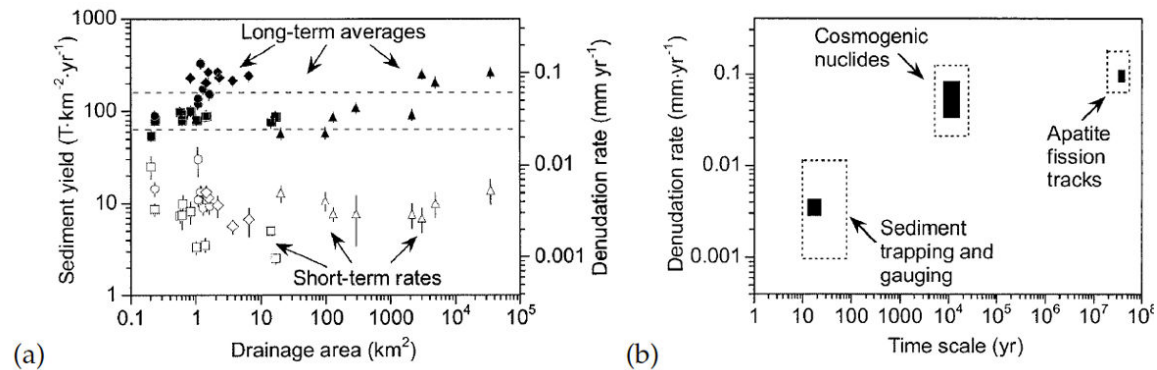


Figure III.3 - Taux de dénudation estimés sur des périodes de 10, 10^3 et 10^6 ans dans l'Idaho. Les mesures par isotopes cosmogéniques apparaissent plus représentatives des taux d'exhumation à long terme obtenus par thermochronologie. Les mesures de la charge sédimentaire sous-estiment les taux de dénudation à long terme. (Kirchner et al., 2001)

Au cours de ce travail, nous nous sommes notamment attachés à quantifier la part des glissements de terrain dans l'érosion totale de vallées himalayennes. Ces glissements peuvent représenter des phénomènes majeurs et dominer les autres processus érosifs dans un environnement donné, malgré une durée de vie faible à l'échelle des temps géologiques. Étant donné leur caractère épisodique, il est nécessaire d'intégrer le rôle des glissements sur le court et le moyen terme, en gardant à l'esprit les échelles de temps caractéristiques des processus étudiés.

Cette approche multidisciplinaire a été nécessaire pour appréhender le fonctionnement du glissement de terrain de Saituti dans la dynamique du bassin de la Khudi et pour intégrer ces données, spatialement et temporellement, dans l'environnement érosif actuel de l'Himalaya central.

*I was born in a landslide
In the jungle land*

-Beck

IV.

Chapitre IV. Evolution d'un glissement de terrain au Népal central au cours d'un demi siècle

Résumé

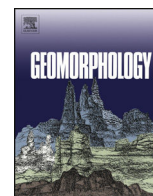
Les glissements de terrain sont un phénomène épisodique et catastrophique qui est considéré comme l'un des principaux contributeurs de sédiments dans les vallées escarpées de l'Himalaya. Cependant, l'évolution d'un glissement dans le temps et sa part dans l'ensemble des processus érosifs impliqués restent peu documentées. Dans cette étude, nous nous intéressons au large glissement d'un petit bassin versant (le bassin de la Khudi Khola), situé sur le flanc sud des Annapurnas, au Népal, afin de quantifier son importance dans l'érosion totale de la vallée.

L'évolution du glissement de Saituti au cours des 46 dernières années a été suivie par des méthodes de télédétection. Durant cette période, le glissement a été le siège d'une activité continue et a vu sa superficie totale être multipliée par 4. La propagation de la zone de glissement, due à des effondrements occasionnels de la lèvre supérieure et des flancs, témoigne d'une évolution variable dans le temps, des phases d'accélération alternant avec des périodes de calme relatif. Dans le même temps, la lèvre supérieure a progressé de plus de 900 mètres vers le haut. A partir de l'observation de traces d'activité récente sur le terrain, escarpements et fissures, ainsi que de l'analyse des pentes du versant, nous nous attendons à ce que cette progression se poursuive sur une distance de 500 m au moins.

En parallèle, les volumes exportés par le glissement ont été estimés d'une part à partir de différences entre des modèles numériques de terrain et d'autre part à partir de l'évolution de l'aire de glissement. Pour ce faire, nous avons utilisé une loi de puissance reliant l'aire et le volume d'un glissement de terrain que, calibrée pour notre jeu de données. Les taux d'érosion équivalents dus aux glissements dans le bassin de la Khudi sont de l'ordre de 2.6 ± 0.9 mm/an pour le dernier demi-siècle. Ces taux sont proches des taux obtenus par mesure des charges sédimentaires en suspension entre 1999 et 2004. Ces résultats, associés à l'absence d'autres

glissements majeurs dans la vallée au cours des 46 dernières années, témoignent d'un rôle majeur du glissement de Saituti dans l'érosion actuelle et récente du bassin de la Khudi.

A partir de ces résultats, nous proposons que l'activité continue et durable dans quelques glissements de terrain majeurs au cours des dernières décennies a pu représenter une contribution significative à l'érosion de la haute chaîne himalayenne. Cette érosion continue devrait être prise en compte lors de l'interprétation des données obtenues par mesure de concentration de sédiments, isotopes cosmogéniques ou lors d'études de provenance des sédiments. De tels processus devraient également être intégrés dans les modèles d'évolution des paysages, à l'échelle de quelques années à quelques centaines d'années.



Evolution of a large landslide in the High Himalaya of central Nepal during the last half-century

F. Gallo*, J. Lavé

CRPG-CNRS, 15, rue N. D. des Pauvres, 54501 Vandoeuvre les Nancy, France



ARTICLE INFO

Article history:

Received 8 January 2014

Received in revised form 5 June 2014

Accepted 9 June 2014

Available online 26 June 2014

Keywords:

Landslide

Erosion rates

Remote sensing imagery

SPOT images

Digital elevation model

Himalayas

ABSTRACT

Episodic and catastrophic landslides are considered to be one of the main sources of sediment in the steep, mountainous landscapes of the Himalayas. However, the evolution of a single landslide through time and its contribution to erosional processes remain poorly constrained. In this study, we focus on a single, large (0.5 km²) landslide in a small catchment on the southern flank of the Annapurnas in Nepal (the Khudi valley) in order to quantify its importance in the overall erosion of this steep Himalayan catchment.

The evolution of the Saituti landslide has been continuously monitored by remote sensing for the past 46 years. During that period, the Saituti landslide displayed sustained activity, such that the area of the landslide scar increased by a factor of 4. This retrogressive failure, a consequence of several sporadic flank and crown collapses, has not been continuous. Rather, acceleration phases have alternated with more quiescent periods. Simultaneously, the upper edge moved upward by 900 m. Based on field evidence from recent activity (such as scarps and open tension cracks above the landslide) and on an analysis of slope angles, at least the next 500 m is expected to fail.

Volume losses within the landslide were estimated from differences between digital elevation models (DEMs) and from changes in landslide area, using a calibrated power law relationship between landslide area and volume. Corresponding landslide-induced erosion rates at the scale of the whole Khudi catchment were found to be 2.6 ± 0.9 mm/y for the past half-century. Those rates are similar to denudation rates obtained from sediment load measurements between 1999 and 2004. Those results, along with the lack of other major landslides in the valley for the last 46 years, suggest that the Saituti landslide plays a dominant role in the modern erosion of the High Himalayan Khudi catchment for the last years and possibly for the past few decades.

We propose that continuous and sustained activity of a few major landslides over the past few decades might represent a significant contribution to the erosion of the High Himalayan range. This long-lasting, landslide-induced erosion should be taken into account when interpreting suspended load measurements, results from provenance analysis, or cosmogenic nuclides in river sand. Such processes should also be included in landscape evolution models when annual to secular problems are explored.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The production of mountainous landscapes and continental relief is the result of competition between tectonic and erosional processes. In response to the creation of topography (via thrusting, crustal thickening, or any other source of rock uplift), fluvial, glacial, and hillslope denudation processes erode topography, leading to rock exhumation and sediment redistribution under lithological and climatic controls.

When trying to better document the links between climate, tectonic, and erosional processes and the role of controlling factors in mountain range evolution, quantifying the influence of each erosion process in a given environment is fundamental. In mountainous landscapes, fluvial processes and the response of the fluvial network to tectonic forcing

have received a large amount of attention (e.g., Seeber and Gornitz, 1983; Lavé and Avouac, 2001; Whipple and Tucker, 2002; Sklar and Dietrich, 2006; Lague, 2010). Comparatively, hillslope response has received significantly less attention, partly owing to research showing that hillslope topography is much less sensitive to tectonic forcing in active mountain belts because it attains critical inclination (e.g., Burbank et al., 1996).

In active tectonic and erosional settings, landslides are generally considered the dominant hillslope process that permits rapid hillslope adjustment to hillslope base level lowering. A landslide is defined as the movement of a mass of rock, debris, or soil down a slope (Cruden, 1991) and includes sediment transfer over highly variable distances at mean rates that can vary from very slow (cm/y) to extremely rapid (tens of m/s). Landslide triggering is primarily controlled by a stability or safety criterion, which depends on material strength loss (e.g., Larsen et al., 2010), precipitation (Iverson, 2000) through pore pressure

* Corresponding author. Tel.: +33 3 83 59 42 27; fax: +33 3 83 51 17 98.
E-mail address: fgallo@crpg.cnrs-nancy.fr (F. Gallo).

and water table height, or seismic shaking (e.g., Keefer, 1984). Because the internal angle of friction appears constant for most fractured rocks (Byerlee, 1978) and, in theory, might induce a nearly uniform hillslope angle in steep mountains, the links between landslides and landscape development in active orogenic belts have often been neglected in quantitative geomorphological models (e.g., Densmore et al., 1998). A few works suggested the existence of a threshold hillslope rapidly adjusting to changes in incision rates (Schmidt and Montgomery, 1995; Burbank et al., 1996). In addition, those models explore factors contributing to slope failure at the slope scale with limited consideration of the temporal evolution of processes. Landslides are supposed to occur along the steepest slopes (Densmore et al., 1998) either instantaneously or according to a probability function of occurrence that depends on the time elapsed since the last landsliding event at a given point (Champel et al., 2002).

Recent observations, however, challenge such simplified models: the threshold angle may be strongly dependant on climate (Gabet et al., 2004b) or on lithology (Hurst et al., 2013), even within a few kilometers distance. Soil production seems to increase with increasing landslide-induced erosion, inducing a smooth transition from soil to bedrock landscapes, hence a smooth change in landslide nature (Heimsath et al., 2012). Moreover, slope failures may have different consequences on catchment morphology and the size of the drainage basin or on the fluvial morphology, in particular on the grain size distribution of material brought to the fluvial network (Howard, 1998; Korup et al., 2010). This fosters the need to investigate more precisely landslides dynamics and their effects on landscape evolution in depth. One major scientific challenge stands in the way of quantifying the effects of such dramatically variable processes (soil slip, rockfall, or deep-seated deformations).

Beyond its potential contribution to landscape evolution, which deserves to be evaluated and accounted for in geomorphological models, understanding the evolution of landslides has a major social impact. Landslides cause enormous human and material losses (estimated at more than \$7 billion per year by the 2nd World Landslides Forum in 2011; ISpra Press Release) and represent a major natural hazard for

millions of people living on steep and unstable slopes. In many countries, the disastrous effects of landslides can outweigh the consequences of other natural disasters, such as earthquakes and floods (Schuster and Fleming, 1986; Alexander, 1989; Guzzetti et al., 1999).

The Himalaya is one of the youngest and most active mountain ranges on Earth. Intense erosion arises from tectonic activity in the central Himalaya and adjacent monsoon rainfall. Previous studies (Shroder, 1998; Shroder and Bishop, 1998; Barnard et al., 2006; Dahal and Hasegawa, 2008) showed that slope failure is the major erosion process in unglaciated regions of the Himalayas. In particular, a special emphasis has been given to giant, late Quaternary rockslides (Weidinger et al., 1996; Weidinger, 2006; Dortch et al., 2009). However, compared to other landslide-prone regions of the world (such as Japan or Italy), the survey of active Himalayan landslides, despite their importance, remains limited. If landslides are the main erosion process on the steep Himalayan slopes, their mid-term evolution needs to be more thoroughly documented and their contribution to the total erosion still needs to be quantified.

In this study, we monitored a single, large landslide in a small catchment of the central High Himalayas, the Khudi catchment (Fig. 1). By comparing satellite and aerial images over 46 years, the evolution of the scar area can be calculated and volumes of exported sediment can be estimated. Then, equivalent erosion rates, i.e., erosion rates caused by landsliding, can be compared to catchment-scale total erosion rates obtained by independent methods (Gabet et al., 2004a, 2008). Finally, we discuss possible future propagation and/or stabilization processes by comparing the Khudi landslide with a slide in a neighboring catchment that presents similar features, but that has mostly been inactive during past decades.

2. Study setting

2.1. Geological and geomorphologic setting

The Himalayas are the result of the collision between India and Eurasia initiated 50 Ma ago (Patriat and Achache, 1984). The range

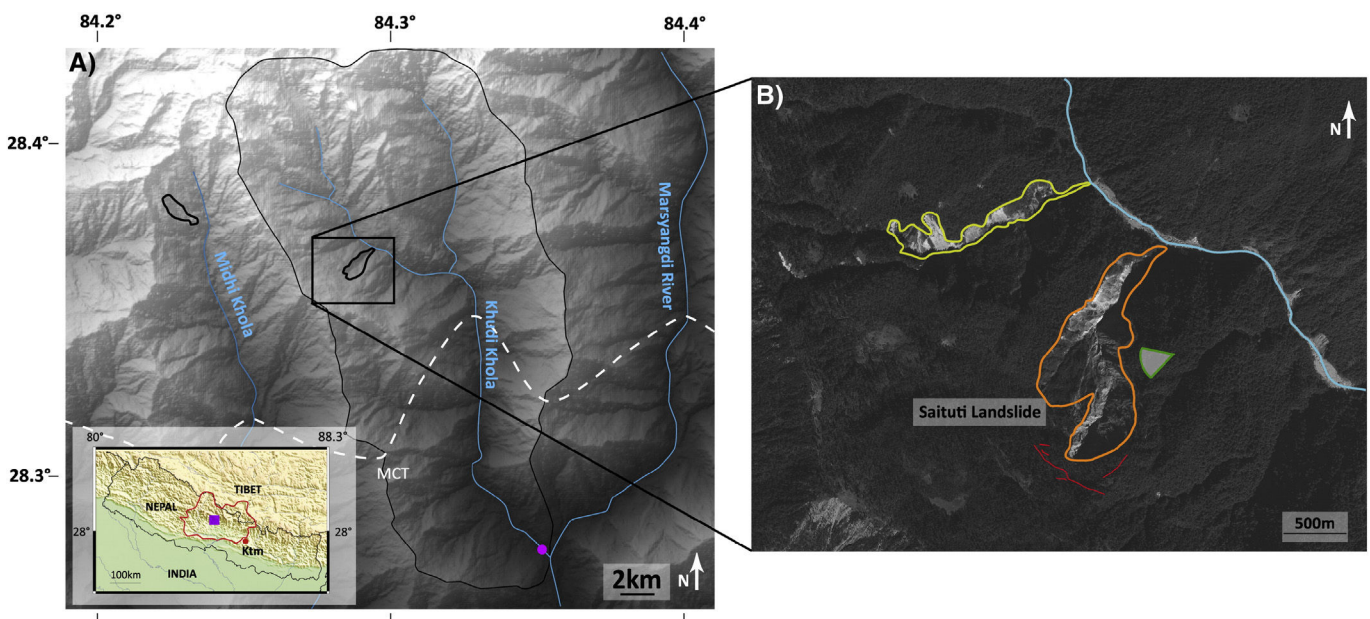


Fig. 1. Geographic setting. (A) In inset, topographic map of the Nepalese Himalayas and location of the study area (in purple) and of the whole Narayani catchment (red line). The main picture displays a shaded topography (derived from a 20-m Spot-DEM) of the Khudi catchment area in central Nepal. The Khudi catchment is delimited in black. The approximate trace of the Main Central Thrust, represented in white, separates black shales of the lesser Himalaya series in the south from quartzo-pelitic gneisses of the High Himalayan series in the north. Sediment sampling point from Gabet et al. (2004a, 2004b) is represented by the purple circle. (B) Zoom on the landslide areas. The two main Khudi landslide areas are delimited in orange (Saituti) and light green (Phorne), whereas the Midhi landslide, observed in an adjacent valley, is represented in (A). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

stretches 2500 km along a WNW-ESE axis, has the highest peaks on Earth and represents one of the steepest and most tectonically active continental regions in the world. The area of our study, the Khudi valley, is located in the central part of the Himalayan arc, to the southeast of the Annapurna massif in central Nepal (Fig. 1). This region is marked by a gradient of heavy precipitation, increasing from south to north with intense monsoon rainfalls peaking at >4 m/y in the Annapurna region (Putkonen, 2004). It is located along the topographic step that separates the front of the High Himalaya (HH) from the Lesser Himalaya (LH). This area presents steep slopes, active microseismic activity along the High Himalaya southern front (Ni and Barazangi, 1984; Pandey et al., 1995), with strong ground shaking events by major earthquakes ($M_w > 8$) probably every 100 to 1000 years (Avouac et al., 2001; Lavé et al., 2005). This geologic and climatic setting induces some of the highest regional erosion rates in the Himalayas: the Narayani catchment, in which flows the Khudi Khola (Fig. 1), exhibits the highest denudation rates of all the major Ganga tributaries, with an average rate of 1.7 ± 0.4 mm/y (Lupker et al., 2012). Within this large catchment, the southern front of the High Himalayas is subjected to the highest erosion rates, roughly two times higher than the average value above, whatever the considered time scale (Lavé and Avouac, 2001; Garzanti et al., 2007; Godard et al., 2012).

The total Khudi catchment, which encompasses an area of 136 km^2 , is characterized by mean elevation and slope angle of 2568 m and 30.7° (obtained from a 20-m, SPOT-derived DEM) and peaks at 5600 m in the northwestern region. The Main Central Thrust (MCT) crosses the Khudi catchment in its southern region. It separates schists, black shales, and marbles of the upper sequence of the Lesser Himalayan series in the south from quartzopelitic gneisses of the High Himalayan series (Fl formation) in the north (Colchen et al., 1986).

Heavy monsoon rainfall (3000–4000 mm/y estimated in Putkonen, 2004) combined with steep slopes leads to very active erosion. Terrestrial cosmogenic nuclide-derived erosion rates over previous centuries (Niemi et al., 2005; Godard et al., 2012; Puchol, 2013) as well as suspended load flux measurements over a period of 5 years (Gabet et al., 2008) at the outlet of the Khudi catchment confirm the high erosional activity with rates between 2 and 3.5 mm/y. This high erosional activity appears to have been prevalent during the Quaternary with a mean exhumation rate in the Khudi catchment of 2 to 4 mm/y (Blythe et al., 2007; Whipp et al., 2007).

Along with this sustained denudation, the Khudi valley is particularly well suited to document erosional dynamics of the southern front of the High Himalaya: the impact of anthropic activity in the catchment has remained limited to its southern and lowest regions, its upper crests are presently not glaciated, and older glacial morphology and sediments

cover a very limited surface of the basin at its extreme north and north-west (Pratt-Sitaula et al., 2011).

2.2. Recent landslide and erosional dynamics in the Khudi valley: the Saituti landslide

Based on four years of rainfall, discharge, and sediment monitoring, Gabet et al. (2004a) have proposed that physical erosion in this part of the Himalayas is presumably dominated by episodic mass wasting processes such as landslides and debris flows. Indeed, sediments are flushed in pulses down the river channel, which is consistent with a landslide origin (Hovius et al., 2000), and their fluxes during the monsoon are partially correlated with cumulative precipitation and instantaneous rainfall rate, suggesting the existence of rainfall thresholds for landslide triggering. Whereas sediment load measurements during the monsoon suggest a landslide origin, the exact sources of sediment in the Khudi catchment remained largely unknown.

Analysis of remote sensing images, along with field excursions, shows three main landslide areas in the Khudi valley and its vicinity. The Khudi valley itself features two active landslide areas along its western edge, located ~ 12 km upstream from the Khudi–Marsyandi confluence at 2500 to 2900 m asl (Figs. 1–3). The northern slide (referred to here as the Phorne landslide) is composed of several adjacent rotational and translational slides covering, in total, an area of 0.15 km^2 . The southern slide (Figs. 1B and 2), a rotational-type to composite landslide (referred to here as the Saituti landslide), has a 1-km-long scar covering an area of 0.5 km^2 . Just west of the Khudi, the Midhi valley displays a steep landslide scar, covering an area of 0.4 km^2 (Figs. 1 and 4).

No other major landslide was identified in the Khudi catchment from the high resolution satellite images. Thus, the two areas described above, in particular the large southern Saituti landslide, can be suspected to be major sources for sediment in the river. For this reason, and also because it showed significant evolution over a half-century, we will focus exclusively on the Saituti slide.

The Saituti landslide zone can be divided into four areas (Figs. 1 and 2). The base appears as a dissected valley with steep, freshly eroded slopes including slowly sliding slices on its northern flank. A small stream cascades onto large blocks that occupy the bottom of the talweg. This incised valley connects two upper crown areas. The northern crown, with a SSW orientation, appears as a vast rotational slope with its main slide body partly incised and partly revegetated. Development of trees and vegetation on the collapsed debris of the scar suggests that this part of the landslide has not seen major activity for 10 to 20 years. In contrast, the southern crown presents recent stages of intense deformation and mass movements. Most of the main slide body has been eroded and



Fig. 2. Panorama of the NW flank of the southern scar of the Saituti landslide (view from green slice of pie on Fig. 1). White arrows indicate slices, still vegetated at their top, that were detached from the landslide rims and progressively slide and migrate toward the landslide talweg bottom. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



Fig. 3. Bedrock at the scar bottom in the southern branch of the Saituti landslide (see location in Fig. 2) displaying intense fracturation.

evacuated by the small stream that drains the talweg. This upper valley is 80 to 100 m deep and its main scarp, below the present crown, exhibits the steepest slopes (i.e., considerably steeper than the average inclination of the hillslope). Bedrock outcrops along the upper talweg

show an alternation of biotite-rich and quartz-rich paragneisses. Even at a depth of 80 m below what could have been the original surface, the bedrock appears deeply weathered. In particular, the biotite-rich units seem to have lost most of their mechanical strength. The bedrock



Fig. 4. View of the Midhi Khola landslide from the western crest of Khudi valley. The landslide scar is about 350 m wide and 900 m long.

is also intensely fractured with inter fracture distances of 5 to 50 cm (Fig. 3). The gneissic foliation is grossly dipping west to southwest at $\sim 33^\circ$, which is in net contrast with the regional, gentle northward dip of foliation in the High Himalayan sequences (Colchen et al., 1986). The fourth area, upstream from the two landslide crowns, corresponds to diffuse deformational activity along shallower slopes, associated with several recent scarps and open tension cracks that are subparallel to the crown. Further uphill, a trend of SE-orientated counter-slope terraces and trenches at 3000 m, as well as a double-crest sacking ~ 1 km to the north, might suggest that these large-scale, active or quiescent landslide features are associated with a deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD, or sacking, in Zischinsky, 1966; Dramis and Sorriso-Valvo, 1994). This would have affected the whole hillslope, producing both the deep fracturing and local rotation of the foliation within the bedrock of the landslide talweg.

3. Material and methods

3.1. Satellite images

Remote sensing techniques provide powerful tools for landslide monitoring, particularly the ability to track major changes through time. In many parts of the world, aerial photographs are a common practice for landslide monitoring because they usually have suitable spatial resolution and are available for a timespan of more than 50 years (e.g., Wiczonek, 1984; Chen et al., 2006; Fiorucci et al., 2011). In Nepal, the situation is radically different as only two campaigns of systematic aerial photography have been conducted thus far: one in the 1960s and another in the 1990s.

Fortunately, a large amount of satellite imagery is now available, enabling us to study landscape evolution in planview through years. Available satellite and aerial images cover a 45-year period from 1966 to 2011 (Table 1), with annual resolution for the past 15 years, and more irregularly for previous periods. The largest gap without images is a 16-year period between 1974 and 1990. Declassified U.S. military satellite images are available for the years 1964, 1970, and 1979, but unfortunately cloud cover over the Khudi valley inhibits clear mapping of the landslide area at these times.

Field and observations from automatic time-lapse cameras installed on the edges of the landslide, over a 4-year period, indicate that new collapses and slope motions in the landslide occur only during the monsoon. Therefore, we use the termination of monsoon effects, i.e., generally the month of November, as the period of reference for our satellite images. An image taken during October 2008 and another taken during March 2009 will be equally attributed a date of 2008 in Figs. 6, 9, 10, and 11 or Tables 1 and 2 (i.e., related to the deformation following the 2008 monsoon season).

To make comparisons between different dates, topographic deformations induced by variable view angles must be corrected. Whereas Landsat images are already orthorectified, SPOT images and aerial photos were rectified with ENVI software. This correction is based on a 20-m, SPOT-derived digital elevation model (DEM). Because the ENVI orthorectification module does not support GeoEye images, the 2011 image was manually georeferenced with ground control points from orthorectified SPOT images using ArcGIS software. The total area of the landslide was then mapped and computed using ArcGIS for each year. Because one of our main goals is to derive the volume of sediment exported after landslide initiation, currently active and inactive slide regions were mapped, i.e., formerly active regions that have remained stable (revegetated or otherwise) were included in the total area.

Additionally, landslide geometry, as well as mapping of uphill fractures in the forested upper sacking area, was verified with handheld GPS measurements in the field from 2010 to 2013.

Table 1
Satellite images and DEM used for landslide mapping and volume calculation.

#	Date	Post-monsoon equivalent season year	Type	Resolution
<i>Satellite images</i>				
2	04/11/74	1974	KH9	~ 6 m
3	04/03/89	1988	Landsat 4	30 m
4	19/03/91	1990	SPOT 2 (C)	20 m
5	05/03/96	1995	SPOT 3 (B&W)	10 m
6	06/11/96	1996	Aerial photo	~ 2 m
7	27/10/99	1999	SPOT 4 (C)	20 m
8	13/12/99	1999	Landsat 7	15 m (B8)
9	15/12/00	2000	Landsat 7	15 m (B8)
10	14/11/01	2001	SPOT 4 (C)	10 m
11	17/11/02	2002	SPOT 5 (C)	5 m
12	16/10/03	2003	SPOT 5 (B&W)	5 m
13	05/12/04	2004	SPOT 5 (B&W)	5 m
14	13/10/05	2005	SPOT 5 (B&W)	5 m
15	24/01/07	2006	SPOT 5 (B&W)	5 m
16	10/04/08	2007	SPOT 5 (B&W)	5 m
17	12/01/09	2008	SPOT 5 (B&W)	5 m
18	15/01/10	2009	SPOT 5 (B&W)	2.5 m
19	02/03/11	2010	SPOT 5 (B&W)	2.5 m
20	30/12/11	2011	GeoEye	0.5 m
21	27/12/11	2011	SPOT 4 (C)	10 m
22	16/12/12	2012	Landsat 7	15 m (B8)
<i>DEM</i>				
23		1972–1986 (?)	US DMA	90 m
24		1999	SRTM	90 m
25		2003	SPOT	20 m

3.2. Digital elevation models

To quantify the importance of mass wasting processes in the overall erosional process, the volume of the slide is required. If satellite products enable the survey of landslide surface evolution, direct volume calculation is a harder task, as it requires knowledge of slide morphological features that can be difficult to obtain (Guzzetti et al., 2009).

Eroded volumes can be estimated by subtracting two DEMs produced by images taken at two different dates. Pixel differences give the depth of carving, and the volume can be obtained with one pixel-resolution. This method represents the most direct way to obtain eroded volumes. However, in our case, it is limited by the available data set, i.e., only three DEMs.

The first model is a 3-arc-second (around 90-m) DEM from the U.S. Digital Mapping Agency (DMA; Fielding et al., 1994) produced using

Table 2
Planview surface and estimate of eroded volume according to mapping on satellite images.

Year (equivalent post-monsoon season)	Surface (10^5 m ²)	Volume (10^6 m ³)
1966	1.12	2.1 \pm 0.7
1974	1.30	2.6 \pm 0.9
1990	3.43	10.6 \pm 3.7
1995	3.45	10.7 \pm 3.8
1999	3.59	11.3 \pm 4.0
2000	3.59	11.3 \pm 4.0
2001	3.78	12.2 \pm 4.3
2002	3.80	12.3 \pm 4.3
2003	3.81	12.4 \pm 4.3
2004	3.84	12.5 \pm 4.4
2005	3.90	12.8 \pm 4.5
2006	3.92	12.9 \pm 4.5
2007	4.50	15.8 \pm 5.5
2008	4.67	16.6 \pm 5.8
2009	4.89	17.8 \pm 6.2
2010	4.97	18.2 \pm 6.4
2011	5.07	18.7 \pm 6.6
2012	5.10	18.9 \pm 6.6

various data (satellite images or aerial photo correlations). The dates of acquisition, however, remain unclear and are probably heterogeneous on a global scale. Based on the history of DMA mapping activity, we presume that, in Nepal, it provides a view of topography during or prior to the 1980s. The second model is the SRTM DEM, also available with a 3-arc-second resolution in Nepal, acquired by a shuttle mission in February 2000. The last model is a 20-m-resolution SPOT DEM produced from SPOT 5 coupled images acquired March 2004 in the study area.

Errors when constructing DEM differences (see details in [Appendix A](#)) take into account internal error associated with each DEM and the error associated with the resampling procedure when comparing the 20-m and 90-m DEMs, or uncertainties related to variations in the absolute elevation reference or spheroids of projection. The absolute errors (95% confidence interval) on the average volume estimate range between 0.6×10^6 and 0.9×10^6 m³. This apparently low error, in regards to different sources of uncertainty, mainly reflects the smoothing of error when averaging a significant number of pixels (for example, the 0.38-km² Saituti landslide of 2002 represents 47 pixels in the 90-m DEM).

For a given DEM, we also estimated the total eroded volume after landslide initiation by subtracting an estimated pre-landslide geometry. For this, we use a three-dimensional builder to interpolate between landslide edges with a linear or low-degree polynomial function, as it seems to fit the best the general shape of slopes in this region. Hillslopes above or between the Saituti and Phorne landslides are relatively planar and display no topographically significant talwegs in that region. We therefore suspect that the pre-landslide hillslope was similarly planar or smoothly convex, i.e., much less entrenched than the present landslide talweg. Because of this uncertainty on the initial surface geometry, the difference between the interpolated surface and the DEM give a relatively crude estimate of the eroded volume. The error bars on this estimate (see [Appendix A](#)) reflect the DEM vertical accuracy (RMS of 7 m for SPOT DEM).

For the southern branch, whose expansion occurred mostly after the construction of the most recent of the available DEMs, we estimated the eroded volume from field survey. We made several survey lines using a barometer and handheld GPS (Garmin e-trek) devices, both in automatic recording mode with a recording frequency of 30 s. A second barometer had been left at a fixed position, automatically recording at a similar frequency of 30 s, in order to correct for atmospheric drift before converting the pressure data of the barometers coupled to the handheld GPS into point elevations. Survey lines were taken along 70% of the talweg, along the flanks of the scar moving longitudinally or following cross lines, as well as following the crown. Finally, the three-dimensional coordinates of our measured points were used in a three-dimensional builder to interpolate with a bilinear function and to build a rough topography of the scar. The final error for the average difference between the SPOT DEM and our field-derived DEM is on the order of 10 m and accounts for SPOT DEM vertical accuracy, the barometric accuracy, and interpolation errors in unsurveyed areas of the scar.

4. Results

4.1. Landslide propagation since 1966

4.1.1. Scar area evolution

The oldest satellite images show evidence for the existence of the Saituti landslide during the 1960s. Over a period of 45 years, the total landslide area has therefore increased by a factor of 4, from 0.11 km² in 1966 to 0.51 km² in 2012. From 1966 to 2012, the upper crown of the scar moved upward by more than 900 m in a SSW direction ([Fig. 5](#)): the distance between the landslide crown and the river passed from 600 to 1500 m. Until 1990, at the latest, the landslide developed toward the SSW and acquired an area of 0.34 km². After 1990, the

landslide was characterized by a period of relative quiescence, at least in terms of upward or lateral propagation and internal activity: the scar was largely revegetated in 1999 ([Fig. 5](#)). In 1999, a new, active slide area developed in a southerly direction, whereas the former SSW active slide remained in a state of slow revegetation. Excluding limited collapse of 10-m-wide slices along the northern flank of the basal talweg near the confluence with the Khudi Khola, erosion has only been occurring through the propagation of the southern branch for the last 20 years, gaining an extra area of ~0.16 km².

The scar propagation has not been constant through the years, sudden and large rises alternating with quiescent periods ([Fig. 6](#)). Specifically ([Table 2](#)), the period between 2007 and 2012 displays elevated propagation rates. During this phase, the crown receded at a rate of ~50 m/y along the southern branch. The period between 1974 and 1988 is also characterized by fast propagation rates along the SSW branch. However, the absence of intermediate images limits our ability to discriminate between linear propagation at an average rate of ~35 m/y or a more rapid collapse during a few monsoon seasons.

Recent activity (i.e., since the beginning of our project in 2009) along the southern Saituti landslide is expressed by upward and lateral recession of landslide crown through the collapse of 5- to 50-m-wide slices toward the bottom of the landslide talweg ([Fig. 2](#)).

Additional information on the dynamics of the retrogressive failures in the landslide was gained through direct observations as well as automatic time-lapse cameras capturing the landslide. During the monsoon, slices of the landslide crown collapse and progressively creep toward the talweg. Then, the small stream draining the landslide talweg washes out and transfers loose sediments farther downstream toward the Khudi River during heavy rainfall events. Such transport in the Khudi Khola is not instantaneous but potentially delayed by temporary sediment storage in the channel just downstream near the confluence of the Khudi Khola with the stream that drains the landslide (channel widening on [Fig. 5](#)). This depositional zone, corresponding to a deposit of mostly meter-size boulders based on field observations, displays variable channel width from 10 m in narrow gorge sections up to 100 m in more open valley reaches.

4.1.2. Recent fracture mapping

To assess the future progression of the landslide crown, we complemented satellite image mapping with field surveys below the forested areas surrounding the landslide scar. In the upper sacking area, above the upper crowns, evidence of recent activity was observed after monsoonal periods between 2009 and 2013. Several recent scarps and open tension cracks, generally parallel to the crown contour, were observed a few tens of meters to 300 m uphill. Thick soil and dense vegetation in this area, however, make it difficult to measure the depth and extension of these open cracks. After the 2009 monsoon, we observed a fresh ~1-m-high scarp 100 m above the southern crown running in a WNW--ESE direction covering a distance of at least 50 m. After the 2011 monsoon, this scarp was significantly reactivated and became a 5- to 15-m-high scarp running over 500 m ([Figs. 1 and 7](#)).

In previous years, among the 10- to 50-m-thick slides, which were observed to collapse into the landslide scar between 2010 and 2013, most were initiated by a large amount of open cracks affecting the upper hillslope. We use this observation as evidence for the high probability of future collapses along the impressive 500-m-long scarp, as well as along the fracture network that seems to have been quite active over the previous 3–4 years. We therefore suspect a probable recession of the crown up to this active area in the next few years.

4.2. Eroded volumes

4.2.1. Estimation of excavated volume from DEM and field observations

The excavated volumes in the landslide were first computed from DEM differences and then from DEM subtraction from smoothly interpolated initial surfaces (see [Section 3.2](#)).

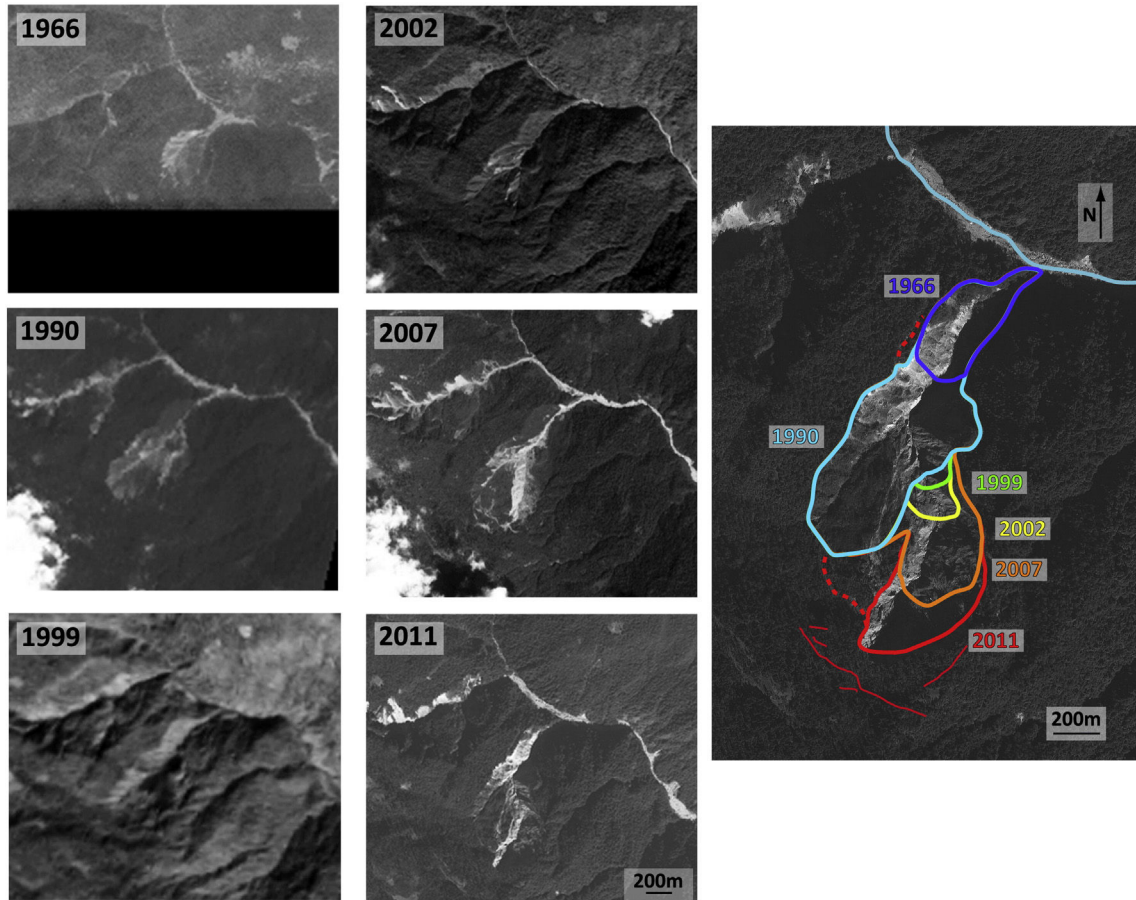


Fig. 5. Evolution of the Saituti landslide. (A) Raw satellite images of the Saituti landslide area from 1966 to 2011. (B) Evolution of the landsliding area from satellite images between 1966 and 2011 showing the SSW propagation until 1990 and the new, still active S branch evolving since the middle of the 1990s. The fractures mapped uphill in the field are represented in dark red. The lack of remote sensing data between the 1960s and the end of 1980s does not allow one to follow the propagation of the SSW branch precisely. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Construction of the SRTM and SPOT-derived DEMs are separated by a short period of time, between 2000 and 2004, during which the landslide area only expanded by $2.5 \times 10^4 \text{ m}^2$. Consequently, the difference

of topography or eroded volume is quite small, $1.6 \pm 0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$, comparing to the landslide volume (Fig. 8). For that reason, the average depth of carving still presents large uncertainties of up to 40%.

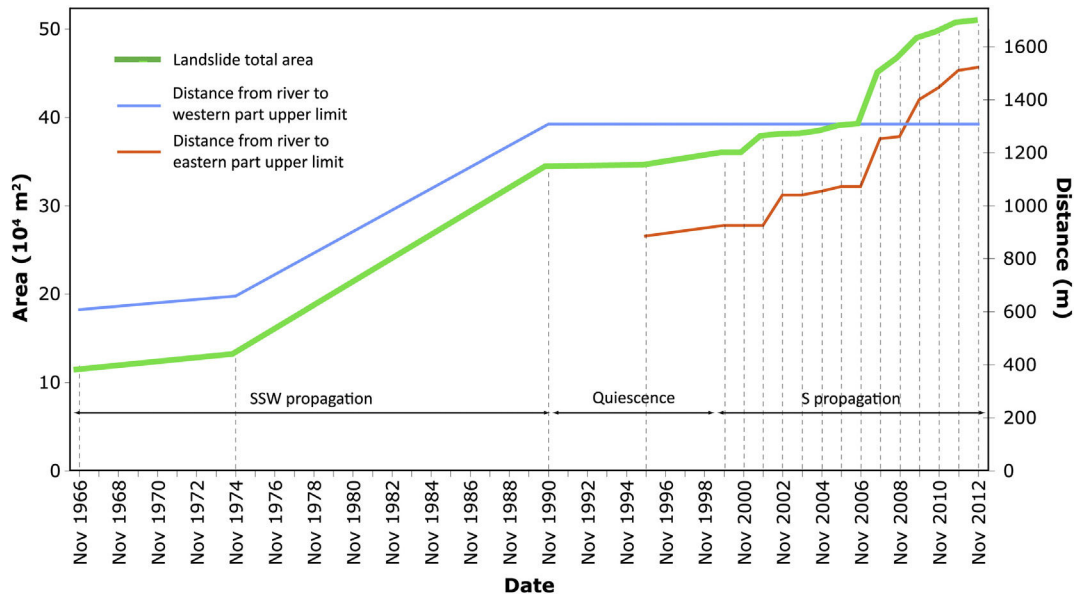


Fig. 6. Evolution of the total landslide area. The distance between the landslide river outlet and the upper limit of the crown highlights two distinct growth phases: SSW until 1990 and S since 1995.

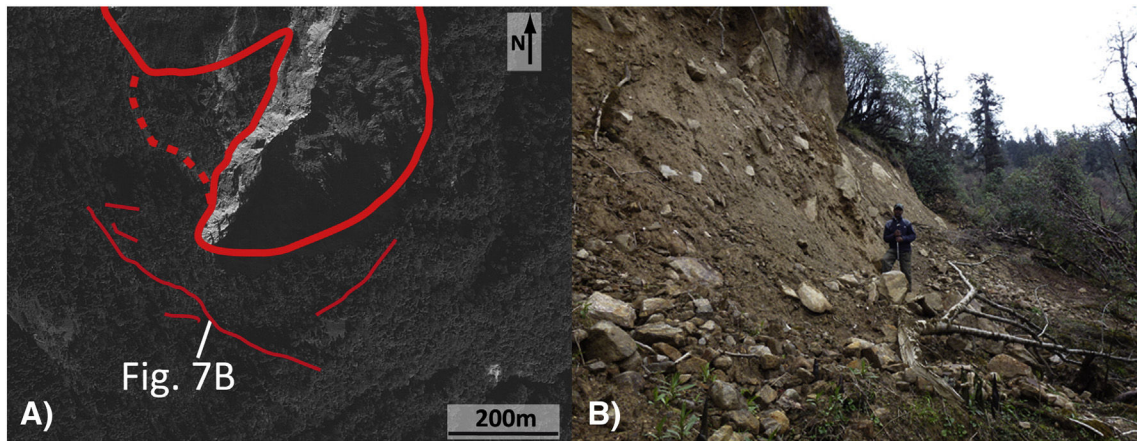


Fig. 7. Fractures above the landslide upper edge. (A) Zoom on the fracture (in dark red) area a few hundred meters above the landslide crown. (B) Picture of the main scarp (500 m long and 5 to 15 m high) that developed between 2009 and 2012. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The difference between the DMA and SPOT-derived DEMs displays a much larger eroded volume of $12 \pm 0.9 \times 10^6 \text{ m}^3$. Before performing DEM subtraction, a potential bias in local relative elevation along the western Khudi valley required corrections. To do so, the mean elevation of a 100-m fringe, just outside the landslide edges and thus considered as immobile, was measured on the SRTM model. Then, the DMA DEM was vertically shifted by $\sim 30 \text{ m}$ in order to match, on average, the SRTM mean elevation (see Appendix A for further justification of this vertical shift). Above, we estimate a large eroded volume that was produced between the early 1980s (probably) and 2004. Surprisingly, when we subtract the SPOT-derived DEM from a smoothly interpolated initial surface, i.e., when we try to estimate the total eroded volume in 2004, we calculate a volume of $10.2 \pm 4 \times 10^6 \text{ m}^3$, lower than the above estimate, even if the latter does not characterize the total but rather a partial duration of the landslide's existence. Although we note that such a difference could arise from the poor accuracy of the DMA DEM, we suspect that the initial hillslope surface before landslide initiation and propagation could have been concave. In any case, surface convexity and former talweg incision were probably much more limited, otherwise the misfit would still be larger. We also suspect that most of the SSW branch collapsed after DMA DEM construction, i.e., probably in the second half of the period between 1974 and 1990.

Finally, retrieving the field-based (barometer + GPS measurements) topography from the Spot DEM provides an eroded volume of $5.9 \pm 1.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ within the southern landslide branch between 2004 and 2013.

4.2.2. Volume estimated from landslide total area

Uncertainties and a limited amount of DEMs at various time frames hinder a volume reconstruction with similar resolution as the planview area monitored by satellite images. However, many works showed that the volume and area of bedrock landslides are correlated by a scaling law with an exponent close or equal to $3/2$, on a wide range of scales, independent of the climatic or geologic setting (Simonett, 1967; Rice et al., 1969; Innes, 1983; Hovius et al., 1997; Guthrie and Evans, 2004; Lavé and Burbank, 2004; Korup, 2005; ten Brink et al., 2006; Imaizumi and Sidle, 2007; Guzzetti et al., 2008; Imaizumi et al., 2008; Guzzetti et al., 2009; Larsen et al., 2010). Guzzetti et al. (2009) synthesized part of this abundant catalog of observations, including 677 slope failures of the slide type, and established a general area–volume relationship for a large range of slide sizes, between $A_L = 2.3 \times 10^6$ and $1 \times 10^9 \text{ m}^2$:

$$V_L = 0.074 \times A_L^{1.45}, \tag{1}$$

where A_L and V_L are the area of the source (in m^2) and the volume (in m^3) of landslides, respectively. In their relation, soil and debris slides were excluded from the regression analysis when a clear distinction between the source, transport, and deposition areas was not possible.

The relationship in Eq. (1) widely encompasses the size range of the Saituti landslide evolution ($1\text{--}5 \times 10^5 \text{ m}^2$) and is therefore well adapted to deriving the volume evolution from our source area measurements. In relation to Eq. (1), the scaling exponent is relatively well constrained

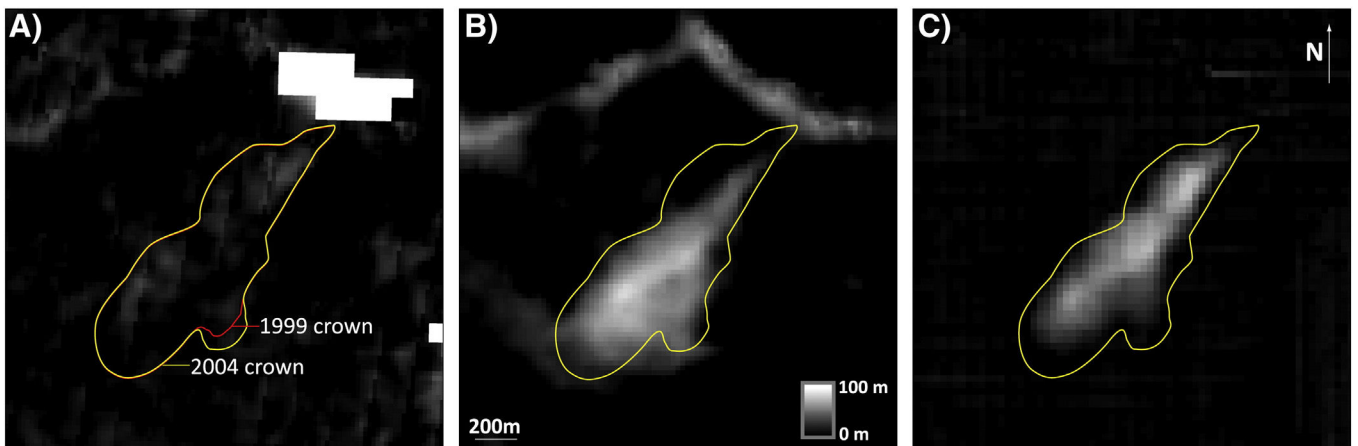


Fig. 8. DEM difference results from (A) SRTM–SPOT (the 1999 and 2004 scar limits are represented respectively in yellow and red); (B) DMA–SPOT: the carving occurred in the upper part of the landslide and in the talweg zone; and (C) SPOT–interpolated pre-landslide surface from SPOT DEM. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

with a standard error bar of ~ 0.01 (Guzzetti et al., 2009). However, in their database, the dispersion on both sides of this average relation is still important and can reach an order of magnitude. Using their graphical 95% confidence interval (Fig. 2 in Guzzetti et al., 2009), we estimate that the intercept varies between 0.030 and $0.184 \text{ m}^{0.1}$ at a 1σ level, for a scaling exponent of 1.45 . Such large ranges might result from random scenarios as well as systematic variations between different settings that would result from regional climatic, lithologic, or fracturation characteristics. In the following, we thus assume that part of the variation is systematic and can be reduced by performing a regional calibration. Because the scaling exponent has been shown to be relatively better constrained for bedrock landslides (Guzzetti et al., 2009; Larsen et al., 2010) than the intercept, we have chosen to locally calibrate the intercept but keeping a fixed exponent of 1.45 . The intercept can be estimated from our various DEM-based differential volume estimates (see previous section) by computing a linear regression between the two variables $y = \Delta V_L = (V_{L2} - V_{L1})$ and $x = (A_{L2}^{1.45} - A_{L1}^{1.45})$ (inset in Fig. 9). To slightly bolster the DEM differences database, we included field-derived estimates for the southern Saituti scar as well as the volume of a large landslide observed in the adjacent Midhi valley, estimated after subtraction of an interpolated initial surface. Our best ratio estimate of $0.10 \pm 0.035 \text{ m}^{0.1}$ was obtained through orthogonal regression to account for large error bars of some values of the x-axis variable. This estimate falls within the 1σ confidence interval of Guzzetti et al.'s (2009) relationship.

For each orthorectified image, the total landslide volume, V_L , is therefore estimated using the above exponent in a modified form of Eq. (1). This value represents the total a priori eroded volume in the landslide at the date of the image and since its initiation.

The change in volume, ΔV_L , of sediment eroded between two images is thus obtained by subtracting the two volumes derived from the two distinct total scar areas, digitized on each image. By doing this, we hypothesize that talweg carving or incision, and flank collapses, occur more or less simultaneously with the enlargement of the scar area by crown retrogression. Despite a reduced set of data, the relative agreement between our volume estimates based on DEM and Guzzetti et al.'s (2009) relationship suggests that the progressive scar enlargement dynamics preserve the scaling laws between scar area, volume, and average depth.

The calculated change in volume is moreover interpreted as the volume of sediment that was exported to the fluvial system, assuming in a first step that sediment export outside the landslide area is almost instantaneous. By doing this, we implicitly assume that sediment produced by the collapse of slices from the edges and crown is rapidly transferred during the monsoon from landslide slopes and talweg toward the Khudi Khola.

Between 1966 and 2012, the total volume excavated by successive collapses in the Saituti landslide area has increased from 2.1×10^6 to $18.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. 9). Not surprisingly, the evolution of the eroded volume follows a trend similar to the area evolution: two large increases associated with SSW branch propagation sometime in the second half of the period between 1974 and 1990 and the S branch propagation mostly between 2007 and 2012.

5. Discussion

5.1. Landslide equivalent erosion rates

Using previously estimated volumes, a basin equivalent mean erosion rate \bar{e}_L can be calculated by dividing volume by the Khudi catchment area A_c : $\bar{e}_L = \frac{\Delta V_L}{nA_c}$, where n is the number of monsoons between two successive images. These erosion rates, caused by the Saituti landslide, can then be compared to denudation rates obtained by independent methods in order to document the role of landslides in the erosional budget during a given period of observation.

For the whole period of observation, the average erosion rate is $2.6 \pm 0.9 \text{ mm/y}$. However, during the 46-year period, erosion rates are highly variable, ranging from close to 0 to $\sim 20 \text{ mm/y}$ (Fig. 10). For the period of 1999–2004, during which suspended load was measured in the Khudi Khola, the average, equivalent erosion rate produced by the Saituti landslide is $1.7 \pm 0.6 \text{ mm/y}$. This rate is consistent with the 1 to 2 mm/y and the 1.5 to 3 mm/y range of the suspended load and total load erosion rates obtained by Gabet et al. (2008). Our volume estimate, as well as the sediment load estimate (unknown bedload component, or bias induced by water surface sampling), suffers large uncertainties but suggests that the Saituti landslide contributed to most, if not all, of the sediment load exported by the Khudi catchment during the 1999–2004 period.

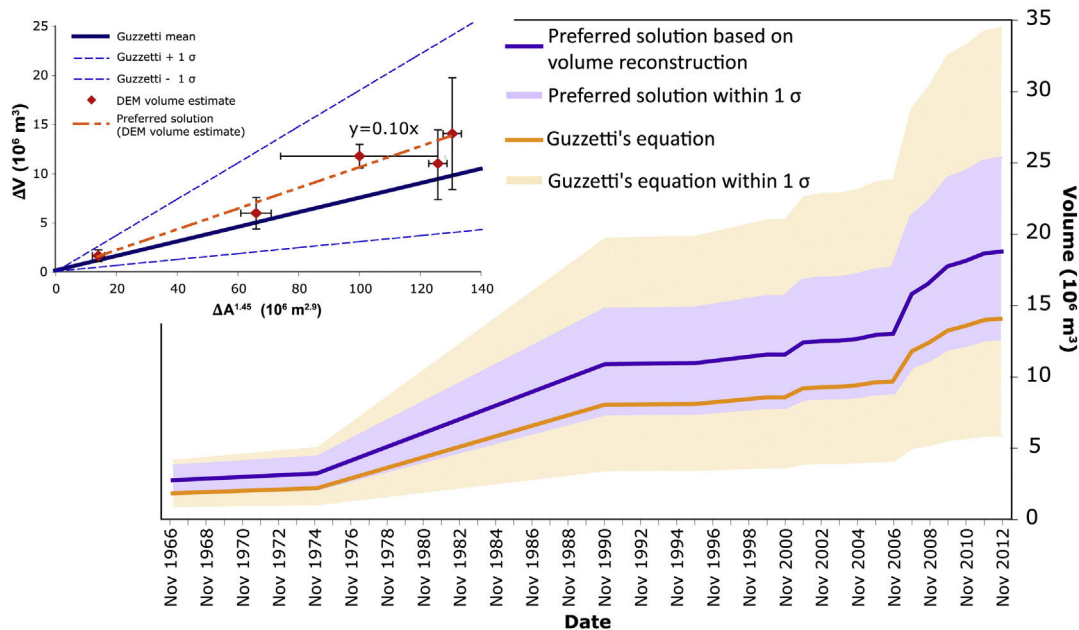


Fig. 9. Volumes estimated from surface mapping. The yellow and purple range represent Guzzetti's relationship and our preferred solution, respectively, within a 1σ interval, according to our DEM reconstruction (in inset: our landslide area/volume calibration based on DEM differences and on an orthogonal regression). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

For the last few years, the active Saituti landslide zone also appears to be the main source for sediment in the Khudi Khola. Camera monitoring and direct observations during monsoon storm events confirm this, indicating that the small streams draining the landslide, as well as the Khudi Khola in its downstream section, frequently carry very large loads of suspended sediments, while tributaries draining subbasins devoid of major landslide materials exclusively carry clear water.

Moreover, the landslide origin of the river sediment (Gabet et al., 2004a) and the fact that 46 years of satellite image observation does not reveal any significant slides other than the Saituti suggest that the Saituti landslide may represent a dominant contribution to the overall erosion of the Khudi catchment for at least four decades.

Such a specific situation in the Khudi catchment might explain why this basin displays sediment fluxes much higher than other Marsyandi subcatchments (Gabet et al., 2008), which have been devoid of any major active landslide scars such as the Saituti during the last decade. It also highlights the role of these large active landslides as enduring zones of sediment production.

5.2. *Landslide propagation, recent fracture opening, and the future of the landslide area*

Recent increases in erosion of the Saituti landslide, as well as the presence of a large scarp ~ 100 m uphill, directly addresses geomorphological and hazard mitigation questions concerning the future of the Saituti landslide scar and the end of its activity. To propose a few insights on possible scenarios, we took an interest in the Midhi catchment (Figs. 1 and 11).

The landslide observed in this valley expresses similarities with the Saituti slide in terms of geometric form, incision depth, and extension (0.4 km²). Although the scar appears relatively fresh in the landscape and on satellite images, particularly because of the absence of significant vegetation such as shrubs and trees, the slide has actually been relatively inactive since at least 1990, i.e., for more than 20 years (Fig. 11). Uphill propagation of the Midhi landslide ceased 1 km from the crest, and a short field survey did not reveal any actively opening fractures and cracks above the landslide crown as observed above the Saituti

landslide. Local slopes measured on the SPOT-derived DEM, along a topographic profile of the hillslope outside the scar, show a shallowing close to the position of the landslide crown. Mean slope was found to be 20.8° from 3200 to 3600 m and 16.7° from 3600 to 3800 m. Discontinuation of landslide propagation could be caused by slope inflection that induces a decrease of driving gravity forces in the hillslope overhanging the crown. Here, the upper, shallower slopes would be stable.

On the Saituti slope, a decrease in local gradients toward the hillslope crest can also be observed around 3100 m. Mean slope passes from 19.3° between 2600 and 3100 m and 14.0° between 3100 and 3250 m. If slope inflection and the presence of scarps and cracks above the upper edge control crown propagation, the Saituti landslide could move upward to an altitude of at least 3000 m. This corresponds to an upward propagation of at least 500 m on the Saituti slope and suggests that the landslide could remain active during the next few years at least.

The Phorne zone, just 1 km north of the Saituti landslide, provides additional insights to the future evolution of the landslide zone. Both slides are located at similar elevation and both have developed on the same NE-ward hillslope. These adjacent landslides are located in a 100- to 200-m deep entrenched talweg within a relatively, smoothly dipping planar hillslope. These features are similar to the incised talwegs observed in the Saituti and Midhi landslides. We therefore suspect that this talweg is an old incised landslide scar that has been fully revegetated. Still, the presence of numerous, active translational to rotational slides on the northern scar flank indicates that this old landslide scar, if it is the case, remains a weak zone in the landscape, possibly susceptible to partial reactivation and the production of sediment at any time. If so, even when upward crown recession of the Saituti landslide has ceased, partial and sporadic reactivation of the lateral flanks could be expected even after a period of quiescence and vegetation regrowth. Nevertheless, volume loss could be lower during these secondary reactivation phases.

A more comprehensive regional study is probably necessary, but observations of long-lasting landslide scar activity in the Khudi and adjacent valleys suggest that these features might represent an important contribution to sediment production in the High Himalaya. Active

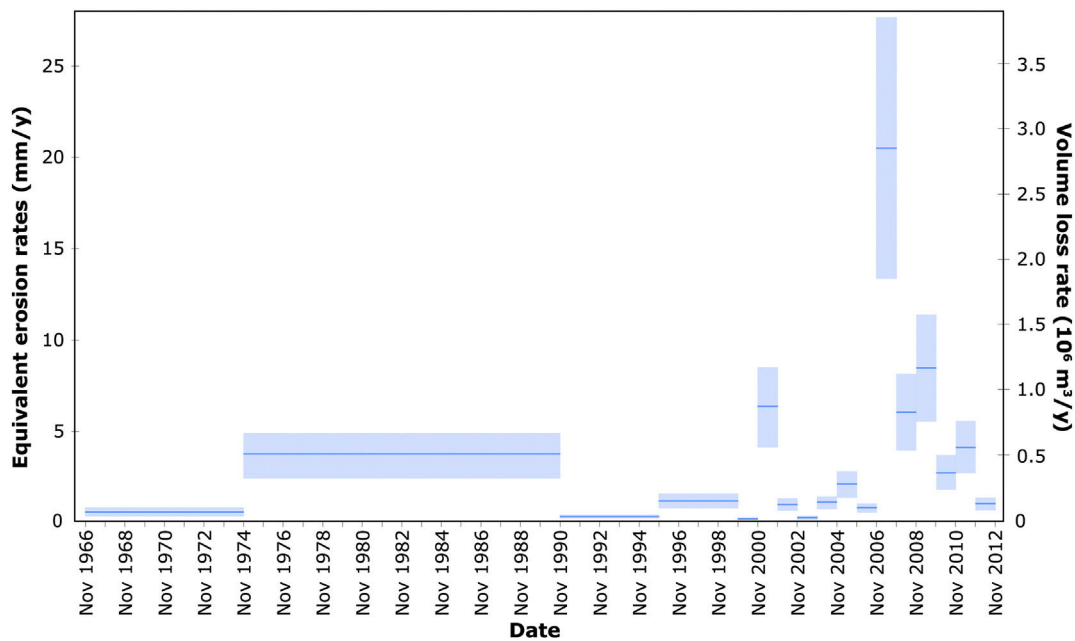


Fig. 10. Volume loss rate and equivalent erosion rate averaged over the interval between two successive images. Since 1999, erosion rates are computed on a yearly basis, whereas in previous decades time resolution is much lower. Light blue range represents the 1σ interval. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

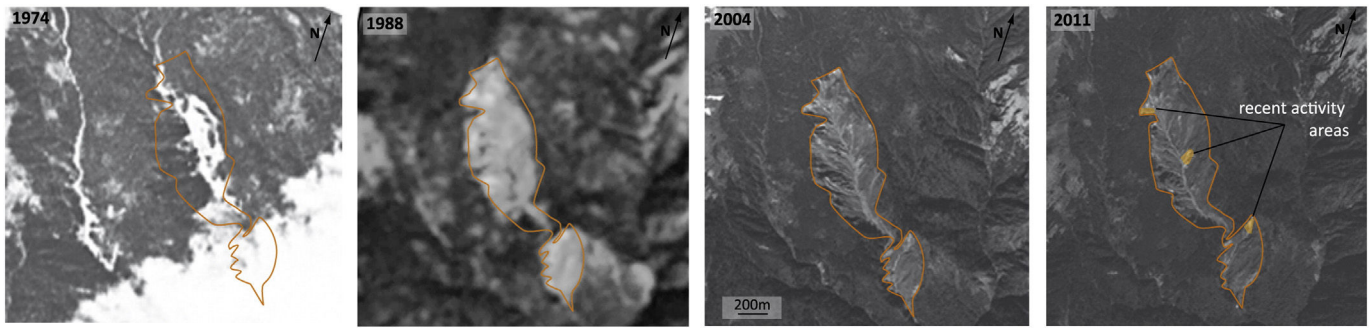


Fig. 11. Evolution of the Midhi Khola landslide from 1974 to 2011. No change is observable since at least the end of the 1990s, despite a light internal activity in the last few years.

erosion of the Tsergo Ri landslide deposit (Ibetsberger, 1996; Weidinger et al., 1996), decades of activity within the Jharlang–Chamthali landslide area in Ankhu Khola (Thouret, 1983), or in the Ramche area in the upper Trisuli valley (personal observations of the second co-author over ~15 years) attest to the fact that the features described in the Khudi valley might be relatively common in the central Himalaya, as well as other parts of the world where some landslides have been reactivated more than once with return periods ranging from decades to centuries (Bertolini et al., 2005; Borgatti et al., 2006).

6. Conclusion

In the Khudi valley, at the heart of the High Himalaya of central Nepal, remote sensing data has enabled us to follow the evolution of a large landslide by successive crown collapses for almost a half-century as well as allowing us to propose a probable scenario of evolution for the next few years. Based on both slope analysis and field observations of fractures, the Saituti landslide is expected to propagate for at least the next 10 years. Using an empirical scaling law, calibrated from DEM data, the landslide scar area expansion provides a detailed look at the evolution of the eroded volumes and equivalent erosion rates (landslide-induced erosion rates at the scale of the catchment). Despite large uncertainties in volume estimates, for the whole period of observation (1966–2012), total exported volume was found to be $16.8 \pm 5.9 \times 10^6 \text{ m}^3$, corresponding to an average, equivalent erosion rate of $2.6 \pm 0.9 \text{ mm/y}$. From 1999 to 2004, our landslide erosion values are also consistent with measured sediment fluxes in the Khudi Khola outlet (Gabet et al., 2008). These results, as well as field observations and the lack of other landslides on satellite images, support the idea that the Saituti landslide has played a dominant role in the overall, modern erosion of the Khudi catchment and has been a continuous but varying producer of sediment during the last 46 years. Finally, the Saituti landslide example indicates that long-lasting activity of a few major Himalayan landslides, potentially in relation with hillslopes deeply fractured by DSGSD or tectonics, might represent a very significant contributor to landscape erosion, at least in the Himalayas. This contrasts with the common view followed in many landscape modeling scenarios where most landslides occurred randomly and very episodically in the whole landscape.

Acknowledgments

This work was funded by the ANR Blanche (ANR-09-BLAN-0221) ‘Calimero’ project. The SPOT image catalog and SPOT DEM acquisition was supported by the CNES Isis program. Thorough and detailed reviews by two anonymous reviewers have greatly improved the manuscript. We thank C. France Lanord, E. Dambrinne, and G. Morin for stimulating discussions on Himalayan erosion and Khudi valley morphology, and S. Medynski and J. Davenport for precious comments.

Appendix A. Calculation of the error bars for landslide volumes

A.1. DEM differences

When comparing two DEMs, we first confirmed that they are regionally coherent, i.e., their absolute elevations are similar over the entire undisturbed landscape. Outside the landslide zones, i.e., main rivers and urbanized and glacial areas, one could expect the difference to be close to zero.

At the scale of the Khudi valley, the average difference between SRTM- and SPOT-DEM is quite low, on the order of 1 m. In contrast, an ~30-m average difference is observed along ‘stable’ areas between the DMA DEM and the SPOT-DEM. In the absence of detailed documentation on the procedure used to build the DMA DEM, we presume that this DEM was referenced to absolute ground elevations originating from topographic maps of Nepal, constructed by the Indian survey during the sixties. We therefore presumably ascribe the 30-m regional difference to distinct referencing in terms of absolute elevation relative to an ellipsoid. Before computing the volumetric difference with the SPOT-DEM, we first corrected the DMA data for this regional offset by vertically shifting the whole DMA DEM by 30 m.

Next, we considered the mean elevation difference in the landslide zone within a two-sided 95% confidence interval. Because the differences show a normal distribution with a mean \bar{X} , the confidence interval can be expressed as

$$\left[\bar{X} - t \frac{\sigma}{\sqrt{N}}; \bar{X} + t \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \right] \quad (\text{A1})$$

where σ is the standard deviation of the differences, N the number of statistically-independent pixels, and t the Student value with N degrees of freedom. For the SRTM-SPOT, $N = 47$, or the number of pixels in the landslide zone from the 90-m DEM. Therefore, $t_{(47)} = 2.013$. For the DMA-SPOT, $N = 31$, hence $t_{(31)} = 2.042$. With an empirical σ of 16.7 m for the DMA-SPOT difference and 10.1 m for the SRTM-SPOT difference, we obtained mean depths of carving of $41.4 \pm 3.0 \text{ m}$ and $4.3 \pm 1.5 \text{ m}$ and eroded volumes of $12 \pm 0.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ and $1.6 \pm 0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$, respectively.

A.2. DEM minus initial geometry

The vertical root-mean-squared (RMS) error of the SPOT-derived DEM is around 7 m. However, the impact of this uncertainty on the total volume loss since landslide inception is dwarfed by the uncertainty related to the unknown shape of the initial geometry of the hillslope before landslide development and propagation.

To build the initial surface by analogy with the surrounding hillslope, we have opted for a relatively planar initial hillslope. This geometry is obtained by a linearly interpolated surface that leans against the undisturbed contours of the landslide scar and provides a difference with the SPOT-DEM of $\sim 10^7 \text{ m}^3$. The choice of a polynomial

(second-order) surface leaning against the same contour leads to a different value for the volume loss. We consider the difference (35%) between these two volumes as a crude empirical estimate of the uncertainty and adopt a conservative uncertainty of $4 \times 10^6 \text{ m}^3$.

A.3. DEM derived from field survey along the southern scar

The horizontal accuracy of the used handheld GPS is, on average, 5 m. The vertical accuracy of the barometric data is in theory $< 1 \text{ m}$, but after correction for atmospheric drift it reaches $\sim 5 \text{ m}$. After calibrating the barometer-derived elevation on the basis of the SPOT-DEM elevation of a large clearing at 3000 m, in which our base camp was located, we can control the relative error in elevation of our survey by comparing SPOT-DEM and barometer-derived elevations all along the areas outside the southern landslide scar. The average difference is of the order of 6 m (Fig. A1) and could reflect the average difference between the ground and the canopy in forested parts. According to Eq. (A1), the final standard deviation on the average estimate of the volume difference between SPOT-DEM and field-based methods is expected to be much lower than this value of 6 m. However, a good part of the landslide scar (the steep flanks below the most southern crown and the north-western flank) was not surveyed because of difficult terrain or risk of exposure. Therefore, we adopt a conservative uncertainty of 10 m to account for errors between interpolated and real surface.

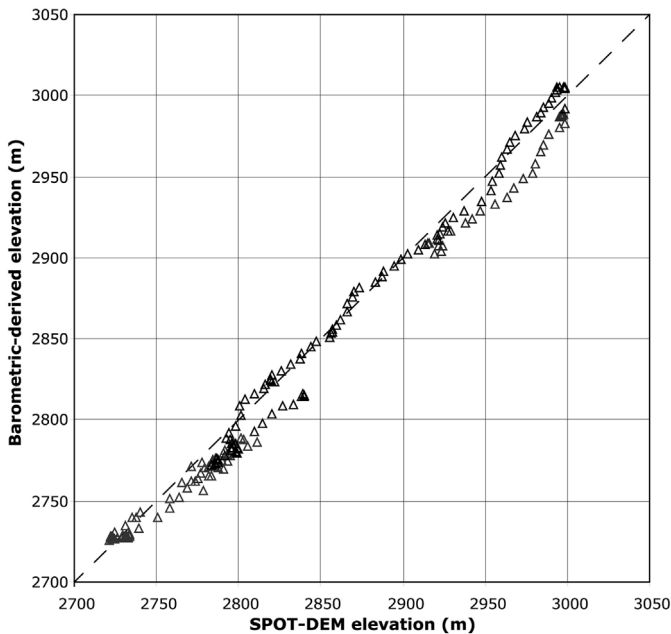


Fig. A1. Differences between SPOT-DEM and barometer-derived elevations all along the areas outside the southern landslide scar.

References

Alexander, E.D., 1989. Urban landslides. *Prog. Phys. Geogr.* 13, 157–191.
 Avouac, J.P., Bollinger, L., Lavé, J., Cattin, R., Flouzat, M., 2001. Le cycle sismique en Himalaya. *C. R. Acad. Sci.* 333, 513–529.
 Barnard, P.L., Owen, L.A., Finkel, R.C., 2006. Quaternary fans and terraces in the Khumbu Himal south of Mount Everest: their characteristics, age and formation. *J. Geol. Soc. Lond.* 163, 383–399.
 Bertolini, G., Guida, M., Pizzio, M., 2005. Landslide in Emilia Romagna region (Italy): strategies for hazard assessment and risk management. *Landslides* 2, 302–312.
 Blythe, A.E., Burbank, D.W., Carter, A., Schmidt, K., Putkonen, J., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 1. Apatite and zircon fission track and apatite [U-Th]/He analyses. *Tectonics* 26, TC 3002.
 Borgatti, L., Corsini, A., Barbieri, M., Sartini, G., Truffelli, G., Caputo, G., Puglisi, C., 2006. Large reactivated landslides in weak rock masses: a case study from the Northern Apennines (Italy). *Landslides* 3, 115–124.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* 379 (6565), 505–510.
 Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.* 116 (4–5), 615–626 (Birkhauser Verlag).
 Champel, B., van der Beek, P., Mugnier, J.L., Leturmy, P., 2002. Growth and lateral propagation of fault-related folds in the Siwaliks of western Nepal: rates, mechanisms, and geomorphic signature. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107 (B6), ETG-2 (1978–2012).
 Chen, R.-F., Chang, K.-J., Angelier, J., Chan, Y.-C., Delfontaines, B., Lee, C.-T., Lin, M.-L., 2006. Topographical changes revealed by high-resolution airborne LiDAR data: the 1999 Tsaoling landslide induced by the Chi–Chi earthquake. *Eng. Geol.* 88, 160–172.
 Colchen, M., Le Fort, P., Pecher, A., 1986. Annapurna–Manaslu–Ganesh Himal. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, pp. 75–136.
 Cruden, D.M., 1991. A simple definition of a landslide. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 43 (1), 27–29.
 Dahal, R.K., Hasegawa, S., 2008. Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya. *Geomorphology* 100 (3–4), 429–443.
 Densmore, A.L., Ellis, M.A., Anderson, R.S., 1998. Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103 (B7), 15203–15219 (1978–2012).
 Dortch, J.M., Owen, L.A., Haneberg, W.C., Caffee, M.W., Dietsch, C., Kamp, U., 2009. Nature and timing of large landslides in the Himalaya and Transhimalaya of northern India. *Quat. Sci. Rev.* 28 (11), 1037–1054.
 Dramis, F., Sorriso-Valvo, M., 1994. Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Eng. Geol.* 38, 231–243.
 Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M., Duncan, C., 1994. How flat is Tibet? *Geology* 22, 163–167.
 Fiorucci, F., Cardinali, M., Carlà, R., Rossi, M., Mondini, A., Santurri, L., Guzzetti, F., 2011. Seasonal landslide mapping and estimation of landslide mobilization rates using aerial and satellite images. *Geomorphology* 129 (1–2), 59–70.
 Gabet, E.J., Burbank, D.W., Putkonen, J.K., Pratt-Sitaula, B.A., Ojha, T., 2004a. Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. *Geomorphology* 63 (3–4), 131–143.
 Gabet, E.J., Pratt-Sitaula, B.A., Burbank, D.W., 2004b. Climatic controls on hillslope angle and relief in the Himalayas. *Geology* 32 (7), 629–632.
 Gabet, E.J., Burbank, D.W., Pratt-Sitaula, B.A., Putkonen, J.K., Bookhagen, B., 2008. Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 482–494.
 Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Attal, M., France-Lanord, C., DeCelles, P., 2007. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). *Earth Planet. Sci. Lett.* 258, 500–515.
 Godard, V., Burbank, D.W., Bourlès, D.L., Bookhagen, B., Braucher, R., Fisher, G.B., 2012. Impact of glacial erosion on 10 Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal. *J. Geophys. Res.* 117 (F3) F03013.
 Guthrie, R.H., Evans, S.G., 2004. Analysis of landslide frequencies and characteristics in a natural system, coastal British Columbia. *Earth Surf. Process. Landf.* 29, 1321–1339.
 Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P., 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology* 31 (1–4), 181–216.
 Guzzetti, F., Ardigzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Reichenbach, P., Rossi, M., 2008. Distribution of landslides in the Upper Tiber River basin, central Italy. *Geomorphology* 96, 105–122.
 Guzzetti, F., Ardigzone, F., Cardinali, M., Rossi, M., Valigi, D., 2009. Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 279 (3–4), 222–229.
 Heimsath, A.M., DiBiase, R.A., Whipple, K.X., 2012. Soil production limits and the transition to bedrock-dominated landscapes. *Nat. Geosci.* 5, 210–214.
 Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology* 25, 231–234.
 Hovius, N., Stark, C.P., Hao-Tsu, C., Jiun-Chuan, L., 2000. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *J. Geol.* 108, 73–89.
 Howard, A.D., 1998. Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. *Geophysical Monograph Series*, 107, pp. 297–319.
 Hurst, M.D., Mudd, S.M., Yoo, K., Attal, M., Walcott, R., 2013. Influence of lithology on hillslope morphology and response to tectonic forcing in the northern Sierra Nevada of California. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118, 832–851.
 Ibbetsberger, H.J., 1996. The Tsergo Ri landslide: an uncommon area of high morphological activity in the Langthang valley, Nepal. *Tectonophysics* 260 (1–3), 85–93.
 Imaizumi, F., Sidle, R.C., 2007. Linkage of sediment supply and transport processes in Miyagawa Dam catchment, Japan. *J. Geophys. Res.* 112.
 Imaizumi, F., Sidle, R.C., Kamei, R., 2008. Effects of forest harvesting on the occurrence of landslides and debris flows in steep terrain of central Japan. *Earth Surf. Process. Landf.* 33, 827–840.
 Innes, J.N., 1983. Lichenometric dating of debris-flow deposits in the Scottish Highlands. *Earth Surf. Process. Landf.* 8, 579–588.
 ISPR Press Release, 2011. World Landslides Forum: Each Year, Landslides Cause Damage to 6 Billion Euro.
 Iverson, R.M., 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resour. Res.* 37 (7), 1897–1910.
 Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 406–421.
 Korup, O., 2005. Distribution of landslides in southwest New Zealand. *Landslides* 2, 43–51.
 Korup, O., Densmore, A.L., Schlunegger, F., 2010. The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology* 120 (1–2), 77–90.
 Lague, D., 2010. Reduction of long-term bedrock incision efficiency by short-term alluvial cover intermittency. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 115 (F2) (2003–2012).

- Larsen, I.J., Montgomery, D.R., Korup, O., 2010. Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nat. Geosci.* 3 (4), 247–251.
- Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *J. Geophys. Res.* 106 (B11), 26561–26591.
- Lavé, J., Burbank, D., 2004. Erosion rates and patterns in the Transverse Ranges (California). *J. Geophys. Res.* 109.
- Lavé, J., Yule, D., Sapkota, S., Basenta, K., Madden, C., Attal, M., Pandey, R., 2005. Evidence for a Great Medieval Earthquake (~A.D. 1100) in Central Himalaya, Nepal. *Science* 307, 1302–1305.
- Lupker, M., Blard, P.-H., Lavé, J., France-Lanord, C., Leanni, L., Puchol, N., Charreau, J., Bourlès, D., 2012. ¹⁰Be-derived Himalayan denudation rates and sediment budgets in the Ganga basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 333–334, 146–156.
- Ni, J., Barazangi, M., 1984. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 89 (B2), 1147–1163 (1978–2012).
- Niemi, N.A., Oskin, M., Burbank, D.W., Heimsath, A.M., Gabet, E.J., 2005. Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 480–498.
- Pandey, M.R., Tandukar, R.P., Avouac, J.P., Lavé, J., Massot, J.P., 1995. Interseismic strain accumulation on the Himalayan Crustal Ramp (Nepal). *Geophys. Res. Lett.* 22, 751–754.
- Patriat, P., Achache, J., 1984. India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature* 311, 615–621.
- Pratt-Sitaula, B., Burbank, D.W., Heimsath, A.M., Humphrey, N.F., Oskin, M., Putkonen, J.K., 2011. Topographic control of asynchronous glacial advances: a case study from Annapurna, Nepal. *Geophys. Res. Lett.* 38.
- Puchol, N., 2013. Détermination des paléo-taux d'érosion par l'utilisation des isotopes cosmogéniques. Cas de la transition Pliocène–Pleistocène (PhD dissertation) Univ. Lorraine.
- Putkonen, J.K., 2004. Continuous snow and rain data at 500 to 4400 m altitude. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 36 (2), 244–248.
- Rice, R.M., Corbett, E.S., Bailey, R.G., 1969. Soil slips related to vegetation, topography, and soil in Southern California. *Water Resour. Res.* 5 (3), 647–659.
- Schmidt, K.M., Montgomery, D.R., 1995. Limits to relief. *Science* 270, 617–620.
- Schuster, R.L., Fleming, R.W., 1986. Economic losses and fatalities due to landslides. *Bull. Am. Assoc. Eng. Geol.* 23 (1), 11–28.
- Seeber, L., Gornitz, V., 1983. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics* 92 (4), 335–367.
- Shroder, J.F., 1998. Slope failure and denudation in the western Himalaya. *Geomorphology* 26, 81–105.
- Shroder, J.F., Bishop, M.P., 1998. Mass movement in the Himalaya: new insights and research directions. *Geomorphology* 26 (1–3), 13–35.
- Simonett, D.S., 1967. Landslide distribution and earthquakes in the Bewani and Torricelli Mountains, New Guinea. In: Jennings, J.N., Mabbutt, J.A. (Eds.), *Landform Studies from Australia and New Guinea*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 64–84.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2006. The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: implications of the saltation–abrasion incision model. *Geomorphology* 82 (1), 58–83.
- ten Brink, U.S., Geist, E.L., Andrews, B.D., 2006. Size distribution of submarine landslides and its implication to tsunami hazard in Puerto Rico. *Geophys. Res. Lett.* 33, L11307.
- Thouret, J.-C., 1983. Géodynamique des grands versants de l'Ankhu Khola, Rapport de mission G.RE.CO Himalaya Karakorum, Editions du CNRSNépal Central.
- Weidinger, J.T., 2006. Predesign, failure and displacement mechanisms of large rockslides in the Annapurna Himalayas, Nepal. *Eng. Geol.* 83 (1), 201–216.
- Weidinger, J.T., Schramm, J.-M., Surenian, R., 1996. On preparatory causal factors, initiating the prehistoric Tsergo Ri landslide (Langthang Himal, Nepal). *Tectonophysics* 260, 95–107.
- Whipp, D.M., Ehlers, T.A., Blythe, A.E., Huntington, K.W., Hodges, K.V., Burbank, D.W., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 2. Thermokinematic and thermochronometer age prediction model. *Tectonics* 26, TC 3003.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *J. Geophys. Res.* 107 (B2), 2039.
- Wieczorek, G.F., 1984. Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction. *Assoc. Eng. Geol. Bull.* 21 (3), 337–342.
- Zischinsky, U., 1966. On the deformation of high slopes. *Proc. 1st Conference International of the Society of Rock Mechanics, Lisbon*, 2, pp. 179–185.

Generation Landslide close the gap between 'em

-Alice Cooper

V.

Chapitre V. Dynamique d'un glissement de terrain au cours de la mousson

Résumé

La quantification des processus érosifs et du transport sédimentaire est primordiale pour la compréhension de l'évolution des paysages de montagne. Dans les vallées abruptes de l'Himalaya central, les glissements de terrain sont considérés comme le principal agent de l'érosion des pentes. Dans le bassin népalais de la Khudi Khola, un grand glissement est supposé avoir été la principale source des sédiments dans la rivière au cours des 46 dernières années. Cependant, l'évolution générale du glissement au cours du temps fournit peu d'indications sur la dynamique à court terme de l'érosion dans le bassin. Dans cette étude, nous présentons un suivi de l'activité quotidienne du glissement de Saituti et de la dynamique de la rivière pendant la période de mousson.

Le débit de la rivière a été séparé en une composante basse fréquence correspondant au débit de nappe et en une autre haute fréquence correspondant au débit de ruissellement. Il apparaît une contribution majeure de la nappe souterraine au débit total de la rivière.

Des mouvements continus sont mis en évidence au sein du glissement durant toute la période de mousson. Un découplage est toutefois observé entre la production de sédiments par glissement et son export vers le réseau de drainage. Un stockage temporaire est observé dans le glissement et à sa sortie. Les déplacements dans le glissement semblent contrôlés principalement par le niveau de la nappe alors que les concentrations dans la rivière sont liées au débit direct. La nappe est maintenue à un niveau suffisamment élevé pendant la saison, ce qui cause une déstabilisation des pentes. Cependant, l'export du sédiment nécessite un débit de ruissellement important.

Le flux annuel estimé de $6.6 \times 10^5 \text{ m}^3$ et le taux d'érosion correspondant de 4.7 mm/an sont en accord avec les volumes érodés estimés par l'analyse d'images satellites. Ces résultats suggèrent un transport efficace du sédiment, une fois transféré dans le chenal.

Ces données suggèrent un comportement transport-limited sur les pentes du glissement, où les sédiments sont produits en continu mais exportés seulement au cours d'événements pluvieux intenses. Le matériel est transporté efficacement jusqu'à la sortie du bassin par la rivière qui présente une dynamique supply-limited.

Dynamics of a landslide and sediment export in Central Himalaya

F. Gallo*, J. Lavé, R. Michel, G. Morin, C. France-Lanord

CRPG-CNRS, 15, rue N. D. des Pauvres, 54501 Vandoeuvre les Nancy (France)

in preparation for submission

Abstract

Quantifying the erosion processes and the sedimentary transport is of primary importance when trying to understand the evolution of mountainous landscapes. In the steep valleys of central Himalayas, landslides are considered to be the main process for hillslope erosion. In the Nepalese Khudi Khola catchment, a large landslide has been pointed as the main contributor for sediment in the river for the past 46 years. However, the global evolution of the landslide through time does not provide any clue about the short term dynamics of the catchment erosion. In this study, we present a survey of the daily activity of the Saituti landslide and of the river dynamics during the monsoon.

The river discharge was separated in a low-frequency baseflow component and an high-frequency direct one. The groundwater discharge appears to be the main contributor to the total flow.

Continuous displacements are highlighted within the landslide during the whole monsoon period, but a temporal decoupling is observed between the sediment production by sliding and its export to the river system. A temporary storage is observed within and at the bottom of the scar. The landslide displacements appears to be mainly controlled by the groundwater level, whereas the sediment concentration in the river depends more on the direct component. The groundwater is kept at a high level during the monsoon, inducing a continuous slope destabilisation. However, the export of the slid material to the river requires a high direct discharge.

The annual sediment flux of $6.6 \times 10^5 \text{ m}^3$ and the corresponding erosion rates of 4.7 mm/yr agree with the landslide-induced erosion rates estimated from satellite imagery. These results suggest an efficient transport of the sediment, once it has been transferred into the river channel.

This work suggests a transport-limited system on the landslide slopes, where sediment is produced continuously but exported during intense rainfall events. In the supply-limited river system, the material is transported efficiently to the outlet with a very limited internal storage.

1. Introduction

Mountainous landscapes are at the heart of a complex interactions system between tectonics, erosion and climate. The erosional processes, that tend to lower the continental Earth's surface, act through various forms such as river incision, glacial erosion or mass-wasting events. These processes have been often linked to tectonics (Burbank et al., 2003), to topography (Vance et al., 2003) and to climate (Dixon et al., 2009; Egholm et al., 2009). To better understand the impact of erosion on the evolution of mountain ranges and its implications, one has 1) to determine the rates of erosion and 2) to quantify the importance of each of these processes in the overall erosion.

Landslides have even been pointed as the major contributor to river sediment in unglaciated mountainous catchments (e.g. Hovius et al., 1997; Shroder, 1998; Shroder and Bishop, 1998) and as the most efficient process that permits rapid hillslope adjustment to channel incision. The catastrophic and hardly-predictable dynamics of landslides has encouraged authors to consider landslides from a risk management point of view and enhanced the development of predicting tools (e.g. Guzzetti et al., 1999; Dahal et al., 2008; Liu and Wu, 2008; Chang and Chiang, 2009). The effects of seismic or climatic events have been documented through multi-temporal landslides inventories and eroded volumes have been estimated (Chen et al., 2006; Guzzetti et al., 2009; Fiorucci et al., 2001; Ghosh et al., 2012). However, the question of how and when the eroded material is exported by the drainage system remains poorly investigated. Yet, this question is fundamental when trying to document erosional dynamics. Little intramountane storage in Southern Alps (Hovius et al., 1997) and rapid decay of sediment peaks in the Central Range rivers in Taiwan (Hovius et al., 2000) suggest an effective removal of most of the slid material, although this process may depend on the slope failure location. Nevertheless, internal storage of sediment in the channel can cause a delay between the landslide occurrence and its effect on the sediment yield. Pearce and Watson (1986) found that 50 to 75% of an earthquake-induced landslide debris in New Zealand was retaining in the catchment 50 years after the event. Sediment flux can be highly variable after large landslides, according to the export efficiency. Korup et al. (2004) highlighted changes in delivery rates of 10^5 - 10^6 m³/yr in both ways. Channel damming by landslide debris would cause an abrupt decrease in river discharge and sediment flux (Weidinger and Ibetsberger, 2000, Casagli et al., 2002) whereas dams breakings would deliver huge amounts of sediment to the system (King et al., 1989; Hancox et al., 1999). From a geomorphological point of view, the quantification of sediment flux is of primary importance when documenting short term erosion rates. Sediment load measurements have been widely used in order to quantify modern erosion in mountainous valleys. However, the

variability of erosional processes and sediment delivery has to be addressed when using sediment load estimates. The sediment production and export system has to be considered as a whole when documenting the evolution of mountainous landscapes.

In addition, landslides failures represent a major natural hazard for people and infrastructures in mountainous areas. However, the response of the fluvial system to this sediment production is also essential on a risk management aspect, because it controls the amount of debris that will eventually be brought to the river outlet, where the density of population can be higher than on the steep slopes that are prone to fail. The knowledge of sedimentary dynamics also has important consequences on human activities like hydroelectricity production, which is common in mountainous developing countries.

The central part of the Himalayas is characterised by an intense tectonic activity, balanced by an important erosion, leading to a high local relief and the production of steep, unstable slopes. These slopes are subject to heavy monsoon precipitations and are particularly predisposed to failure (e.g. Nadim et al., 2006; Dahal and Hasegawa, 2008). In-depth studies of these phenomena are necessary to improve risk-assessment in these regions (Dahal et al., 2008). Moreover, the sediment export has been documented on a large scale (Lupker et al., 2011; Andermann et al., 2012) but the effect of a single landslide on its catchment remains poorly understood.

In this work, we address the question of a large landslide dynamics during the monsoon and of its effect on a small basin through time. The aim of the study is to better apprehend the response of an active landslide to daily to seasonal variations in rainfall and estimate its impact on the sediment budget of the draining river.

We installed a survey package in the Khudi valley in central Nepal. Time-lapse cameras installed at the heart of the landslide shot pictures during the monsoon. This enabled us to estimate surface displacements within the scar. These moves were compared to rainfall and discharge data recorded continuously during the monsoon. The total sediment flux was estimated and the slope response and the export of sediment were then discussed with respect to groundwater and overland flows.

2. Study setting

2.1 Geological and geomorphologic setting

The Himalayas are the result of the collision between India and Eurasia initiated 50 Ma ago (Patriat and Achache, 1984). The range stretches 2500 km along a WNW-ESE axis, has the highest peaks on Earth and represents one of the steepest and most tectonically active

continental regions in the world. The area of our study, the Khudi Khola valley, is located in the central part of the Himalayan arc, to the southeast of the Annapurna massif in central Nepal (Fig. 1). This region of central Nepal is marked by a gradient of heavy precipitation, increasing from south to north with intense monsoon rainfalls peaking at >4 m/yr in the Annapurna region (Department of Hydrology and Meteorology) along the topographic step that separates the front of the High Himalaya (HH) from the Lesser Himalaya (LH). This area presents steep slopes, active micro-seismic activity along the High Himalaya southern front (Ni and Barazangi 1986; Pandey et al. 1995), with strong ground shaking events by major earthquakes ($M_w > 8$) probably every one hundred to one thousand years (Lave and Avouac 2000; Lave 2005). This tectonic and climatic setting induces some of the highest regional erosion rates in the Himalayas: the Narayani catchment that drains this central part Nepal, in which the Khudi Khola is located (Fig. 1), presents in fact the highest denudation rates of all the major Ganga tributaries, with an average rate of 1.7 ± 0.4 mm/yr (Lupker et al., 2012). Within this large catchment, the southern front of the High Himalayas is subjected to the highest erosion rates, roughly two times higher than the average value above: at crossing the high Himalaya denudation rates range between 2 to 5 whatever the considered time scale is (Lavé and Avouac, 2001; Garzanti et al., 2007; Godard et al., 2012; Blythe et al., 2007; Herman et al., 2010).

The Indian summer monsoon (ISM) influence determines a highly seasonal climate: a wet monsoon season from June to September, with up to 80% of the total rainfall occurring within this four months (Anders et al., 2006; Bookhagen and Burbank, 2006) and a dry season from September to May. This clear seasonality on the one hand and the intense erosional activity on the other, makes it a perfect place to study the effects of climate on erosional processes.

The Khudi Khola catchment represents a typical example of the southern front of the High Himalayan range. Over the 136 km² of its watershed, its elevation varies between 800m and 4950. Although Late Pleistocene glacial morphologies (Pratt-Sitaula et al. 2011) with small old glacial cirques present areas of shallow slopes in the extreme North and North West of the watershed, the valley is characterized by steep hillslope and a mean slope angle of 30.7°. The Main Central Thrust (MCT) crosses the Khudi basin in its southern region. It separates schists, black shales and marbles of the upper sequence of the Lesser Himalayan series in the south from quartzo-pelitic gneisses of the High Himalayan series (FI formation) in the North (Colchen et al., 1986).

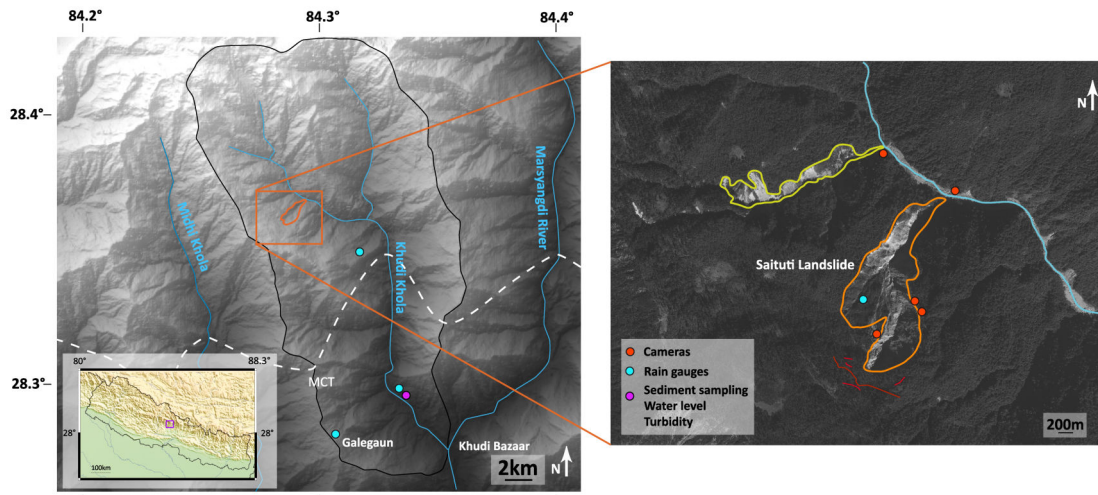


Figure 1 - Instrumentation in the Khudi Khola catchment, in southern Annapurnas, Nepal.

Heavy monsoon rainfall (3000-4000 mm/yr in Putkonen, 2004) combined with these steep slopes lead to very active erosion. Terrestrial cosmogenic nuclide-derived denudation rates over previous centuries (Niemi et al., 2005; Godard et al., 2012; Puchol, 2013) as well as suspended load flux measurements over a period of 5 years (Gabet et al., 2008) at the outlet of the Khudi catchment confirm the high erosional activity with rates between 2 and 3.5 mm/yr. This high erosional activity appears to have been prevalent during the Quaternary with a mean exhumation rate in the Khudi catchment of 2 to 4 mm/yr (Blythe et al., 2007; Whipp et al., 2007). Along with this sustained denudation, the Khudi valley is particularly well suited to document erosion dynamics of the southern front of the High Himalaya: the impact of anthropic activity in the catchment has remained limited to its southern and lowest regions, and its upper crests are presently not glaciated.

The Khudi Khola is characterised by steep gorges of 20 to 25 m of width that become twice wider on the last few kilometres before the confluence with the Marsyangdi River. The river bed is mainly composed of coarse sands associated with decimetre- to metre-size gneissic boulders. During the monsoon, field observations show a highly turbulent and sediment-laden water that can carry decimetre-size blocks by saltation, whereas small tributaries appear to carry clear water.

Since 2005-2006, a small power plant (4 MW) is installed in the lowest part of the watershed on the Khudi river. The water is taken at 940 m a.s.l. at the level of a small concrete dam and intake structure (fig. B1) and sent into a 1.5 m diameter pipe toward the powerhouse, 2 km further downstream. The intake structure is equipped with several gates. The gates (see details in

Appendix B) are operated by the personal of the hydropower company in order to modulate the discharge entering into the pipes and to prevent sedimentation in front of the intake by permitting efficient evacuation of the bedload during monsoon time. Finer sediment load (from small gravels and coarse sand to silt) is mostly trapped within desilting basins that are located in between the intake and the pipe upstream end. For operational reasons, the personal of the hydropower company record every hour both the water level by reading on a limnimeter located on a vertical wall of the structure at the level of a concrete weir, and the opening of the different gates. The presence of the intake structure offers the invaluable (in such setting) advantage to work with a fixed hydraulic section over the duration of our project, and the availability of the personal of the hydropower company permitted to get regular sediment sampling during monsoon time.

2.2 Recent landslide and erosional dynamics in the Khudi valley

Based on four years of rainfall, discharge and sediment monitoring, Gabet et al. (2004a) have proposed that physical erosion in this part of the Himalayas is presumably dominated by episodic mass wasting processes such as landslides and debris flows. Indeed, the observation of pulses of sediments in the river channel, is consistent with a landslide origin (Hovius et al., 2000) and the fluxes during the monsoon are partially correlated with both cumulative precipitation and instantaneous rainfall rate, suggesting the existence of rainfall thresholds for landslide triggering anywhere in the catchment.

Analysis of remote sensing images [Gallo et Lavé, *in press*], along with field excursions, show two main landslide areas in the Khudi valley. These active landslide areas are located along the western edge of the watershed at 2500 to 2900 m a.s.l., ~12 km upstream from the Khudi-Marsyandi confluence (Fig. 1). The northern slide (referred to here as the Phorne landslide) is composed of several adjacent rotational and translational slides covering, in total, an area of 0.15 km². The southern slide (Fig. 1b and 2), a rotational-type to composite landslide (referred to here as the Saituti landslide) has a 1 km long scar covering an area of 0.5 km². Besides these major landslide areas, the Khudi catchment present minor landslides or rock fall areas mostly located along the main river stem.

The Saituti landslide displays a variable, but sustained, activity since 1967 at least. Estimates of mobilised volumes and landslide-induced erosion rates pointed it as the probable major source for the sediment in the river for the last decades, with an average contribution to the watershed denudation rate of ~2.6 mm/yr for the last 46 years (Gallo and Lavé, *in press*). Because of its intense geomorphic activity, the Saituti slide was the focus of most of our field observation and automated monitoring.

The Saituti landslide zone can be divided into four areas (Fig. 1 and 2). The base appears as a dissected valley with steep, freshly eroded slopes including slowly sliding slices on its northern flank. A small stream cascades onto large blocks that occupy the bottom of the talweg down to the Khudi river. This incised valley connects two upper crown areas. The northern crown, with a SSW orientation, appears as a vast rotational slope with its main slid body partly incised and partly re-vegetated. Sizes of the trees growing on the collapsed debris of the scar suggest that this part of the landslide has not seen major activity for 10 to 20 years. In contrast, the southern crown presents recent stages of intense deformation and mass movements. Satellite imagery indicates that this branch has been carved and propagated southward mostly during the last 15 years (Gallo and Lavé, *in press*). The evolution of the southern landslide scar as well as of the northern flank occurs through irregular collapses of 5 to 50 m slices from edges and retrogressive failure of the slide. Most of the main slid bodies have been eroded and evacuated by the small stream that drains the talweg. The talweg is 80 to 100 m deep and the scarp, below the present southern crown, exhibits the steepest slopes (i.e. considerably steeper than the average inclination of the hillslope). Bedrock outcrops along the upper talweg show an alternation of biotite-rich and quartz-rich paragneisses. Even at a depth of 80 m below what could have been the original surface, the bedrock appears deeply weathered. In particular, the biotite-rich units seem to have lost most of their mechanical strength. The bedrock is also intensely fractured with inter-fracture distances of 5 to 50 cm. The fourth area, upstream from the two landslide crowns, corresponds to diffuse deformational activity along shallower slopes, associated with several recent scarps and open tension cracks that are sub-parallel to the crown, and that display the limits of the future collapsing slices.



Figure 2 - Pictures from the landslide, from the lower part, looking to SSW (left) and from the northern flank of the active zone, looking to NNE (right)

3. Methods

In order to monitor the landslide dynamics and the sediment export in the Khudi River catchment, a large number of instruments have been deployed in addition to sampling (see summary in Table 1) and field observations made during several field trips over a four years duration. The main aim of the instrumentation and records is to document the hydroclimatic (precipitation and river discharge) variables, to follow and to quantify the evolution and the movement of debris within an active landslide and to measure the sediment flux at the outlet of the watershed.

3.1 Hydroclimatic instrumentation

- **Rainfall**

Two to five fully automated rain gauges (HOBO RG3-M) have been installed in the catchment: the first gauge was installed in the SW presently inactive branch of the landslide deposit to record the rainfall in the landslide area; the other ones were rather installed in the southern part of the Khudi watershed at different elevation between 800m in the valley bottom at the Hydro Power station close to Khudi Bazaar (Fig. 1) and 2000m along the crest at the village of Galegaun (Khudi western crest on fig. 1). These gauges present a 0.2 mm resolution, and the data logger is limited to 14000 counts, i.e. a maximum 2.8m of cumulated precipitation, so that data record was incomplete during fall season at the remote Saituti station.

- **River discharge**

To estimate the discharge of the Khudi river during monsoon time, we had initially access two different types of data. First, the Department of Hydrology and Meteorology (DHM) of Nepal has been monitoring until the end of 2010 a weather and hydrologic station at Khudi Bazaar. At this station, water level was measured, usually three to four times per day between 1983 and 2010. Whereas rating curves were calibrated almost every year until 1995 and permit to translate water height into water discharge, subsequent records, i.e. after 1995, were devoid of any rating curve. Second, as mentioned in the previous section, since 2005-2006, the hydropower company is recording on an hourly basis the water surface elevation at the level of the weir structure that redirects water toward the intake pipe at low stage. Although this record is complete during monsoon time, the presence of a stationary wave in front of the wall where the limnimeter is installed lead to overestimate the water surface elevation during flooding event. In addition no rating curve had been measured or established by the hydropower company.

To circumvent the first problem and to complement the water surface record at higher recording frequency, an autonomous pressure gages (HOBO U20-001-01) was installed in May 2012 directly along the wall of the intake structure ~5m upstream the intake gates and the stationary wave (fig. B9). This gauge is immersed all over the year, except during upstream water diversion for repairs of the intake structure.

To establish a rating curve, we first tried several methods to measure water velocity with floaters or directly the discharge with conductivity method having poured 50kg of salt a few hundred meters upstream. However, because of rapidly varied and highly turbulent velocity conditions, and incomplete water mixing or inappropriate method respectively, both methods provided error bars larger than 50% and results were considered as useless. In a second approach, considering that the concrete weir structure might represent a standard section, we developed a simplified hydrodynamic modelling approach to calculate a rating curve (see full details in Appendix B). A detailed topography of the channel and banks in the intake area was introduced in 1-D HEC-RAS model (Brunner, 1995), and distinct discharge values were entered to compute water surface elevation and build the rating curve at the intake section. Because of the concrete weir configuration that imposes a transition from subcritical to supercritical and mostly controls head loss, the different tested values of the rugosity coefficients were found of very little influence on the final rating curve, giving us confidence in it. The total discharge calculation was finally obtained by adding, to this discharge spilling over the weir, the water flows that go through the gates at the intake structure (upper intake gates and undersluice gate) (fig. B8).

The final validity of our calculations was cross checked according to four independent constrains: the total discharge value must be similar just before and after the opening of a gate has been modified, despite distinct water surface elevation in front of the intake; the water flux going through the intake gates toward the pipe must satisfy the recorded electric power produced at the powerhouse; assuming that DHM discharge have been correctly measured at Khudi Bazaar stream gauge, the annual discharge, the mean baseflow monsoon discharge and the low stage discharge are expected to fall within the range of values measured between 1983 and 1995; and finally the annual water flux must roughly equal the total yearly precipitation falling over the watershed minus the mean yearly evapotranspiration (Lambert and Chitrakar, 1989).

In 2012, the pressure gauge record taken every 10' was converted into water surface elevation after correction for atmospheric pressure changes, and then converted into discharge value using the procedure described above. For the 2010 monsoon, the pressure data were not available because of the loss of the gauge due to plucking of gauge support or because of channel modifications. The discharge was then estimated from the Power House company limnometric

records of the water level after an empirical correction (using 2012 and 2013 pressure gauge records) for the bias induced by the stationary wave (see details in Appendix B).

- Baseflow separation

Rainfall-induced landslides are supposed to be triggered because of an important infiltration that creates a positive pore pressure in the ground. To address the effects of the variations of the groundwater table on slope stability, one needs information about this groundwater level that is difficult to collect in remote and non-gauged catchments. In such environments, baseflow and run-off discharges can be using either a hydrologic model coupled to the rainfall record (e.g., Todini, 1996) or may be estimated from the total discharge data, using empirical or physically based filters (Frohlich et al., 1994; Wittenberg, 1999; Furey and Gupta, 2001). Despite the first approach is more adequate to unravel local values of the direct runoff close to the landslide for example, we chose the second and more integrative approach, partly because we had no rainfall record at Saituti in 2011. For that we opted for the physically based filter proposed by Furey and Gupta (2001), mainly because of its physical meaning during an entire discharge event, whereas most filter only rely on a recession curve calibration. This filter is based on a mass balance equation between water input (rain) and output (evapotranspiration, overland flow and baseflow). The different parameters of this mass balance equation are calibrated from rainfall and discharge data collected in the given watershed.

Using this filter, the baseflow from a basin at a time j is expressed as

$$Q_{B,j} = (1 - \gamma)Q_{B,j-1} + \gamma(c_3/c_1)(Y_{B,j-d-1} - Q_{B,j-d-1})$$

where $(1 - \gamma)$ is the recession constant of the basin, (c_3/c_1) is the ratio of recharge and overland flow constants, $Y_{B,j}$ the total discharge at a time j and d the delay between the overland part and the groundwater one of a discharge event (set to 0 in our case). The run-off discharge can then be obtained as the difference between total discharge and baseflow.

The coefficient of each of these processes in the whole hydrodynamical model were computed from data collected in 1989, 1992 and 1993 by the Nepalese Department of Hydrology and Meteorology (DHM). For the Khudi Khola watershed, we obtained:

$$1 - \gamma = 0.96$$

$$c_1 = 0.09$$

$$c_3 = 0.53$$

The baseflow separation was computed from the total discharge using these parameters on a 6h-timestep.

3.2 Measurements of displacements and geomorphic changes in the landslide area

Two to five time-lapse cameras have been placed on the edges of the landslide scar and at the mouth of the small streams draining from the two main landslide areas. These cameras (model Reconyx "Hyperfire HC500" taking 1920x1080 pixels colour images) were set up in automatic time-lapse triggering in order to take one picture every thirty minutes during daytime. Battery autonomy enables leaving them in theory during a full year without visiting the cameras sites.

Because the landslide area is densely vegetated, the only points for looking at the landslide are located along the landslide crown, i.e. at places susceptible to collapse. The first two years we indeed lost part or totality of camera record of one camera because of the edge collapse. But there were no other options than accepting to lose cameras. The cameras were installed along the southern branch of the landslide, i.e. along the most active part of the landslide. In order to get a broad view of the landslide changes and also details on some parts, one camera was located at the middle of the landslide and looking at the SE flank (Fig. 1 and 3) and two other ones along the SE edge looking at the upper crown, the talweg and part of the NW active flank.

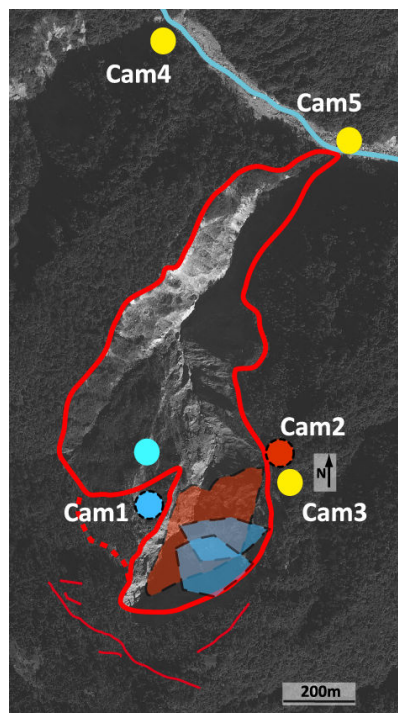


Figure 3 - Landslide zones monitored by Cam 1 (blue) and 2 (red). The northern blue zone corresponds to the Cam1 angle in 2010, the southern one to its angle since 2011.

During cloudy days, i.e. most of the time during monsoon, a dense cloud cover is stuck against the Khudi topography between around 2000 and 3000 m, so that the Saituti landslide stays at the middle of a dense fog. For that reason, there might be some days with a total absence of picture with sufficient visibility, and a drastic selection of the ~50 pictures was necessary during monsoon to keep the pictures with the fullest visibility. In addition, in order to elaborate a movie of the daily changes in the landslide, this selection was restrained according to three criteria. The pictures had to present: a minimal mist or rain drop on the lens, a light relatively similar to the previous day picture to avoid differences of image colours, a hour close to the previous day picture to avoid differences of shadow orientation.

The visualisation of the movies (see video documents in attached CD-ROM) evidenced a few rapid movements of rocks and debris, talweg carving or filling but also large portion of debris talus or collapsed slices that slowly move or creep downward during the monsoon. To quantitatively document those daily displacements at the heart of the landslide, we performed an image correlation analysis.

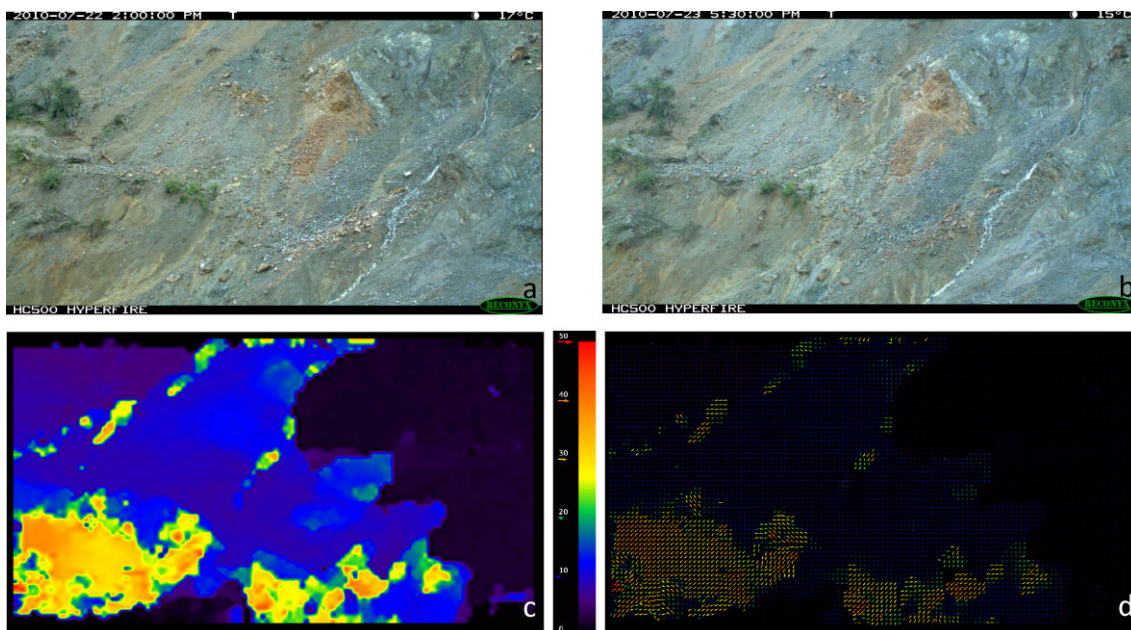


Figure 4 - Example of a pair of selected images for November 22-23, 2010 (a and b) and results of the PIV-iteration on ImageJ software, represented as magnitude of displacements (c) and individual vectors (d)

This correlation was computed by using PIV (Particle Imagery Velocity) plug-in for ImageJ software. The correlation method works as follow: a pair of images is scanned through an interrogation window. At each step, the part of the first image under the interrogation window is

compared with the second one and a displacement vector is computed. If the displacement is too important, the first scanned part will not be present in the second window and vector cannot be obtained. To avoid such errors, the interrogation window is always compared against a larger searching window, so that the first interrogation window will be found on the second image.

Three iterations are realised with windows sizes decreasing. The smaller the interrogation window is, the more difficult it is to compute coherent displacement vectors. For the second and third round, the previous iteration result is used to determine a correlation peak ρ between the two rounds (Fig. 4). A threshold can be put to filter the vectors that are not consistent with the previous iteration result.

Vectors are corrected in order to take into account for focal distance. This correction is based on a local digital elevation model that was built from ground control points (see Appendix A for more details). The corrected vectors are then projected on the line of steepest slope. Vector values that display a correlation peak lower than a 0.6 threshold were removed from the displacement estimate. Four mean displacement values (corrected vectors, corrected vectors with $\rho > 0.6$, projected vectors, projected vectors with $\rho > 0.6$), in m/d, are then computed for the pair of pictures. In a few cases, during highly cloudy periods when no picture was valid, measurements were averaged on several days.

3.3 Sediment concentration and flux

- At the intake structure, a sediment sampling is done every morning and water stage, turbidity and conductivity have been recorded continuously during the monsoon of 2012.
- Daily measurements were done in 2012 and 2013, in order to document hourly evolution of the load during floods and to collect samples at different depth in order to investigate a possible grain size vertical gradient.

- Turbidity

Turbidity is the cloudiness of the water caused by solid particles. It can be translated into sediment concentration using the following relationship

$$\varphi = \alpha_{D50} C$$

	2010	2011	2012	2013
Water level	Recording frequency during monsoon time			
DHM Khudi Bazaar	1 p.d. @ 8AM			
Intake limnimeter	1h	1h	1h	1h
Probi pressure gauge	10'			
Intake pressure gauge			10'	10'
Rainfall	Recording date			
Saituti gauge	15-05/15-11	NO	01-05/ 30-08	15-05/15-11
Powerhouse gauge		15-05/ 15-11	01-05/ 15-11	
Galegaon gauge			01-05/ 15-11	15-05/ 15-11
Probi gauge				15-05/27-07
Intake gauge				15-05/15-11
Suspended sediment	Recording date & recording frequency during monsoon time			
Sampling (daily @ 8am)	15-06/ 10-10		15-06/ 10-10	
Turbidity-meter (2 min)			25-07/ 09-09	15-05/ 15-11
Camera survey	Recording date (O = in operation; F = fallen tree; FL = fallen tree & camera lost ; B = Battery end of life)			
Cam 1 (SE flank)	15-05/10-11	01-01/31-12	01-01/21-08 (B)	01-01/30-08 (B)
Cam 2 (south talweg)	FL	15-05/31-12	01-01/31-12	01-01/31-12
Cam 3 (NW flank)		15-05/28-07 (F)	01-01/31-12	01-01/30-06 (B)
Cam 4 (confluence of the S landslide stream)			15-05/31-12	01-01/30-08 (B)
Cam 5 (confluence of the N landslide stream)			15-05/31-12	01-01/31-12

Table 1 - Hydrologic, rainfall, sediment, landslide monitoring and erosion record summary

with a α of 95.47 for an average D50 of 254 μm . This mean D50 value and the corresponding α coefficient were obtained from granulometric measurements of river sediment samples taken in 2012. The methods and results of the calibration process are detailed in appendix A.

Turbidity data are only available for a 46 days periods in August and September 2012. The annual sediment flux was estimated by extrapolating the 46 days-flux to the whole monsoon.

4. Results

4.1 Total discharge estimates and baseflow separation

River discharge was calculated from water level measurements. The figure 5 shows the total discharge and its two components, the baseflow (in blue) and the direct discharge (in green). On a 10 min-step, the 2012 discharge displays a minimal value of less than $3\text{m}^3/\text{s}$ and maxima at more than $80\text{m}^3/\text{s}$ during July and August largest events. A few peaks even reach more than $100\text{m}^3/\text{s}$. The mean discharge on a 6 h-step (the step that was used for the baseflow separation) was found to vary between 3 and $50\text{m}^3/\text{s}$, with peaks above $80\text{m}^3/\text{s}$. In detail, the discharge starts to rise from $3\text{m}^3/\text{s}$ at the middle of June to reach a mean value close to $30\text{m}^3/\text{s}$ in July and August. It then starts to decrease to reach its lower value 30 to 40 days after the end of rainfall events.

These values, in particular the flood peaks, are higher than those estimated by the DHM from the 1983-1995 period, but this gap is supposed to be due to the measurements method. Our estimates highlight daily variations in the discharge value: on average, the discharge is maximal between 9pm and 12am and minimal during the day. A similar behaviour is observed when considering the whole set of data or the mid-June to mid-September discharge (Fig. 6). The water level was recorded only three times during daytime by the DHM whereas our data are estimated from continuous water stage measurements.

In addition, the cumulated annual water flux was found $\sim 10\%$ lower than the total annual precipitation falling over the watershed minus the mean annual evapotranspiration (Lambert and Chitrakar, 1989). Our discharge data can therefore hardly overestimate real discharge values.

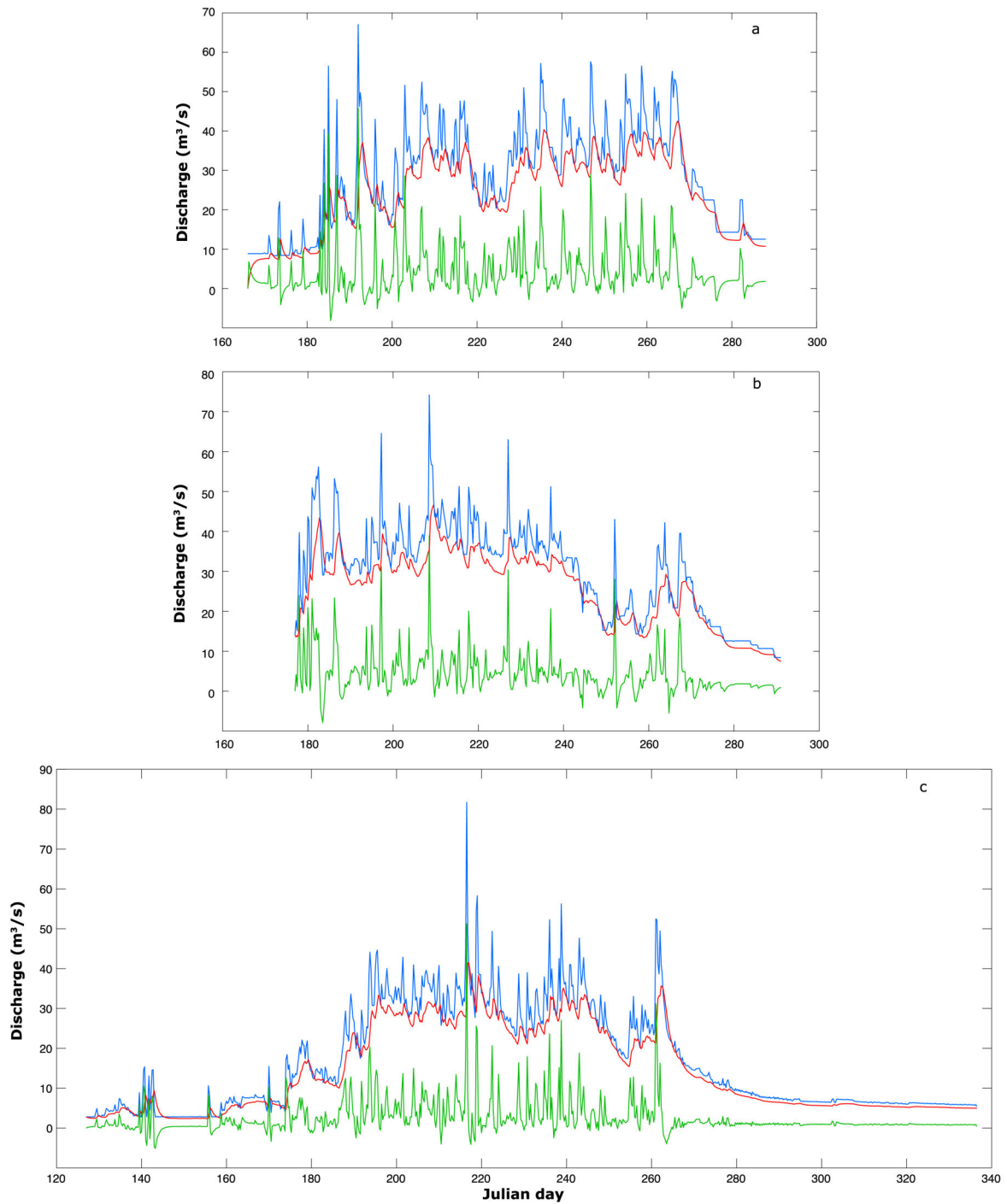


Figure 5 - Total discharge (blue), baseflow (red) and direct discharge (green) estimated for the 2010 (a), 2011(b) and 2012 (c) monsoons. The baseflow appears to be the main contributor to the river discharge.

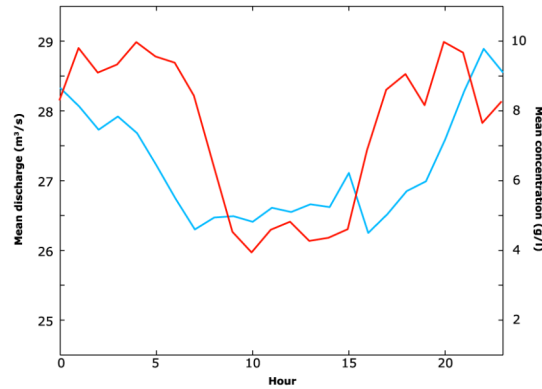


Figure 6 - Daily evolution of the mean discharge (blue) and the mean concentration (red) during the monsoon. The maximum values can be observed during the night, from 9pm to 12am.

The filter-estimated baseflow appears to be close to the total discharge data, which suggests a major contribution of groundwater to the total flow of the watershed. From June to September 2012, the average flows for the river and the groundwater part were found to be respectively 23.9 and 20.4 m³/s, the baseflow representing about 85% of the total discharge. Andermann et al. (2012) estimated the groundwater contributed for 68% to the discharge of the Narayani River, in which flows the Khudi Khola, via the Marsyandi River. Our estimation is slightly higher but also highlights a major groundwater contribution to the system. The direct, overland flow accounts only for a small part to the total monsoon flow in the Khudi river but its contribution can be major (up to 77%) during short-time events, mostly during rising parts of high-frequency rainfall events.

The performances of the filter can be assessed by an excess baseflow criterion that represents the percentage of baseflow estimates that exceed total flow (which is theoretically impossible). This criteria was found to be 10.75%, which is comparable with previous applications of the filter in the Flint River basin in Georgia, U.S.A (Furey and Gupta, 2001). This error is attributed to the poor accuracy and representativeness of rainfall data used to calibrate the parameter c_1 , hence the c_3/c_1 ratio. Moreover, it has been suggested (Furey and Gupta, 2001) that this c_3/c_1 ratio should be treated as a time-dependent quantity, depending in particular on the rainfall intensity.

4.2 Turbidity and sediment flux

In 2012, the turbidity measurements are used as a continuous proxy record for the sediment concentration in the river. As observed by Gabet et al. (2004a) in the Khudi Khola, the sediment concentration signal displays a pulsatory behaviour (Fig. 7), consistent with the idea of a landsliding source for sediment (Hovius et al., 2000). The concentration can increase/decrease by one order of magnitude in only two hours. The highest concentration was found to be more than 100g/l and a minimum value of 2 to 3 g/l is observed during the record period. The mean concentration is around 9 g/l. As the product of concentration and discharge, an estimated sediment flux derived from the discharge data presented further is found to vary from 5×10^2 to more than 3.3×10^4 m³/day. The mean flux is around 530 m³/h and the highest hourly flux was found to be close to 5×10^3 m³/h.

The turbidity is dependant on the particles concentration but also on the sediment grain size. As no continuous granulometric records were available for the measurements period (except for the daily 8am sediment sample), the translation from turbidity to concentration was calibrated on a mean D50 of 254 μ m derived from granulometric measurements on suspended sediment sample. The grain size-dependency on the turbidity-concentration was found to decrease with increasing D50 and is less strong for the range of particle sizes that we are dealing with (see Appendix A for more details). Nevertheless, it should be noted that episodic and limited supply of fine material from the river banks can strongly influence the turbidity measurements during a limited time. For this reason, the concentration and sediment flux were averaged on a 6- to 24-hour time step in the rest of the work.

The location of the sensor and the sediment sampler should also be noticed. First of all, the devices are installed on a ramp on the Intake wall (Fig. A1). This correspond to a quiet zone on the river transect, shielded by the upstream banks morphology. Moreover, the higher flow velocities and sediment flux are usually observed at the centre of a river channel (Lupker et al., 2011). Finally, the location of the sensor relatively to the bottom of the water column seems to be variable during the monsoon, due to carving and accumulation on the riverbed. A shift in the mean concentration was highlighted between surface and depth samples (Fig. A1). The sediment concentration increasing through the water column, from top to bottom, the representativeness of the turbidity data on the entire column can then be difficult to estimate.

For all these reasons, sediment flux at the outlet of the Khudi Khola should be taken cautiously. Despite these approximations, the temporal correlation between high flux and high discharge events let us assume that the measurements are still a good proxy for documenting the relative variations of sediment flux during the monsoon.

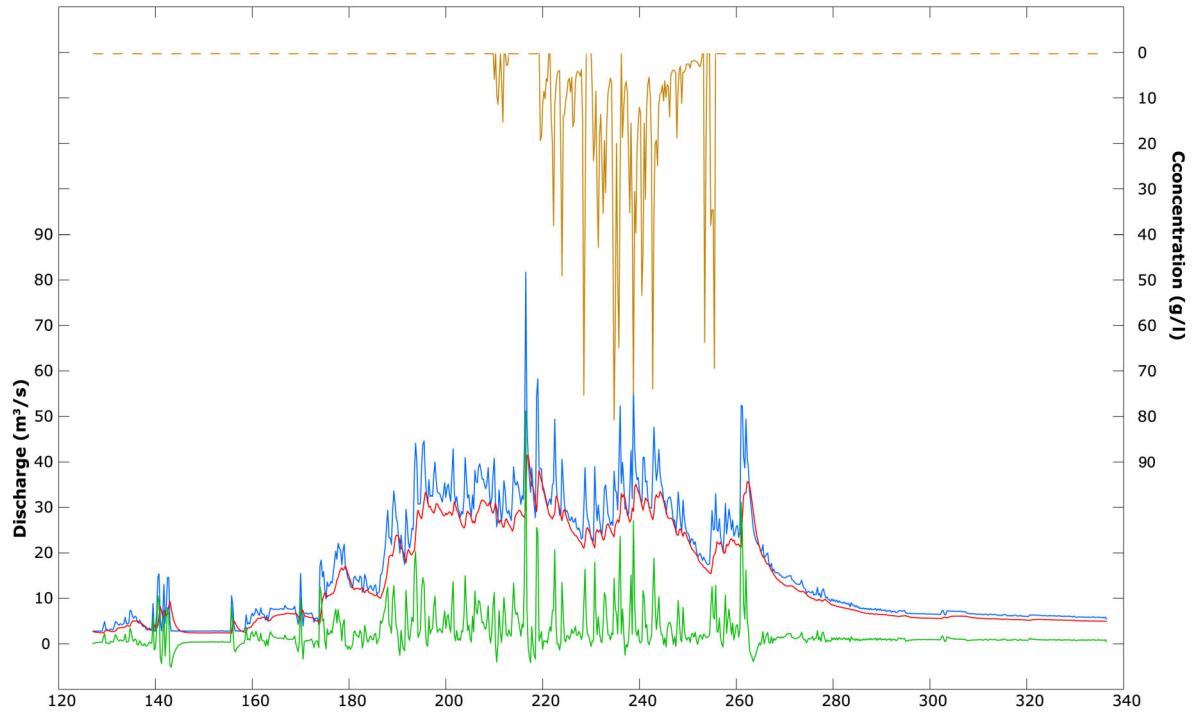


Figure 7 - 6h-averaged discharge and turbidity-derived sediment concentration in the river in 2012. The concentration peaks temporally matches with high flow events.

4.3 Landslide displacements

Field observations and first analysis of the movies highlight complex erosional dynamics within the landslide. Discrete crown collapses that were highlighted through satellite images (Gallo and Lavé, *in press*) were observed on the large-view camera 3. The 20 000 m³ collapse that has been estimated on November 2012 satellite images is visible at the top of the crown on June, 3rd. Moreover, the southern flank where the camera 3 has been installed in May progressively felt down during the first two weeks of August 2011. This slice then stabilised 10 m below and seems stable since.

The two others cameras that have been installed on the edges of the scar caught the internal dynamics of the landslide. The production and the evacuation of sediment in the slide occur through various processes. Continuous creeping is observed on the landslide slopes from the beginning of the monsoon season. Among those creeping moves, shallow episodic collapses and falls of decimetre- to metre-size blocks are also visible on the slopes.

At the same time than the beginning of the creeping moves, an ephemeral stream appears in the talweg. Indeed, this stream occasionally washes the debris that are continuously brought from the slopes to the talweg, keeping the talweg morphology similar from one year to another. Direct

field observations of such flushes indicate that sands and metre-size boulders are efficiently exported.

4.3.1 Landslide initiation and cessation

A first analysis of daily pictures showed continuous creeping and collapsing moves from the beginning of the monsoon to the end: once the landslide is destabilised, it keeps on sliding even if no rainfall occurs during a few days. However, we did observe a cumulated rainfall threshold beyond which the moves are initiated and do not stop before the end of the monsoon. This threshold is different for each camera: in 2011 and 2012, the cumulated rainfall required to initiate moves that were caught by Cam2 was found to be 200-250 mm lower than the threshold for Cam1, located 150 m higher (Fig. 8). For each camera, a shifting of the "moving zone" was observed at the beginning of the monsoon, the upper limit of the area affected by creeping going upper everyday until the whole landslide was moving. The opposite process was observed at the end of the monsoon, the cessation of moves caught by Cam2 occurred around 30 days after the one on Cam1. Moreover, the displacements keep on going for a few weeks after the monsoon rain stops, especially in October and November 2010.

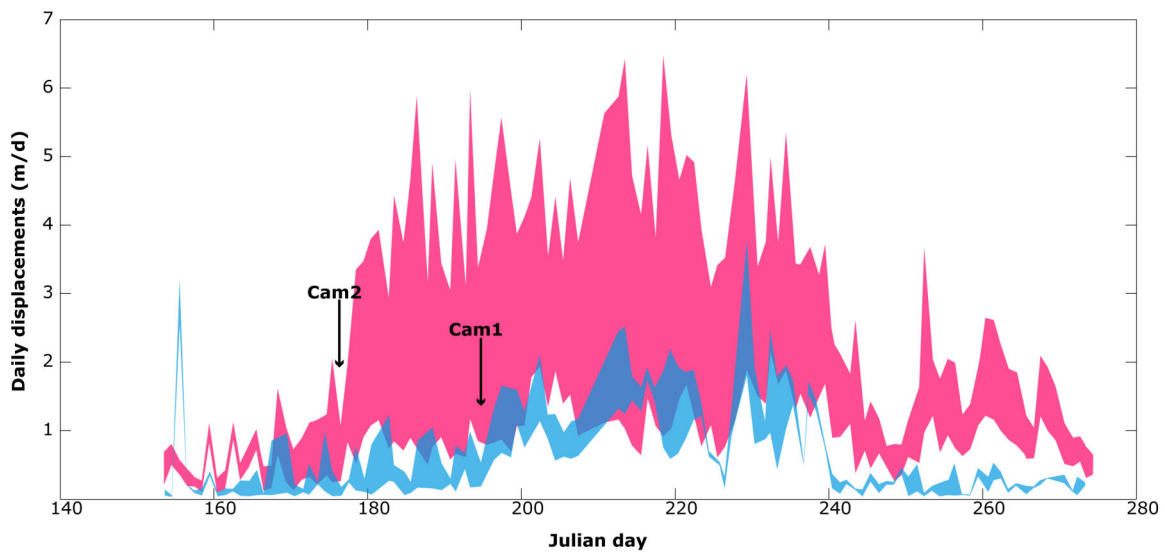


Figure 8 - Displacements caught by Cam1 and Cam2 in 2011. The rise of the displacements vectors on Cam1 occurs 10 days after Cam2, which corresponds to a 200 mm gap in the cumulated rainfall records.

4.3.2 Daily displacements, rainfall and discharge

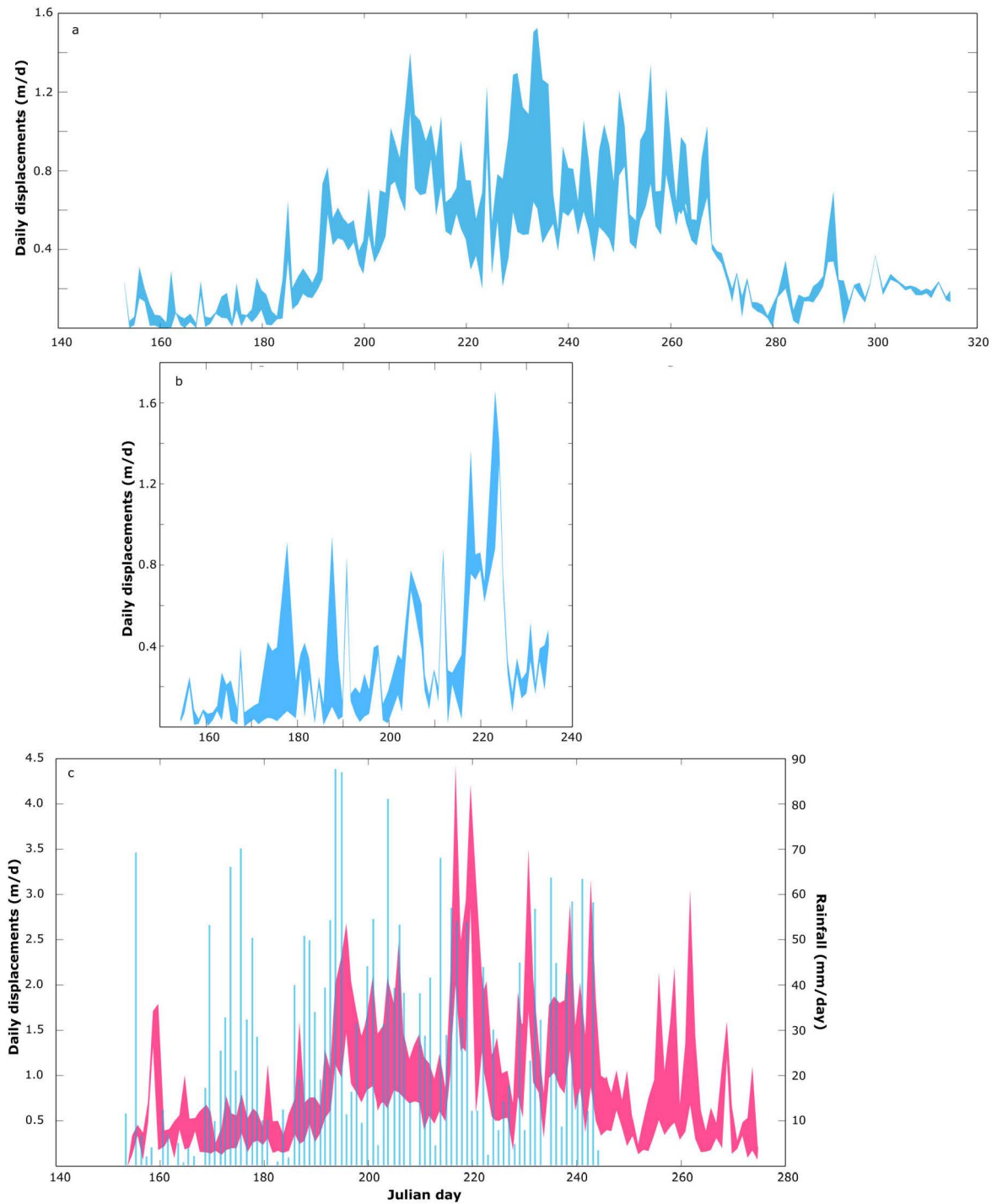


Figure 9 - Daily displacements caught by Cam 1 in 2010 (a) and 2012 (b) and by Cam2 in 2012 (c). The rainfall records highlight a temporal matching between the daily activity of the landslide and the rain intensity

Daily surface displacements computed from pictures correlation are highly variable, going from 0 to 3 m/day during the 2010 to 2012 monsoons. As shown in figure 9c, the variations in the landslide activity temporally match with daily rainfall peaks, even if no daily threshold was highlighted. An increase in the mean base displacement level is observed during the first weeks of the monsoon. Despite large variations, sustained daily displacements are observed during the rest of the monsoon

4.3.3 Talweg filling and sediment storage

The observation of cameras highlights creeping moves that continuously bring sediment from slopes to the talweg zone at the centre of the landslide. The relative level of this talweg (on Camera 2), as well as the level of the streambed at the landslide mouth (on Camera 5) strongly varies during the monsoon. Periods of slow deposition in the talweg alternate with abrupt carving. At the landslide mouth, the evolution is more erratic, deposition and carving being separated by relatively stable periods (Fig. 10).

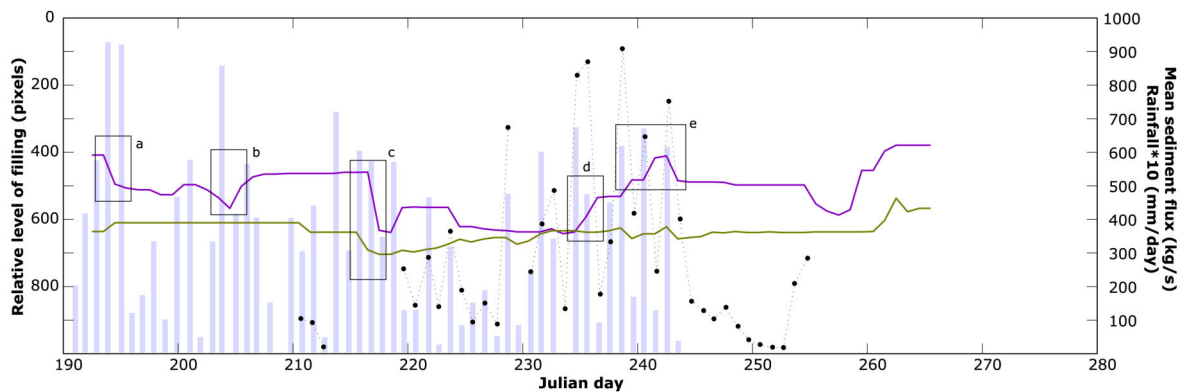


Figure 10 - Talweg evolution at the heart of the landslide (Cam2, green line) and at the landslide outlet (Cam5, purple line). Major changes in the landslide debris transport correspond to intense rainfall events and to high sediment flux in the river. Nevertheless, rainfall events can cause either flushes or accumulation in the landslide talweg.

The main changes in the level of filling seem to be closely linked to the rainfall intensity, but no systematic can be highlighted. Intense rainfall events can correspond to abrupt carving episodes, (zooms a, b and c) but also to important deposition events, especially at the landslide outlet (zooms d and e). The evolution of the level of filling can be either similar (zoom c) or

opposite (zoom d) on both cameras, the flushing of the talweg matching with debris accumulation at the outlet.

The daily-averaged sediment flux at the Khudi Khola outlet temporally matches with the rainfall peaks. However, the link with the level of filling is less straightforward. High sediment flux can either correspond to flushes (day 224) or to accumulation at the landslide mouth (day 225-226 and 228). Nevertheless, the mobilisation of landslide debris within the landslide or their export to the river system seems to be linked to rainfall variations.

5. Discussion

5.1 Landslide dynamics and baseflow

Field observations, satellite images and cameras record indicate a catena of processes in the landslide. First the collapse of slices along the upper edge and crown of the landslide occurs along pre-opened fractures in the hillslope. These fractures, when orientated perpendicular to the local slope, tend to intercept part of the water running in the small ephemeral streams and probably send at depth this water permitting a rapid water table response to rainfall event in the landslide vicinity. If the collapsed slices in the southern crown have been usually evacuated at the end of the monsoon because of the steep slope, the slices that collapse along the lateral flanks tend to slide down to the talweg much more slowly at velocity of the order of 1m per year. Then final debris evacuation is probably made by flash or short duration floods. Because most slides collapses occurred before camera set up (mostly between 2007 and 2010) or in areas outside the cameras view angles (like the 300-m-long slide along the lower NW edge in 2012), it is not possible to document triggering conditions with the hydroclimatic variables. Similarly, but for a distinct reason, i.e. the short duration of the floods in the talweg combined to low visibility conditions during high rainfall, it was not possible to get real-time information and to observe sediment and large debris evacuation in the talweg. For these reasons, our discussion on the landslide processes will be focused on the debris movements in the talus and along the flanks by continuous debris and slices creeping.

According to the cameras record, the daily displacements peaks in the landslide flanks temporally coincide with intense rainfall events. However, no clear relationship was found between the displacements magnitude and the rainfall intensity (Fig. 11c). The landslide displays a continuous internal activity during the monsoon, despite high daily rainfall variability. Moreover, the landslide activity displays an inertia of moves at the end of the monsoon that could be linked to a groundwater discharge effect.

Plotting the daily-averaged baseflow estimates with the displacements data first highlights a rough positive trend (Fig. 11a and 11b). The higher the baseflow is, the more active the landslide is. On this rough trend, an upper and a lower limit to displacements with respect to baseflow can be observed. In other words, for a given baseflow, we can estimate a range of surface displacements. The corollary is that a minimal baseflow is required to have a certain amount of surface moves. As the run-off discharge follows the rainfall events, it is not surprising that no trend was observable between the landslide activity and the run-off.

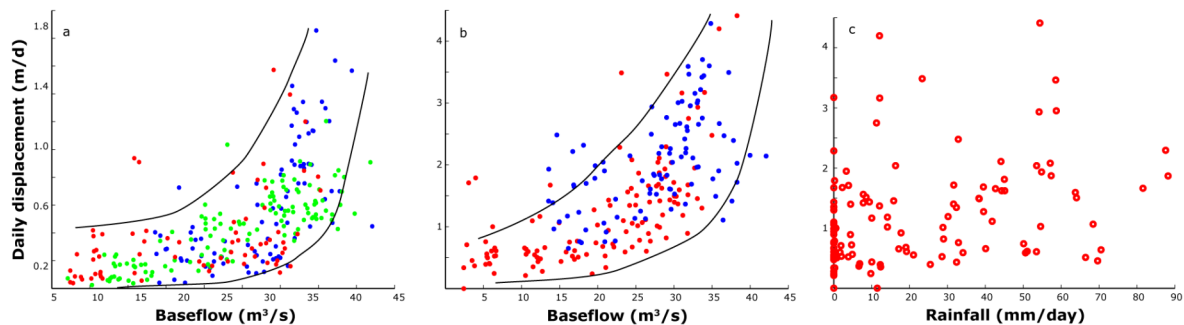


Figure 11 - Daily displacements on Cam 1 (a) and Cam2 (b) controlled by the baseflow. An increase in the landslide activity is visible beyond 20 to 25 m³/s. No quantitative relationship is visible between the daily displacements and the rain intensity (c), despite the temporal matching on Fig 9c (Cam2 displacements in 2012)

The baseflow is generally considered in hydrogeologic models as an integrative function of the local topographic slope (in mountain area a proxy for downstream pressure gradient along the water table) and of soil/fractured bedrock transmissivity (e.g. Beven and Kirby, 1979). Transmissivity is in turn usually considered as depending on soil/bedrock porosity and on water table height: the higher the water table is, the larger the water flux is. Even if different increasing relationship between water table height and transmissivity (see for a review Beven, 1997, or Ambroise et al., 1996) have been proposed, all of them intrinsically states that for fixed slope and porosity conditions, the baseflow is directly linked to the water table height. In our case, even if the relation is probably not linear, the changes in baseflow can be directly interpreted in terms of change in mean elevation of the water table at the watershed scale. Because the watershed is of limited size and daily precipitation were found relatively homogeneous, we assume that baseflow change provide a good first order picture of the fluctuation of the local water table and of the water pore pressure in the Saituti landslide area.

These results suggest a major influence of the groundwater level in the internal dynamics of the landslide. The monsoonal rise of the baseflow and its stabilisation around

30 m³/s indicates a sustained high groundwater level that explains the continuous displacements within the landslide during the season. The few days-long dry period in the monsoon are not long enough to efficiently unload the groundwater reservoir. Indeed, the required time for groundwater recession at the end of the monsoon is around 30 days. The groundwater table is hold at a sufficient level to keep on affecting the slope instability during the whole season.

These results and the "hyperbolic-shape" of the displacements-baseflow relationship are similar to those obtained by Malet et al. on the Super-Sauze earthflow in France (2002). Based on GPS and extensometric measurements one the one hand, and on rainfall and water pressure records on the other hand, they highlighted a clear relationship between pore water pressure (PWP) and flow velocity. In this context, an acceleration of the flow can be observed once a critical PWP is reached, due to groundwater loading. A threshold curve of flow velocity can be estimated, depending on this water pressure. Despite a different and less accurate approach, mainly due to the remote situation of the catchment and to its intense activity, the Saituti landslide and the Super-Sauze earthflow hydrodynamical behaviours are strikingly similar in such different environments. Such likeness may encourage the use of hydrodynamical survey and modelling for slope hazards management.

5.2 Sediment export to the river system

The pulsatory nature of the sediment signal suggests a landslide origin (Hovius et al., 2000). However, the landslide that is suspected to be the main source for this material displays a continuous activity during the season that seems hardly compatible with the temporal signature of the sediment concentration.

On the other hand, the deposition/carving cycles in the talweg and at the exit of Saituti landslide suggest a temporal storage of the slid sediment and an irregular export into the river system. The partial correlation of the relative level of filling and of sediment flux with rainfall and the temporal signature of the sediment concentration suggest a control by high frequency processes. The plot on figures 12a and 12b highlight a positive trend between the daily direct discharge or the rainfall and the export of sediment in the drainage network. In others words, a high direct discharge component is required to bring large amounts of sediment into the river.

The observation of continuous daily displacements during the monsoon was is in contradiction with the daily rainfall thresholds suggested by Gabet et al. (2004a) for landslide triggering. However, a similar sediment signal was observed in the river during the 2012 monsoon. These

peaks were supposed to be due to the triggering of episodic landslides somewhere in the catchment. Actually, these thresholds would actually be closer to a direct discharge threshold for sediment export than a landslide triggering threshold.

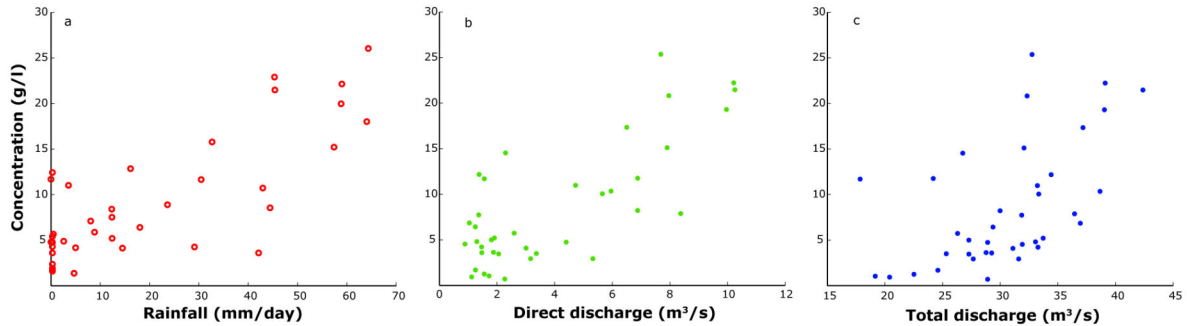


Figure 12 - Turbidity-derived concentration and rainfall (a), direct discharge (b) and total discharge (c) during the 2012 monsoon. Despite scattering, a linear relationship is visible between sediment concentration and direct discharge or rainfall. This relationship is less straightforward when considering the total discharge, low sediment concentrations occurring during high discharge events, up to 35 m³/s.

Based also on the observation that most of the Khudi tributaries outside the Saituti and Phorne landslides area carry almost clear water even during monsoon large rainfall events, we strongly suspect that high particles concentrations in the Khudi river are mostly the result of a high overland flow in the ephemeral streams that drain the talweg of these two landslides. In addition, within the Saituti landslide, the production of sediment on the edges and flanks, and their export into the Khudi river would be temporally decoupled and controlled by different hydroclimatic components: the water table height and the direct runoff respectively.

Once the water table has reached a given level, sediments are continuously transported on the landslide flanks until the end of the monsoon. This material is temporarily stored within the landslide zone, in the talweg or in the lowest areas of the slide. The system is then purged by the intense rainfall events that induce a high direct discharge in the ephemeral streams draining the talweg and also in the Khudi river.

Andermann et al. (2012) suggested that, at the scale of large drainage basins, the very high monsoonal precipitation intensity and frequency produces important direct discharge and thus provides large amount of hillslope material to the river. This material is then directly exported out of the drainage system due to an important river transport capacity. In their Himalayan erosion cycle, they suggest that the hillslopes can be considered as a transport-limited system whereas the rivers are supply-limited. A similar behaviour is observed at the

scale of the small Khudi Khola watershed, the sediment being produced on the slopes by continuous creeping, at the heart of a landslide and occasional collapses of its scar. An efficient export by the river can occur only if the direct discharge is sufficient to transport the sediment from the slopes toes to the main river channel.

5.3 Annual flux and denudation rates

From the concentration estimates and the river discharge, the total amount of exported sediment during the 35-days survey is estimated to $1.0_{-0.6/+0.7} \times 10^6$ t, representing a volume of $3.7_{-2.1/+2.5} \times 10^5$ m³. Extrapolating these values on a whole monsoon result in a total export of around $1.7_{-0.9/+1.1} \times 10^6$ t or $6.6_{-3.7/+4.4} \times 10^5$ m³, corresponding to an average equivalent erosion rate of $4.7_{-2.6/+3.1}$ mm/yr. In 2012, from the concentration/turbidity estimates and the river discharge, the total amount of exported sediment during the 35-days survey is estimated to $1.0_{-0.6/+0.7} \times 10^6$ t, representing a volume of $3.7_{-2.1/+2.5} \times 10^5$ m³. Extrapolating these values on a whole monsoon result in a total export of around $1.7_{-0.9/+1.1} \times 10^6$ t or $6.6_{-3.7/+4.4} \times 10^5$ m³, corresponding to an average equivalent erosion rate of $4.7_{-2.6/+3.1}$ mm/yr.

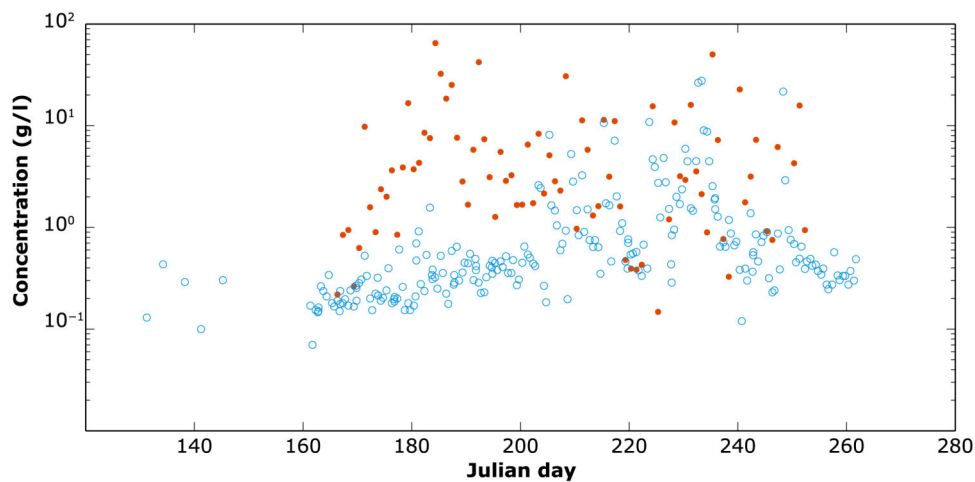


Figure 13 - Surface samples taken in 2002 (blue) and 2010 (red). A large discrepancy is visible, especially for the low concentrations of the beginning of the monsoon (day 160 to 200).

For the year 2010, in absence of turbidity measurements, we can only rely on daily sampling of suspended load taken close to the water surface at the intake structure. We have calculated different fitting relationships between sediment concentration and total discharge, direct runoff, or daily precipitation. Despite large scattering in these empirical calibration, their

use to integrate an average sediment flux provide relative stable results, around $8.5 \pm 2 \times 10^5$ m³/yr. Accounting for a two fold difference between depth and surface sampling (i.e. by adding an extra 50% to the estimated flux above) and assuming a linear concentration gradient toward river bottom, we estimated an average equivalent erosion rate of 9.5 ± 3 mm/yr.

These results appear to be 2 to 4 times higher than previous results (Gabet et al., 2008). This difference could be partly due to the sampling method: in 2012 the concentration can be estimated continuously through the whole observation period, whereas Gabet et al. (2004a) measured sediment load only three times during daytime. We already saw that a majority of the main discharge and sediment events occur during the night (see section IV.1).

Nevertheless, a comparison of surface samples concentration taken during daytime in 2002 and 2010 shows large discrepancies (Fig. 13). This increase in sediment concentration could be linked to the landslide recent erosional dynamics. When looking at estimates of eroded volumes and mobilisation rates obtained from satellite images (Gallo and Lavé, *in press*), we observe that the annual retrogressive failure of the landslide scar by crown collapses do not correspond to high sediment flux in the river (Fig. 14). During the 4 years monitoring by Gabet et al., (2004a, 2008), the 2001 high mobilisation rate actually corresponds to the lower sediment load-derived erosion rates. These rates are found to be much higher for the 2000, 2002, 2003 and 2004 monsoons, where no landslide activity was observable from remote sensing imagery. The export of the sediment produced by the important slices collapses that cause the propagation of the scar area could be delayed, which could explained the 2002 to 2004 high flux. An example of such non-exported collapse is the 2011 slice that moved 10 m down before stabilising, which let us take our camera back. (see also on fig. 2b the 300m long slice that collapsed and slides over >50 m in the lower NW flank in 2012).

The intense activity and scar propagation observed from 2007 to 2010 could have resulted in a supply of destabilised material on the slopes, this material being progressively exported by slow creeping and talweg flushes during the last few years.

The annual sediment flux appears to be in the same order of magnitude than the average volume of sediment produced by the landslide during the past decade (Gallo and Lavé, *in press*) and than the flux estimated by previous works in the same catchment (Gabet et al., 2008). When available, sediment flux estimates indicates an efficient transfer of slid volumes out of the catchment. Indeed, the high discharges observed in the Khudi Khola suggest an sufficient transport capacity to efficiently export the sediment produced in the Saituti landslide. These observations, along with a low storage volume observed on the field, suggest a limited storage time in the main river bed of a few years at most.

Nevertheless, a potential delay between intense phases of slopes destabilisation and sediment export out of the landslide has to be considered when computing erosion rates from sediment load measurements in such landslide-dominated catchments. As already proposed (Hovius et al., 2000), in such environments, erosion rates should be computed from both sediment load measurements and hillslopes mass-wasting estimates.

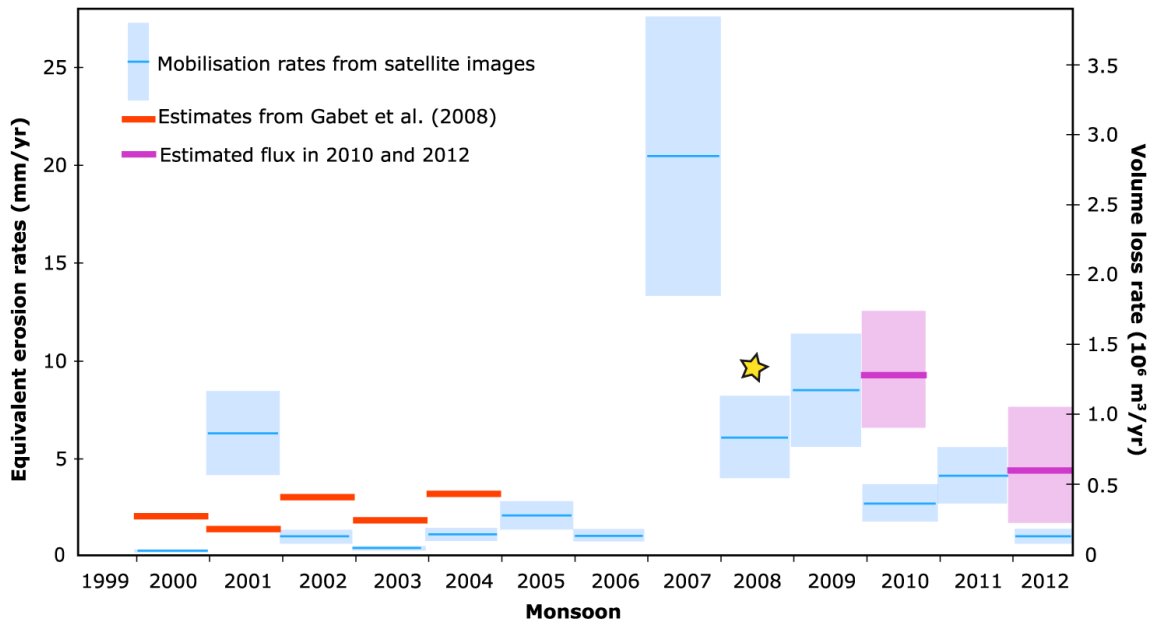


Figure 14 - Mobilisation rates derived from satellite images and sediment load erosion rates from Gabet (2000-2004) and from our annual flux (2012). If the rates are still in the same order of magnitude, sediment flux does not agree with the annual variations of the landslide propagation. The yellow star indicates the high flow that covers the Power House facilities over 50 cm of sediments.

6. Conclusion

In the Khudi Khola catchment, a large landslide that has been active for the last 46 years is suspected to be the main source for the high sediment concentration in the river. During the 2010 to 2012 monsoons, a whole survey package let us monitor the landslide and the sediment export dynamics during the monsoon. The river discharge was computed from water stage measurements and baseflow and direct discharge component were estimated. From daily pictures taken at the heart of the structure, we highlighted a continuous surface activity within the Saituti landslide during the monsoon, with highly variable displacements going from a few

cm/day to 3 m/day. This activity seems to be mainly controlled by the groundwater level that is kept high enough to keep on destabilising the slopes during the whole monsoon.

The sediment export displays a different temporal signature, compared to the landslide displacements. We highlighted a positive trend between the sediment concentration at the watershed outlet and the direct runoff. If the high groundwater level induces continuous sliding on the slope, the transfer of the produced material into the river system is dependant on the surface flow.

The total annual sediment flux has also been determined and corresponds to an erosion rate of 4.7 mm/yr. This estimation agrees well with the volume of sediment that is expected to be produced in the landslide, based on the past decade landslide evolution.

Finally, the erosion and transport dynamics in the Khudi Khola catchment is similar to the cycle at the scale of Nepalese major drainage basins. The hillslopes, as the source for sediment, can be considered to be triggered- to transport-limited, with an intense landsliding activity enabled by a high groundwater level. The river is supply-limited and exports efficiently the important amounts of material brought from the hillslopes.

Appendix A: Concentration estimates from turbidity data

General procedure:

Turbidity represents the cloudiness of water caused by suspended particles. In the Khudi Khola, we measured water turbidity from July-28 to September-11, 2012.

These measurements are made by a nephelometer that analyses the scattering of a light beam by suspended particles. The results are then given in NTU (Nephelometric Turbidity Units) To obtain useful data such as sediment concentration, in g/l, a local calibration has to be conducted.

Sediment samples are taken each day during the monsoon by an automatic device located at the same spot than the nephelometer. Among those samples, six are selected, that are representative from the whole grain sizes range. Turbidity data are then calibrated from those six samples.

The sediment are suspended in centrifuge with a speed of the helix of 700 rd/min. The turbidity is then measured during two minutes. Indeed, no significant change is observed beyond this duration. As we know the sediment concentration that we suspend, a relationship between the measured turbidity and the concentration can be obtained.

It appears (Fig. A1) that the linear relationship between turbidity and concentration is clearly dependent on the sample D50, i.e. the grain size. Nevertheless, for each grain size, this relationship can be expressed as (with the D50 expressed in μm):

$$\varphi = \alpha_{D50} \cdot C$$

with

$$\alpha_{D50} = 76000 \cdot D50^{-1.73}$$

Moreover, the turbidity dependency on grain size appears to decrease with increasing values of D50. Beyond 250 μm , the α coefficient stabilises around its lower value.

The mean D50 value for the 2012 monsoon is found to be $254 \pm 90 \mu\text{m}$. For this value, we have $\alpha = 52.51$. The turbidity measurements can be converted into concentration data by using this coefficient.

Nevertheless, a control of this calibration can be done: each sediment sample was dried and weighted. From these concentration measurements, we can estimate a theoretical turbidity that should have been recorded at the sampling time.

The figure A2 displays the comparison between the measured turbidity and the theoretical concentration-derived turbidity. A 0.55 factor is observed between both data sets. The turbidity-derived data seem to over-estimate the actual concentration by almost a factor of 2. This discrepancy could be explained by the fact that the nephelometer window was partially obstructed by rust during the monsoon and was cleaned before the calibration. For this reason, the calibration was corrected by the 0.55 factor and the mean D50 relationship is found to be:

$$\varphi = 95.74C$$

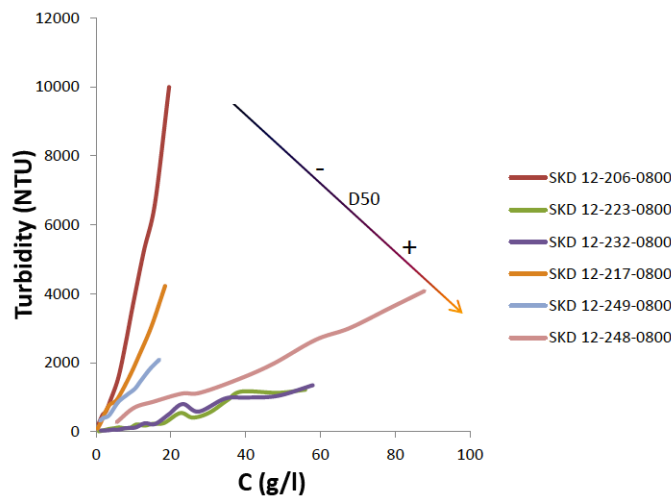


Figure A1 - Turbidity-concentration linear relationship obtained from the calibration process. The relationship is strongly dependent on the sediment grain size.

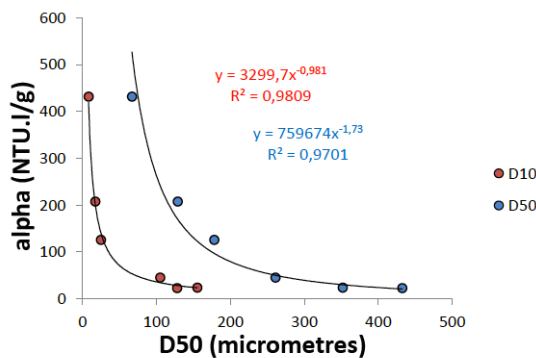


Figure A2 - Evolution of the alpha coefficient with increasing D50. The dependency to D50 decreases rapidly for material characterised by a D50 coarser than 250 μm .

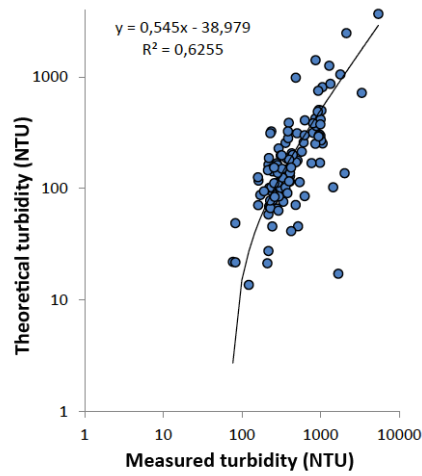


Figure A3 - Theoretical turbidity derived from concentration measurements and corresponding measured turbidity. The relationship is biased of a factor of 0.55, probably because of a rust deposit at the nephelometer window. The alpha coefficient was corrected for this bias in our turbidity data.

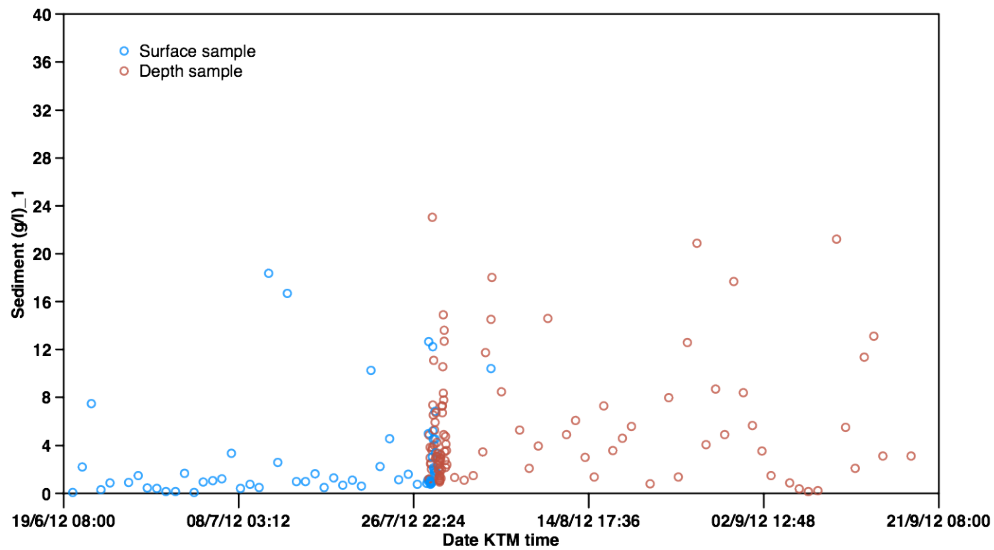


Figure A4 - Effect of the sampling depth on the samples concentration. Depth sampling increases the concentration by a factor of 2 to 3.

Appendix B: Discharge estimate

General considerations:

To estimate the discharge of Khudi river during monsoon time, we had access to different types of data.

* First, the DHM was monitoring until the end of 2010 a weather and hydrologic station at Khudi Bazaar. At this station, water level was measured, usually three to four times per day between 1983 and 2010. Whereas rating curves were calibrated almost every year until 1995 and permit to translate water height into water discharge, subsequent records, i.e. after 1995, were devoid of any rating curve. To estimate rating curves and discharge in Khudi Bazaar from 1995 to 2010, we hypothesized that the section is roughly keeping a similar geometry and that rating curve $Q(t) = k(h(t) - h_0(y))^\alpha$. In addition of the weather station shutdown after 2010, it was essential for us to access additional stream discharge data because most peak flows occur during night time, whereas stage reading were operated by DHM during day time (between 8 AM and 4PM).

* Since 2005-2006, a small power plant (4 MW) is installed in the lowest part of the watershed on the Khudi river. The water is taken at ~940m a.s.l. at the level of a small concrete dam and intake structure (fig. S1) and sent into a 1.5m diameter pipe toward the powerhouse, 2km further downstream. The intake structure is equipped with several gates (fig. S2): two intake gates are located just below the weir level and operated by the personal of the hydropower company in order to modulate the discharge entering into the pipes, and the second gate, a boulder undersluice gate located just below the two previous gates, is operated in order to prevent boulder sedimentation in front of the intake by permitting efficient evacuation of the bedload during monsoon time (see the close concrete channel downstream the undersluice gate on fig. S2b). For operational reasons, the personal of the hydropower company record every hour both the opening/closing of the different gates and the water level by reading on a limnimeter located on a vertical wall of the structure at the level of a concrete weir, and 2m downstream the intake gates.

* To complement the records from the powerplant company, we have also installed several pressure gages (HOBO U20-001-01). Two were installed in 2010: one inside a rocky outcrop, 100m below the intake, 15cm above the water level at low stage, and the second one in the middle gorge of the Khudi river below Probi, inside the rocky cliff 20cm above the water level. The first one was lost due to plucking of a meter size piece of the bedrock in which it was inserted, whereas the second one was almost lost for similar reason (plucking was limited to rock pieces of 10cm) and provided complex results due to significant erosion of the channel

section during monsoon. To circumvent these difficulties (plucking, loss and for channel section modifications), in May 2012 a pressure gage was installed directly along the wall of the intake structure ~5m upstream the intake gates (fig. S9), and was immersed all over the year. The intake concrete structure might appear as an ideal site for water height measurements in such rapidly evolving channel setting. However, the presence of the gates (intake gates and undersluice gate) brings additional difficulties since water level in front of the intake was found to depend quite strongly on the gates opening at low and medium flow (fig. S3). The method to fully constrain the discharge from water elevation as recorded by the pressure gage is documented below in several steps:

1. The pressure recorded by the datalogger HOB0 every 10' is converted into water depth by subtracting the atmospheric pressure (fig. S3). This latter one is derived from the hourly record at Patna station (in the Ganga plain in India) and extrapolated to intake elevation.

2. We computed a theoretical rating curve (fig. S7), i.e. the relation between water stage and discharge (in absence of any water influx into the intake and undersluice gates) at the river section where the pressure gage is installed, using HEC-RAS model (1D hydraulic model).

3. For any water depth, we calculate the corresponding discharge by adding the flow over the weir using above rating curve, and the flows that go through the gates at the intake structure (upper intake gates and undersluice gate) (fig. S8).

4. We controlled the validity of our calculations according to three independent constraints:

- the total discharge value must be similar just before and after the opening of a gate has been modified. Except during flood event with obvious rapid change of discharge, the opening of a gate modifies the relative amplitude of the flow components (above the weir and through the gates), but does not modify the total discharge.

- the water flux going through the intake gates toward the pipe must satisfy the recorded electric power produced at the powerhouse knowing that during full operation the pipe absorbs a water flux of 4.9 m³/s for a 4 MW production.

- assuming that DHM rating curves have been correctly established at Khudi Bazaar stream gauge, and given the annual cyclic activity of the monsoon climate in Himalaya, the annual discharge, the mean background monsoon discharge and the low stage discharge are expected to fall within the range of values measured between 1983 and 1995.

- the total discharge integrated of the year must roughly equal the total yearly precipitation falling upstream minus the mean yearly evapotranspiration.

HEC-RAS modelling and rating curve at the weir

To be able to perform hydraulic modelling of the channel around the intake structure, it was first necessary to dispose of the topography of the site. Such topography of the channel and banks in the intake area was obtained from a survey with a total station survey, and then build with a geomodeller (under ArcGIS). It has to be noted that some parts, like steep banks and the deep part of the channels were not surveyed and have been inferred from pictures and observations.

After digitizing the channel topography in a set of sections over a channel distance of 400m (fig. S4), we attributed a priori values of the rugosity coefficient to boulderly floored channel parts and concrete-floored sections. We conducted several tests with HEC-RAS model using different values of the rugosity coefficients both for the boulders and the concrete parts and using different topography (fig. S5 and S6). The second set of topography was mostly motivated by the discovery of Shrestha and Phuyal's report on the intake experimental design that gave us a more detailed view on the channel bottom geometry just upstream of the intake structure and close to the undersluice gate. It turns out that the presence of the concrete weir imposes a transition from subcritical (upstream the weir and the intake wall) to supercritical (below the weir along the concrete ramp) which mostly controls head loss and the hydraulics of this anthropized segment of the Khudi. In this setting, the choice of the exact channel depth above the weir and of the rugosity along this segment has almost no influence on HEC-RAS modelling of the water surface elevation just upstream of the weir and in particular at the section where the stream gage is installed. In conclusion, the rating curve (fig. S6) between discharge and water elevation along the intake wall is robust according to HEC-RAS modelling, and after fitting by a power law can be well approximated by the relation

$$Q = 31.9(h - h_0)^{1.84} \quad (A.1)$$

with h the water surface elevation, Q the discharge in cms, and $h_0 = 915.75$ m the elevation of the weir in its central part.

Water flux escape through the intake and undersluice gates

Above modelling was performed assuming that the gates within the intake wall are closed. To compute the water flux escaping through these gates when they are partially or fully open, we used standard relationships for hydraulic gates. At high flow through the gate, we assume that the downstream part is not submerged but freely flowing. This assumption is always verified for the Boulder undersluice gate but might be erroneous for the two intake gates (we did not checked or measured it). For free flowing, the discharge writes

$$Q = CWO\sqrt{2gH} \quad (A2)$$

with C a flow coefficient with typical values ranging from 0.5 to 0.7 and taken here after calibration at 0.7, W the width of the gate (and equals to 1.25m for the two upper intake gates and 1.7m for the undersluice gate), O the opening of the gate (which reach at maximum opening 1m for the two upper intake gates and 1.5m for the undersluice gate), and H the upstream energy head above the gate bottom (which is according to HEC-RAS modelling not very different from h , the water depth down the gate bottom.). At low flow, above relation was modified for the upper intake gates into

$$Q = CWH\sqrt{2gH} \quad (A3)$$

with C a flow coefficient with typical values ranging around 0.7 for broadly to flat base.

Discharge estimate at the intake in 2010 and 2011.

The pressure logger HOB0 has been installed only in May 2012, so that we can rely only on the power company record of the water stage reading on the limnimetric scale. We have therefore first compared the hourly stage reading and the pressure gage record for the monsoon 2012 and 2013: if we except the post-monsoon period, during which there is no difference made between 0 and 30cm of water depth on top of the weir structure, and a few anomalous values, there is generally a good correspondence of the timing and relative amplitude of the flood peaks between the two independent records. However, we found a strong deviation from the 1:1 relationship, with the water surface elevation above the pressure gage being equals to only ~50% of the water depth read on the limnimeter (fig. S9). This apparent paradox is due to a stationary wave that forms during flood at the corner of the intake structure (see picture of fig. 9), just in front of the limnimeter scale. In contrast instead of having an absence of damaging flood above modelling was performed assuming that the gates within the intake wall are closed. To compute the water flux escaping through these gates when they are partially or fully open, we used standard relationships for hydraulic gates. At high flow through the gate, we assume that the downstream



Figure B1: Intake setting constituted by a vertical wall on the Khudi left bank, a concrete weir and ramp and a boulder evacuation channel down to the base of the ramp. Top left pictures were taken from below the structure and offer a view on the Khudi river before (Shrestha and Phuyal, 2006) and after intake dam completion. The

top right picture is taken from above during monsoonal flooded time, and bottom panorama was taken at low stage and shows the unflooded concrete ramp since all Khudi flow ($\sim 5 \text{ m}^3/\text{s}$) is absorbed by the intake gates at the base of the shaded wall and sent to the powerplant.



Figure B2: Experimental pre-design of the intake setting (Shrestha and Phuyal, 2006) that display the present gate setting within the intake wall: two upper intake gate and, below them, an undersluice gate at the end of a bed load hopper wall. Right picture = view of the boulder evacuation channel just downstream the boulder undersluice gate.

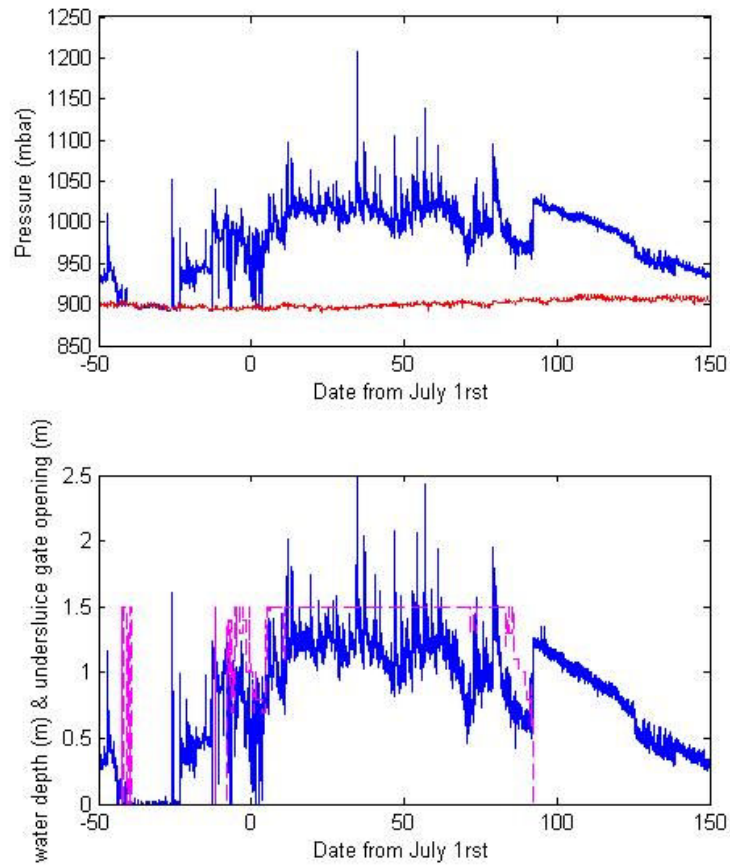


Figure B3: Atmospheric pressure (red line) extrapolated from Patna station used to convert the pressure recorded by the HOBO logger into water depth (below). The record (dashed purple curve) of the boulder undersluice gate opening (full opening = 1.5m) or closing (= 0m) is also presented to illustrate how the closing of this gate (see day 90 after July first) influence the water depth by provoking a rise of the water surface by 60cm.

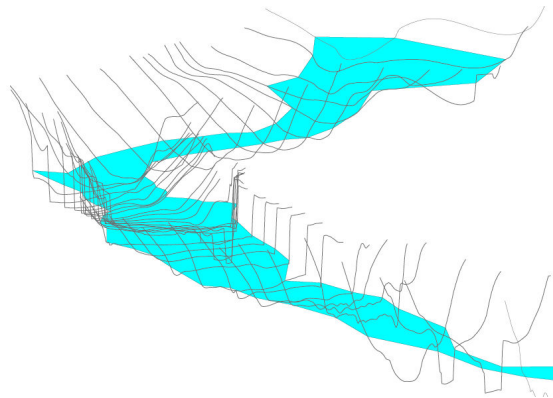


Figure B4: Perspective view of the channel sections derived from the channel topography and used in HEC-RAS modelling

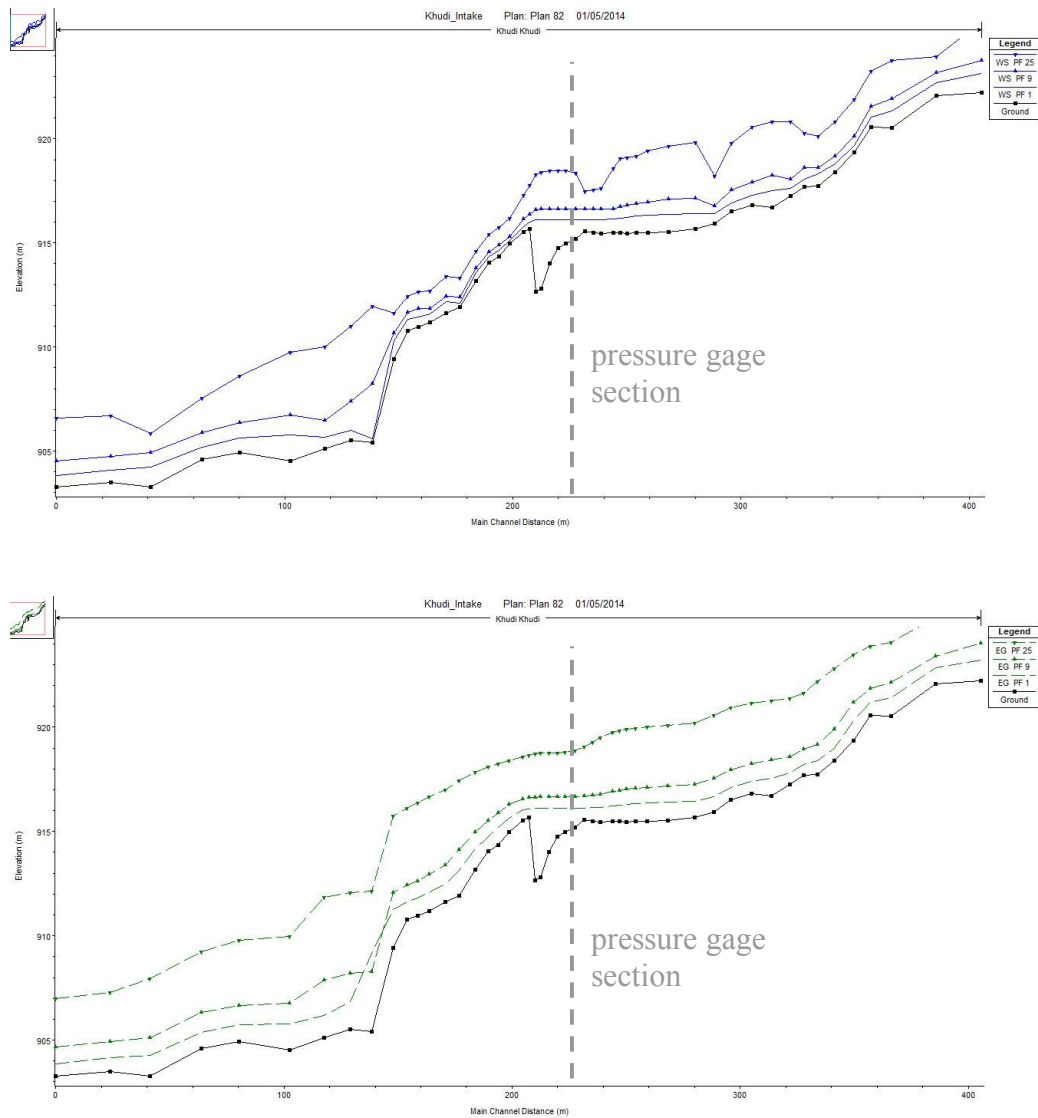


Figure B5: Profiles of channel and water depth (top) and energy head (bottom) for HEC-RAS modelling at three different flow values ($5 \text{ m}^3/\text{s}$ = low flow stage ; $25 \text{ m}^3/\text{s}$ = base flow stage during monsoon ; $200 \text{ m}^3/\text{s}$ = high flood values)

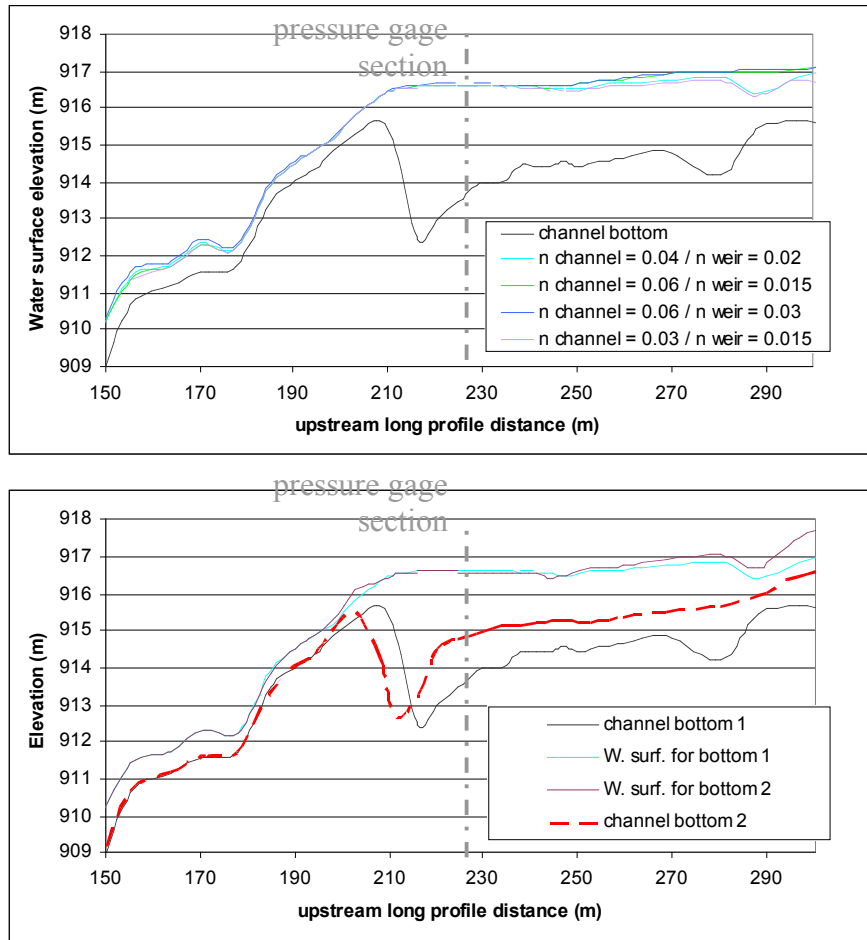


Figure B6: (a) Elevation of the water surface at $Q=25 \text{ m}^3/\text{s}$ for different values of the rugosity coefficient, n , for the weir and the concrete ramp downstream the weir, and for the natural channel outside the intake structures. (b) Elevation of the water surface at $Q=25 \text{ m}^3/\text{s}$ for two different topographies of the channel bottom upstream of the intake, where the topographic survey was not possible due to deep water or steep banks.

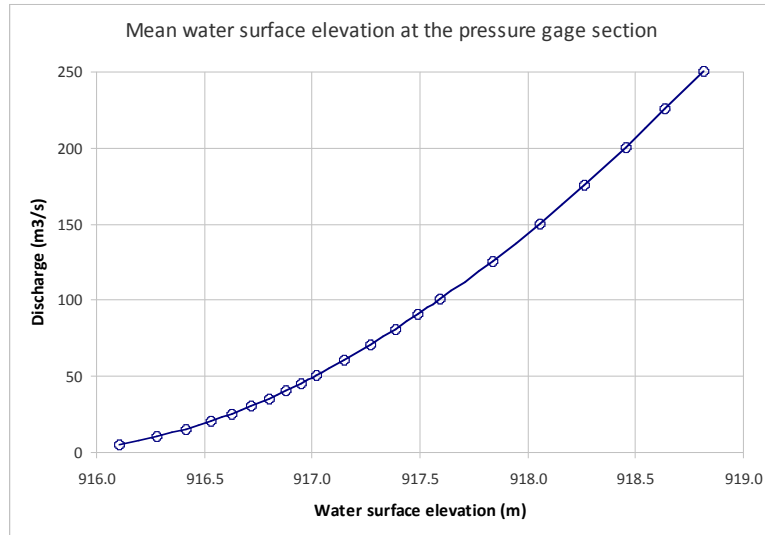


Figure B7: Rating curve between water surface elevation and discharge as defined from 1-D modeling with HEC-RAS for different values of the discharge. The rating curve is well approximated ($R^2 > 0.99$) by a power law $Q = 31.9(h - h_0)^{1.84}$ with h the water surface elevation, Q the discharge in cms, and $h_0 = 915.75$ the elevation of the weir in its central part.

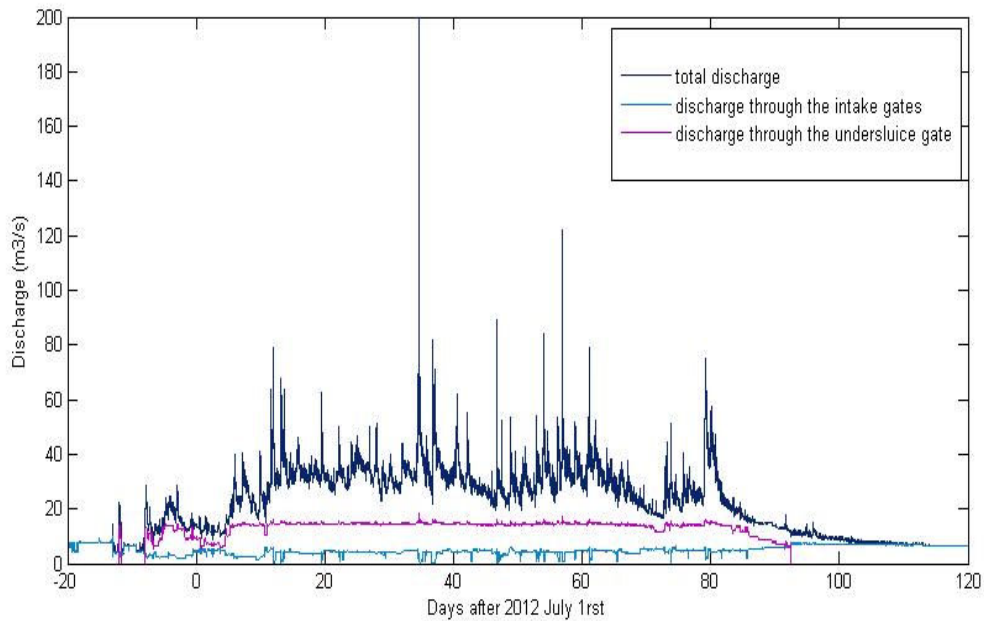


Figure B8: Total discharge and components of the flow going through the different gates.

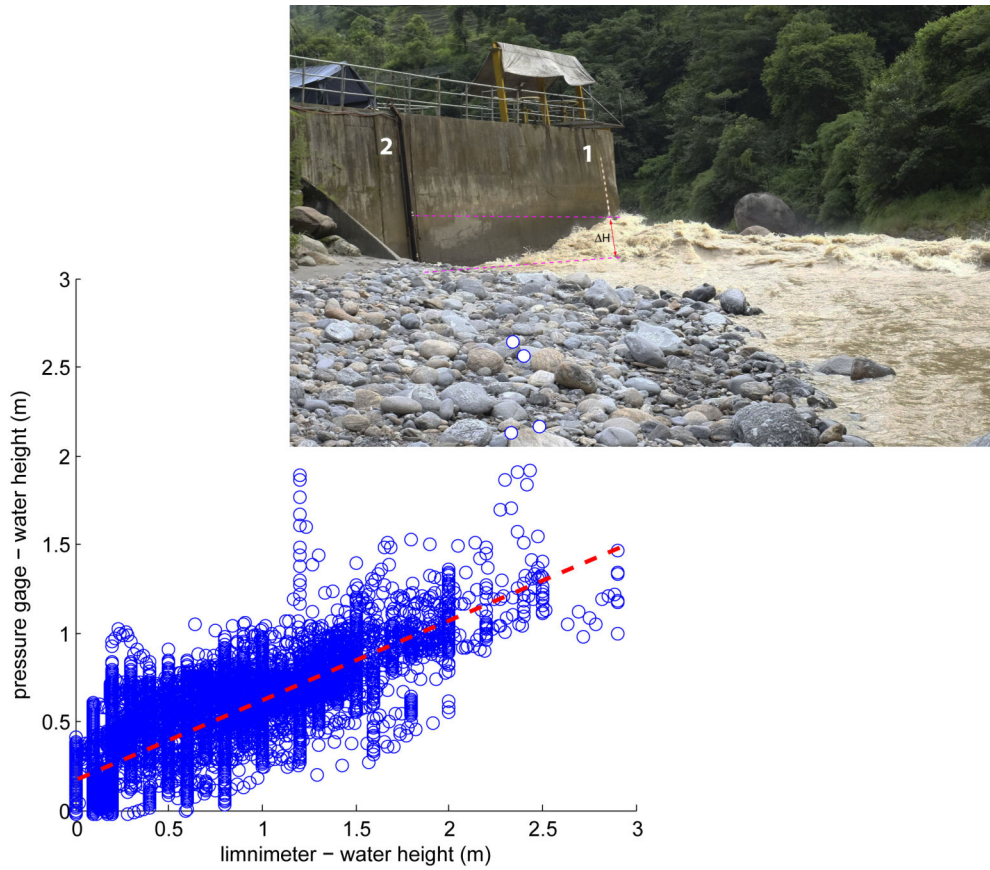


Figure B9: (a) Picture of the wave formed above the intake gates and below the stage reading scale (n°1), and (b) graph of the water height at the pressure gage (n°2 on picture) vs at the stage reading scale (after subtracting a 55cm offset on pressure gage record to get a common surface elevation reference for the 2 datasets).

Appendix C: Calculation of the amplitude of mass movement

In the internal flanks of the landslide, the movements tracked by Particule Imagery Velocity are given in image pixel per time lapse. In order to compute the amplitude of mass movement in the landslide, it is necessary to convert a pixel displacements vector measured within the camera image frame into a displacement vector along the talweg surface, i.e. a movement expressed in topographic units. For this we proceed in several steps using rules of the geometrical optic.

General procedure:

1. From a few remarkable points on the images that can be identified on referenced satellite images and from pictures taken at a given distance looking at a pole of a given length, we first calculated an empirical factor of amplification of the cameras (the camera notice is not giving any focal length).
2. From our field measurements, we know the approximate orientation of the camera. From a few remarkable points on the images that can be identified on referenced satellite images, the orientation (azimuth, roll and pitch) of the camera was confirmed
3. Based on the (x,y,z) location of the camera and of the surveyed part of the landslide talweg, we computed the projection of the points of the talweg and flank surfaces into the camera image frame. For any point of the surface (S) within the frame of the camera shooting angles, and noting that the amount of masked points are almost negligible, we can therefore write a bijective function : $f(x,y,z) = (I,J)$, so that $(x,y,z) = f^{-1}(I,J)$.
4. Using the inverse function f^{-1} we then transform any displacement (dI,dJ) within the image into a displacement (dx,dy,dz) within the talweg. It has to be noted that we implicitly assumed through this calculation that ground displacement occurs in the local plane tangent to the talweg surface.
5. Because the noise level can be important when coherence is lost due to large displacement, rock fall and/or surface destructuration, etc, it is necessary to filter or data before computing average displacement along the surveyed flank or talweg. Two options can be considered. First we can reject all values issued from the I imageJ correlation process with a coefficient of correlation below a given threshold: on an empirical basis, we estimated a threshold value of 0.6. Second, we consider that the displacement has to occur along the steepest descent path because the motion is driven by gravity. Using the slope map computed from the DEM, we then reject any displacement occurring at high angle from the downward slope direction (because our field-derived DEM is not sufficiently accurate, we keep a conservative approach instead of being too strict about colinearity between slope and displacement vectors).

Both filtering procedure were found to provide relatively similar results, giving strength to the general approach and obtained results.

Special procedure in the case of a camera movement

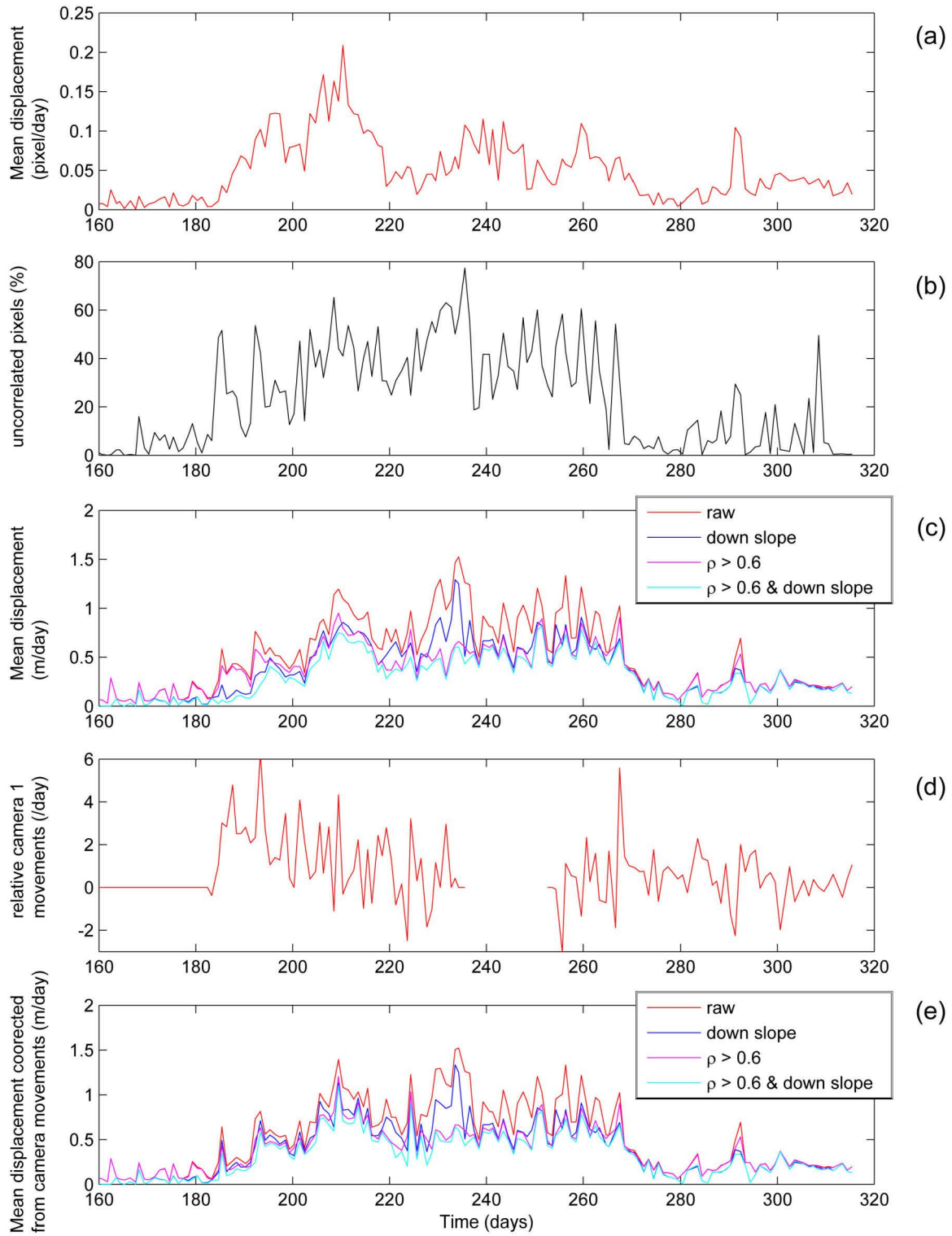
The general procedure has been modified in the special case of the camera n°1 during the monsoon 2010. It was indeed noted during all the monsoon season that some areas of the images were presenting an upward motion. Because upward motion of the rocks on the landslide flank can be considered as physically impossible, the only remaining explanation was to consider that the camera has been moving downward, or was subject to a rotation with its optical axis going downward. These movements of the camera would result from the translation/rotation of the fractured rock slice and/or of the tree on which the camera is installed. Because we were not able to externally calculate these movements, we determined them by first carefully analyzing the images and the areas that were not moving (note that these immobile areas were changing throughout the monsoon even if the lowest right corner was stable for the longest period of time), and then by computing the camera movement to account for the apparent displacements of the immobile points. To summarize various potential scenarios (translation, pitch rotation, roll and azimuth rotation), we reduce our parametric exploration to a whole image translation plus a rotation around the image center, i.e. 3 independent parameters (note that we accounted for an optical aberration component of distorsion, but this correction is of second order).

Finally, in that special case, at step 4 the apparent displacement due to the camera translation or rotation is retrieved (vector addition) from the displacement field for any image pixel.

Fig. C1 (following page): Conversion of the image pixel movement into terrain movements for the camera 1 PIV during 2010 monsoon. (a) Mean pixel movement in the image frame; (b) Amplitude of the noise level (% of pixels with correlation coefficient lower than 0.6); (c) Mean terrain movements for different noise filtering procedures. (d) Relative movement of camera 1 due to the movement of its support; (e) Mean terrain movements after correction of the camera 1 movements.

Note first that at the beginning of movements in the landslide (between days 185 and 190), the apparent movements in the camera images are mostly due to camera movement and not due to SE flank creeping: this can be seen on (c) by the fact that most apparent movement is upward and therefore absent from the down slope component of the pixel movements (blue curve), or on (e) by the fact that after camera 1 movement correction, the different filtering procedures provide a similar signal.

Note secondly that not surprisingly the discrepancy between mean raw displacement (red curve) and mean displacement associated to a correlation larger than 0.6 (magenta curve) is maximum when the level of noise is maximum like between days 227 and 237.



References

1. Ambroise, B., Beven, K., & Freer, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32(7), 2135-2145.
2. Andermann, C., Crave, A., Gloaguen, R., Davy, P., Bonnet, S., 2012a. Connecting source and transport: Suspended sediments in the Nepal Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 351-352, 158-170.
3. Andermann, C., Longuevergne, L., Bonnet, S., Crave, A., Davy, P., Gloaguen, R., 2012b. Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers. *Nat. Geosci.* 5, 127-132.
4. Anders, A. M., Roe, G. H., Hallet, B., Montgomery, D. R., Finnegan, N. J., & Putkonen, J. (2006). Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya. *Special Papers-Geological Society of America*, 398, 39.
5. Beven, K. (1997). TOPMODEL: a critique. *Hydrological processes*, 11(9), 1069-1085.
6. Beven, K.J., Kirby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* 24, 43-69.
7. Blythe, A.E., Burbank, D.W., Carter, A., Schmidt, K., Putkonen, J., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 1. Apatite and zircon fission track and apatite [U-Th]/He analyses. *Tectonics* 26, TC 3002
8. Bookhagen, B., Burbank, D.W., 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophys. Res. Lett.* 33.
9. Brunner, G. W. (1995). HEC-RAS River Analysis System. Hydraulic Reference Manual. Version 1.0. HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER DAVIS CA.
10. Burbank, D.W., Blythe, a E., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E., Oskin, M., Barros, a, Ojha, T.P., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature* 426, 652-5.
11. Casagli, N., Ermini, L., Rosati, G., 2003. Determining grain size distribution of the material composing landslide dams in the Northern Apennines: sampling and processing methods. *Eng. Geol.* 69, 83-97.
12. Chang, K.-T., Chiang, S.-H., 2009. An integrated model for predicting rainfall-induced landslides. *Geomorphology* 105, 366-373.

13. Chen, H., Lee, C.F., 2003. A dynamic model for rainfall-induced landslides on natural slopes. *Geomorphology* 51, 269–288.
14. Chen, R.-F., Chang, K.-J., Angelier, J., Chan, Y.-C., Deffontaines, B., Lee, C.-T., Lin, M.-L., 2006. Topographical changes revealed by high-resolution airborne LiDAR data: The 1999 Tsaoling landslide induced by the Chi–Chi earthquake. *Engineering Geology* 88, 160–172.
15. Colchen, M., Le Fort, P., Pecher, A., 1986. Annapurna-Manaslu-Ganesh Himal. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 75–136.
16. Dahal, R.K., Hasegawa, S., 2008. Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya. *Geomorphology*, 100 (3-4), 429–443.
17. Dahal, R.K., Hasegawa, S., Nonomura, A., Yamanaka, M., Dhakal, S., Paudyal, P., 2008. Predictive modelling of rainfall-induced landslide hazard in the Lesser Himalaya of Nepal based on weights-of-evidence. *Geomorphology* 102, 496–510.
18. Dixon, J.L., Heimsath, a. M., Kaste, J., Amundson, R., 2009. Climate-driven processes of hillslope weathering. *Geology* 37, 975–978.
19. Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K., Lesemann, J.-E., 2009. Glacial effects limiting mountain height. *Nature* 460, 884–7.
20. Fiorucci, F., Cardinali, M., Carlà, R., Rossi, M., Mondini, a C., Santurri, L., Ardizzone, F., Guzzetti, F., 2011. Seasonal landslide mapping and estimation of landslide mobilization rates using aerial and satellite images. *Geomorphology* 129, 59–70.
21. Frohlich, K., Frohlich, W., & Wittenberg, H. (1994). Determination of groundwater recharge by baseflow separation: regional analysis in northeast China. IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences, 221, 69-76.
22. Fuller, C. W., Willett, S. D., Hovius, N., & Slingerland, R. (2003). Erosion rates for Taiwan mountain basins: New determinations from suspended sediment records and a stochastic model of their temporal variation. *The Journal of geology*, 111(1), 71-87.
23. Furey, P.R., Gupta, V.K., 2001. A physically based filter for separating base flow series 37, 2709–2722.
24. Gabet, E.J., Burbank, D.W., Putkonen, J.K., Pratt-Sitaula, B.A., Ojha, T., 2004a. Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. *Geomorphology*, 63 (3-4), 131–143.
25. Gabet, E.J., Burbank, D.W., Pratt-Sitaula, B.A., Putkonen, J.K., Bookhagen, B., 2008. Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 482-494.

26. Gallo, F., Lavé, J., 2014. Evolution of a large landslide in the High Himalaya of central Nepal during the last half-century. *Geomorphology*, *in press*.
27. Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Attal, M., France-Lanord, C., DeCelles, P., 2007. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 500-515
28. Godard, V., Burbank, D.W., Bourlès, D.L., Bookhagen, B., Braucher, R., Fisher, G.B., 2012. Impact of glacial erosion on 10 Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 117 (F3)
29. Ghosh, S., van Westen, C. J., Carranza, E. J. M., & Jetten, V. G. (2012). Integrating spatial, temporal, and magnitude probabilities for medium-scale landslide risk analysis in Darjeeling Himalayas, India. *Landslides*, 9(3), 371-384.
30. Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Reichenbach, P., Rossi, M., 2008. Distribution of landslides in the Upper Tiber River basin, central Italy. *Geomorphology*, 96, 105-122.
31. Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Rossi, M., Valigi, D., 2009. Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 279 (3-4), 222-229.
32. Hancox, G. T. (1999). Mt Adams rock avalanche of 6 October 1999 and the subsequent formation and breaching of a large landslide dam in Poerua River, Westland, New Zealand. Institute of Geological & Nuclear Sciences.
33. Herman, F., Copeland, P., Avouac, J. P., Bollinger, L., Mahéo, G., Le Fort, P., ... & 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 (1978-2012)*, 115(B6).
34. Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25, 231-234.
35. Hovius, N., Stark, C.P., Hao-Tsu, C., Jiun-Chuan, L., 2000. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *Journal of Geology*, 108, 73-89
36. Iverson, R.M., 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 37 (7), 1897-1910.
37. King, J., Loveday, I., & Schuster, R. L. (1989). The 1985 Bairaman landslide dam and resulting debris flow, Papua New Guinea. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 22(4), 257-270.

38. Korup, O., McSaveney, M.J., Davies, T.R., 2004. Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 61, 189–207.
39. Lambert, L., & Chitrakar, B. D. (1989). Variation of potential evapotranspiration with elevation in Nepal. *Mountain research and development*, 9.
40. Lavé, J., Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5735–5770
41. Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11), 26561–26591.
42. Lavé, J., Yule, D., Sapkota, S., Basenta, K., Madden, C., Attal, M., Pandey, R., 2005. Evidence for a Great Medieval Earthquake (~A.D. 1100) in Central Himalaya, Nepal. *Science*, 307, 1302-1305.
43. Liu, C., Wu, C., 2008. Integrating GIS and stress transfer mechanism in mapping rainfall-triggered landslide susceptibility. *Eng. Geol.* 101, 60–74.
44. Lupker, M., France-Lanord, C., Lavé, J., Bouchez, J., Galy, V., Métivier, F., ... & Mugnier, J. L. (2011). A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: Application to the Ganga basin. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 116(F4).
45. Lupker, M., Blard, P.-H., Lavé, J., France-Lanord, C., Leanni, L., Puchol, N., Charreau, J., Bourlès, D., 2012. ¹⁰Be-derived Himalayan denudation rates and sediment budgets in the Ganga basin. *Earth and Planetary Science Letters* 333-334, 146-156.
46. Maillet, E., 1905. Sur les mouvements d'une nappe souterraine, particulièrement dans les terrains perméables, spongieux et fissurés. *Bulletin de la Société Mathématique de France*, 33, 2-12.
47. Malet, J., Maquaire, O., Calais, E., 2002. The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides : application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology* 43, 33–54.
48. Nadim, F., Kjekstad, O., Peduzzi, P., Herold, C., & Jaedicke, C. (2006). Global landslide and avalanche hotspots. *Landslides*, 3(2), 159-173.
49. Ni, J., Barazangi, M., 1984. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 89 (B2), 1147-1163

50. Niemi, N.A., Oskin, M., Burbank, D.W., Heimsath, A.M., Gabet, E.J., 2005. Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 480–498
51. Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Royden, L.H., Sun, Z., Chen, Z., 2007. The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China). *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 1462–1476.
52. Pandey, M.R., Tandukar, R.P., Avouac, J.P., Lavé, J., Massot J.P., 1995. Interseismic strain accumulation on the Himalayan Crustal Ramp (Nepal), *Geophysical Research Letters*, 22, 751-754.
53. Patriat, P., Achache J., 1984, India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311, 615–621.
54. Pearce, A. J., & Watson, A. J. (1986). Effects of earthquake-induced landslides on sediment budget and transport over a 50-yr period. *Geology*, 14(1), 52-55.
55. Pratt-Sitaula, B., Burbank, D.W., Heimsath, A.M., Humphrey, N.F., Oskin, M., Putkonen, J.K., 2011. Topographic control of asynchronous glacial advances: a case study from Annapurna, Nepal. *Geophysical Research Letters*, 38.
56. Puchol, N., 2013. Détermination des paléo-taux d'érosion par l'utilisation des isotopes cosmogéniques. Cas de la transition Pliocène-Pleistocène, PhD dissertation, Univ. Lorraine, 266 pp.
57. Putkonen, J.K., 2004. Continuous snow and rain data at 500 to 4400 m altitude. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 36 (2), 244–248.
58. Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., 2005. Characterizing structural and lithologic controls on deep-seated landsliding: Implications for topographic relief and landscape evolution in the Oregon Coast Range, USA. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 654.
59. Shroder, J.F., 1998. Slope failure and denudation in the western Himalaya. *Geomorphology*, 26, 81–105.
60. Shroder, J.F., Bishop, M.P., 1998. Mass movement in the Himalaya: new insights and research directions. *Geomorphology*, 26 (1-3), 13-35
61. Todini, E. (1996). The ARNO rainfall—runoff model. *Journal of Hydrology*, 175(1), 339-382.
62. Vance, D., Bickle, M., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., 2003. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 273–288.

63. Whipp, D.M., Ehlers, T.A., Blythe, A.E., Huntington, K.W., Hodges, K.V., Burbank, D.W., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 2. Thermokinematic and thermochronometer age prediction model. *Tectonics*, 26, TC 3003
64. Weidinger, J. T., & Ibetsberger, H. J. (2000). Landslide dams of Tal, Latamrang, Ghatta Khola, Ringmo, and Darbang in the Nepal Himalayas and related hazards. *Journal of Nepal Geological Society*, 22, 371-380.
65. Wittenberg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes
Abstract : *Hydrol. Process.* 13, 715–726.

*Caught in a landslide
No escape from reality*

-Queen

VI.

Chapitre VI. Glissements de terrain et taux de dénudation dans l'Himalaya central

VI.1 Isotopes cosmogéniques et taux de dénudation

VI.1.Théorie générale

La Terre est en permanence soumise à un rayonnement cosmique constitué de particules de haute énergie, principalement des protons (83%) et des particules- α (13%). L'entrée de ce flux dans l'atmosphère provoque une cascade de réactions nucléaires menant à la formation de neutrons secondaires (Fig. VI.1). Ces particules secondaires vont interagir avec certains éléments présents dans les couches les plus superficielles de la croûte par spallation, capture de neutrons thermiques ou de muons négatifs lents. En résulte la production d'isotopes dits cosmogéniques dans les premiers mètres du sol, comme ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al et ^{36}Cl . Cette production est maximale à la surface et rapidement atténuée dans les premiers mètres du sol.

Les particules cosmiques sont déviées par le champ magnétique terrestre en fonction de la direction et de l'intensité du champ ainsi que de la charge des particules. Le flux, considéré comme isotrope avant le contact avec le champ magnétique, sera donc plus important aux pôles, où le champ est faible et diminuera vers l'équateur. Le champ magnétique agissant comme un bouclier contre les particules chargées, on observe une dépendance du taux de production des isotopes cosmogéniques à la latitude. De la même façon, les variations de l'intensité du champ magnétique au cours du temps ont eu une influence sur les taux de productions passés.

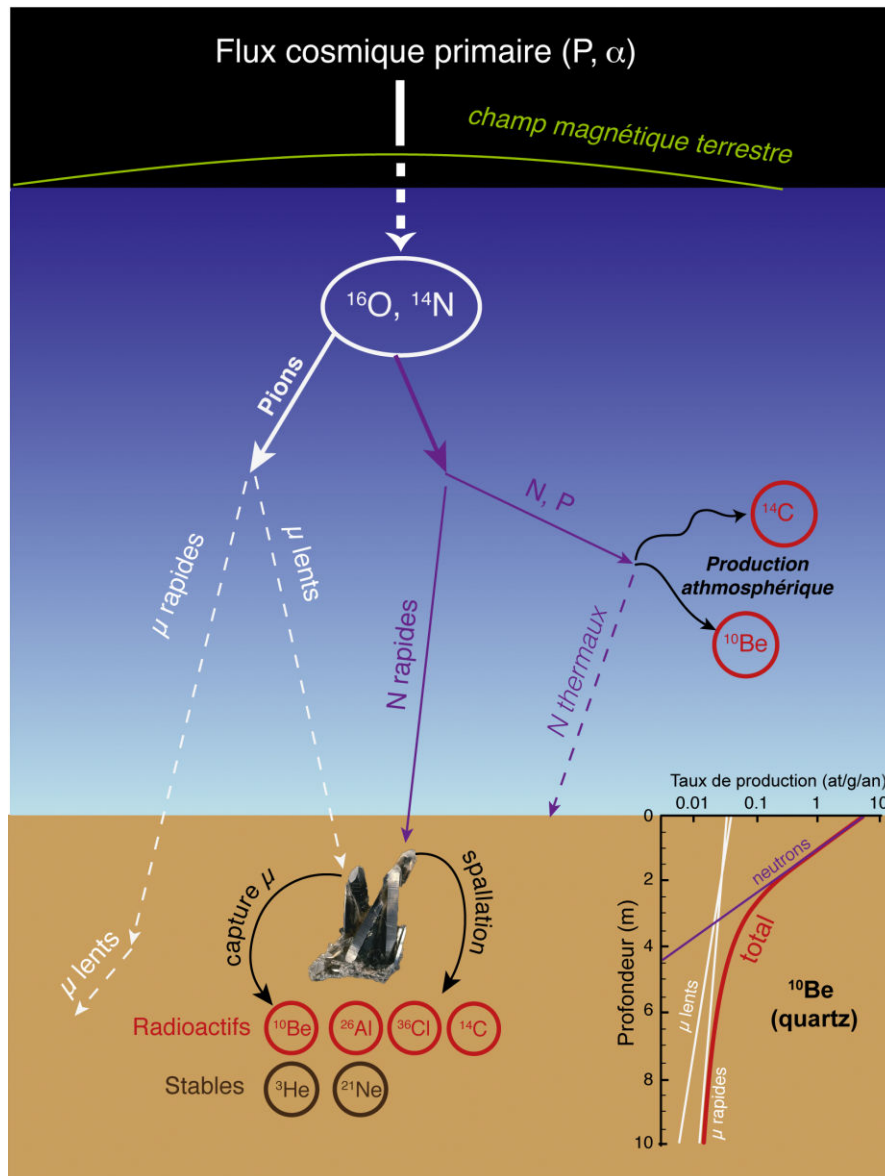


Figure VI.1 - Schéma de la cascade réactionnelle menant à la production d'isotopes cosmogéniques in situ à partir du flux cosmique. À la surface, le taux de production par les différentes réactions décroît exponentiellement avec la profondeur (Puchol, 2013)

La cascade réactionnelle qui a lieu lors du passage du flux de particules dans l'atmosphère entraîne une atténuation de ce flux le long de la colonne d'air. Le taux de production est ainsi fonction de l'épaisseur d'atmosphère à traverser par le flux avant d'atteindre la surface, donc de l'altitude, et est plus élevé en haute altitude qu'au niveau de la mer.

Pour ces raisons, les taux de production de référence des isotopes cosmogéniques sont donnés pour des conditions de hautes latitudes et au niveau de la mer (Sea Level High Latitude ou SLHL production rates).

Enfin, il convient de prendre en compte la topographie du site d'échantillonnage, les reliefs environnants pouvant partiellement écranter la surface du rayonnement.

Le taux de production (at/g/an) d'un isotope à une profondeur z peut s'exprimer :

$$P(z) = \sum_i P_i(0) e^{-z\rho/\Lambda_i}$$

avec P_i les taux de production par spallation, capture neutronique et capture muonique, Λ_i la longueur d'atténuation (g/cm²) et ρ la masse volumique du matériel rocheux.

V.1.2 Utilisation pour la détermination de taux de dénudation moyens

Comme décrit plus haut, la production des isotopes cosmogéniques a lieu à la surface et dans les premiers mètres du sol. La concentration d'un grain de quartz dépend donc du temps de séjour de ce grain dans une zone suffisamment proche de la surface pour permettre la production de l'isotope. Dans le cas où la surface est exposée pendant un temps suffisant à un taux de dénudation constant, elle atteint un état d'équilibre (Lal, 1991). La concentration d'un grain à une profondeur z s'exprime alors :

$$C(z) = \frac{P(z)}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda}$$

avec λ la constante de désintégration de l'élément mesuré.

L'érosion déplaçant du matériel en surface et ramenant vers cette surface le matériel enfoui, la concentration en un isotope cosmogénique d'un grain permet donc de remonter à un taux d'exhumation de ce grain. Plus le taux d'érosion est élevé, plus le transfert de la subsurface vers la surface se fera rapidement et moins un grain aura de temps pour accumuler un isotope. Une faible concentration en ¹⁰Be est donc à rapporter à un taux d'érosion important et inversement.

Granger et al. (1996) ont démontré qu'il était possible d'utiliser la concentration en isotopes cosmogéniques des sables de rivière pour déterminer un taux de dénudation moyen

sur un bassin du fait de l'intégration du signal par la rivière. Il suffit pour cela de se rapporter au taux moyen de production sur le bassin considéré. La concentration en un isotope cosmogénique d'un sable de rivière s'exprime alors en fonction des paramètres moyens sur l'ensemble du bassin situé en amont du point d'échantillonnage :

$$\bar{C} = \sum_i \frac{\bar{P}_i}{\rho \varepsilon / \Lambda_i}$$

avec \bar{P}_i le taux de production moyen par spallation, capture neutronique et capture muonique et Λ_i les longueurs d'atténuation respectives des trois processus.

Cette méthode n'est cependant valable que si certaines conditions sont remplies :

1. un taux de dénudation constant sur la période nécessaire pour éroder une épaisseur équivalente à la longueur d'atténuation. Cette période doit d'ailleurs être négligeable par rapport au temps de demi-vie de l'isotope, dans le cas de l'utilisation d'un isotope instable (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl).
2. un minéral cible provenant en proportion équivalente des différentes lithologies du bassin versant.
3. une granulométrie du minéral cible équivalente dans les différentes lithologies du bassin.
4. une altération chimique faible en profondeur.
5. un temps de transfert des sédiments dans le bassin négligeable par rapport à l'échelle de temps des phénomènes de dénudation, afin d'éviter une réexposition au rayonnement cosmique ou une diminution de la concentration par décroissance radioactive pendant le transport.

Parmi les isotopes cosmogéniques, le choix s'est porté sur l'analyse du ^{10}Be dans le quartz, minéral ubiquiste et abondant dans les formations himalayennes. Le ^{10}Be est produit par spallation neutronique et capture muonique sur les atomes d'oxygène, à un taux de production (SLHL) de 3.9 à 4.5 at/g/an (Nishiizumi et al., 2007; Balco et al., 2009; Lupker et al., 2012).

Le but de cette étude est d'une part de compléter les données de taux de dénudation de petits bassins versants centre himalayens et d'observer l'évolution temporelle du signal en ^{10}Be sur plusieurs années afin de mesurer l'effet des glissements de terrain sur ces mesures.

VI.1.3 Application aux bassins versants de montagne

La mesure précise des taux de dénudation est un point-clé dans la compréhension de l'évolution des paysages et du contrôle de ces processus. Depuis le milieu des années 80, et plus particulièrement encore ces dix dernières années, le développement de la spectrométrie de masse par accélération a permis l'essor de l'utilisation des isotopes cosmogéniques (CRN, pour cosmogenic radionuclides) à ces fins.

Cependant, de nombreux travaux témoignent de la domination des phénomènes de pentes ponctuels, comme les glissements de terrain (Hovius et al., 1997; Shroder, 1998), dans l'érosion des chaînes de montagnes actives. Ces glissements peuvent apporter des quantités considérables de sédiments dans le réseau fluvial de manière très épisodique. Cette inconstance de l'export de sédiment est en contradiction avec l'hypothèse d'une érosion constante et homogène dans le temps. En effet, durant la période, courte, d'activation d'un glissement, de grandes quantités de matériel profond, situé sous la profondeur d'atténuation de production des isotopes cosmogéniques (quelques mètres en général) sont exportées vers la rivière. Ce matériel est donc en moyenne plus pauvre en isotopes cosmogéniques que celui produit en surface. À l'inverse, hors activation de glissement, l'érosion et l'altération faible des pentes produit du matériel de surface, plus riche.

Dans les bassins dominés par des glissements de terrain, une forte variabilité spatiale est attendue : l'apport de matériel appauvri dans la rivière dépend de la position des glissements actifs dans le bassin. De fortes disparités sont à prévoir, à la fois entre les zones glissées et non glissées mais aussi et surtout dans les sables de rivière, entre l'amont et l'aval de l'exutoire des glissements de terrain.

Le caractère stochastique des glissements induit aussi une forte variabilité temporelle dans la concentration en CRN des sables : au cours des périodes d'activation de glissements, la concentration sera abaissée par l'apport de matériel pauvre profond. Au cours des périodes plus calmes, cette concentration aura tendance à remonter vers les valeurs du matériel de surface. La concentration des sables de rivière est donc fortement dépendante des processus à l'œuvre sur les pentes du bassin et la pertinence de l'utilisation des isotopes cosmogéniques pose question.

Plusieurs modèles (Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009) ont néanmoins suggéré que sous certaines conditions, les CRN permettaient l'obtention de taux de dénudation représentatifs des volumes réellement érodés. Pour que cette méthode reste valide dans ces

environnements, il faut que le signal cosmogénique, extrêmement variable à court terme et au sein même d'un bassin, selon la présence ou l'absence de glissement, soit moyenné dans le temps.

En d'autres termes, la capacité de mélange de la rivière doit être suffisamment importante pour permettre d'homogénéiser les sédiments riches de surface et le matériel profond pauvre exporté par les glissements de terrain (Yanites et al., 2009), à l'échelle de temps des cosmogéniques.

La taille du bassin versant est un facteur prépondérant, bien que mal quantifié. Plus le bassin est vaste, plus la probabilité d'occurrence d'un événement de glissement majeur, qui domine l'érosion, dans le temps représentatif du signal cosmogénique, est importante. De plus, l'augmentation de la taille du bassin, donc de la longueur de réseau de drainage, augmente le temps de transfert des sédiments dans ce réseau. L'homogénéisation de produits d'érosion provenant de différentes sources est donc plus efficace. Des modèles récents suggèrent une taille minimale de bassin d'environ 100 km² (Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009). Si ces hypothèses ne sont pas vérifiées, les taux de dénudation estimés par l'utilisation des CRN doivent être considérés comme un minimum (Yanites et al., 2009) et sont donc susceptibles d'être inférieurs à la moyenne de long terme.

Dans l'Himalaya central, les versants sont soumis à une érosion intense, due notamment aux fortes précipitations de la mousson. Cette érosion se manifeste principalement par des glissements de terrain, dans les zones non englacées du moins. L'utilisation des CRN pour le calcul des taux moyens de dénudation s'est largement répandue (Brown et al., 1995; Granger et al., 1996) mais il existe peu d'études quantitatives sur le rôle de ces glissements dans l'érosion totale des bassins. L'effet de ces glissements sur les concentrations de CRN doit être vérifié avant toute interprétation de taux de dénudation obtenus avec cette méthode.

Pour observer l'effet des glissements de terrain sur la variabilité spatiale et temporelle du signal cosmogénique des sables de rivières, les concentrations en ¹⁰Be et les taux de dénudation correspondants ont été mesurés dans trois vallées du Népal central, sur une période de 5 à 13 ans, afin de tester la variabilité du signal cosmogénique à l'échelle de l'observation scientifique. Le bassin de la Khudi Khola représente un cas d'étude poussé de l'influence des phénomènes de pentes sur l'érosion. Un glissement de terrain, actif depuis un demi-siècle au moins, est considéré comme responsable de la majorité de l'érosion récente du bassin. Dans les deux autres bassins, ceux de la Darondi et de la Paudi, aucun glissement majeur n'a été observé au cours des dix dernières années.

Dans un second temps, les volumes des glissements de terrain apparus au cours de la

dernière décennie ont été estimés à partir d'une cartographie des zones de glissements. Les taux de dénudation issus de cette étude et de la littérature (Andermann, 2011; Godard et al., 2012; Puchol, 2013) ont alors pu être comparés, à court terme, à ces volumes, et à long terme, aux taux d'exhumation moyens déterminés par thermochronologie (Blythe et al., 2007; Whipp et al., 2007). La représentativité des taux de dénudation issus des CRN dans l'Himalaya central a ainsi pu être vérifiée.

VI.2 Méthodes

VI.2.1 Echantillonnage et mesure du ^{10}Be

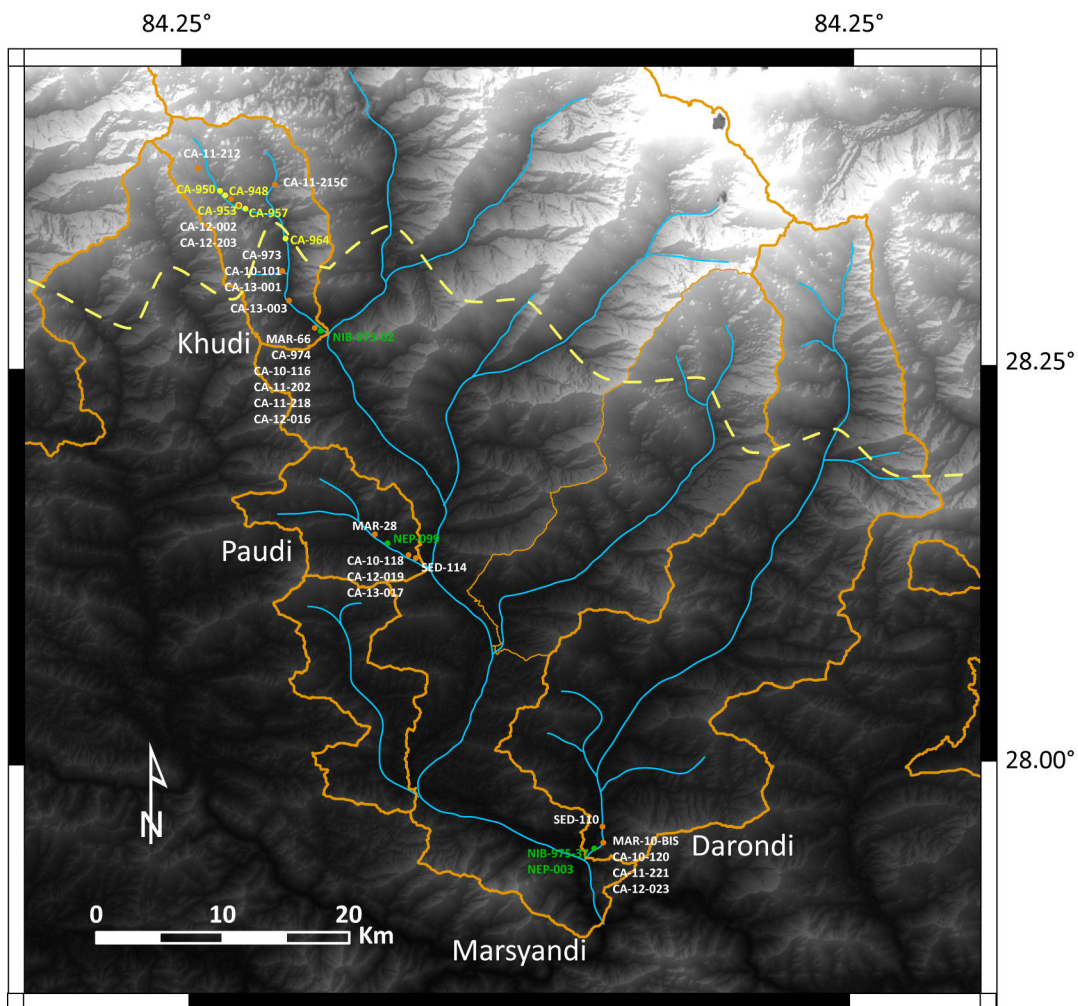


Figure VI.2 - Localisation des échantillons pris dans les sables de rivières des affluents de la Marsyandi River. Les points verts représentent les échantillons tirés de Godard et al., 2012 et les points jaunes ceux tirés de Puchol, 2013.

Afin de mesurer la variabilité temporelle du signal en ^{10}Be , des échantillons de sables de rivière de toutes granulométries ont été prélevés dans les bassins versants de plusieurs tributaires de la Marsyandi entre 2009 et 2013 (Fig. VI.2). Certains sables échantillonnés au cours de projets précédents en 2000 et 2005 ont également été analysés afin de compléter la base de données. Pour s'affranchir des effets de l'érosion glaciaire, des bassins non englacés à l'heure actuelle ont été sélectionnés (Khudi, Darondi, Paudi et le sous-bassin de la Thulo Khola).

- Après échantillonnage, les sables ont été tamisés et la fraction granulométrique 250-500 μm a été sélectionnée. En effet, certaines études (Puchol, 2013) ont montré une variation des concentrations en ^{10}Be en fonction de la fraction granulométrique utilisée. Pour être comparées, les valeurs obtenues doivent l'être dans une granulométrie similaire.

- Les sables ont ensuite été soumis à un processus de séparation magnétique afin d'extraire les minéraux faiblement magnétiques, quartz, feldspaths, disthène et muscovite principalement.

(- Certains échantillons ont été soumis à une étape de flottation, permettant la séparation du quartz et des feldspaths selon leurs propriétés de surface. La cartographie minéralogique des produits obtenus montre des résultats prometteurs (jusqu'à 80% de rendement environ). Cependant, ce processus a surtout été mené dans l'optique de conserver les feldspaths en vue d'une éventuelle utilisation ultérieure.)

- Les grains de feldspaths et de muscovite présents après la séparation magnétique et l'éventuelle flottation ont été dissous séquentiellement dans une solution d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6 pour deux tiers) et d'acide chlorhydrique (HCl pour le tiers restant) pendant 5 à 15 jours.

- Les échantillons présentant encore des impuretés ont été plongés dans une solution diluée d'acides fluorhydrique et nitrique (HF 1%/ HNO_3 1%) en cuve à ultrasons pendant 6h.

- Une fois la purification du quartz effectuée, il convient de supprimer la composante atmosphérique du ^{10}Be , adsorbée à la surface des grains et dans les fissures. Trois dissolutions successives à l' HF permettent de retirer chacune environ 10% de la masse initiale des grains et de retirer cette composante atmosphérique, ou météorique du ^{10}Be (Brown et al., 1991), qui peut être 1000 fois plus importante que la composante cosmogénique.

- Le quartz ainsi purifié est alors dissous totalement dans de l' HF concentré, après addition de 100 à 150 μl d'entraîneur ^9Be . Les minéraux de disthène résiduels n'étant pas dissous par l' HF , ces derniers ont été par la suite rincés, séchés et pesés précisément afin de les retirer de la masse total de quartz dissoute pour le calcul des concentrations en ^{10}Be .

- Le Be est alors extrait par échanges ioniques sur colonnes et le précipité final de Be est oxydé par un passage au four à 600°C pendant 2h.

Pour une moitié des échantillons, la purification et l'extraction du ^{10}Be ont été effectuées par Franck Thomas au cours du printemps 2013.

Les rapports $^{10}\text{Be} / ^9\text{Be}$ des échantillons ont été mesurés par AMS (Accelerator Mass Spectrometry) sur le spectromètre ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) d'Aix-en-Provence. De ce rapport et de la masse d'entraîneur ajoutée, la concentration en ^{10}Be (en at/g) de chaque échantillon peut être calculée selon la formule :

$$[^{10}\text{Be}] = \frac{\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}_{\text{éch}} - \frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}_{\text{blk}} \cdot N^9\text{Be}}{m_{qz}}$$

avec $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}_{\text{éch}}$ et $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}_{\text{blk}}$ les rapports isotopiques mesurés respectivement pour l'échantillon et le blanc, $N^9\text{Be}$ le nombre d'atomes de ^9Be et m_{qz} la masse de quartz dissoute.

Les taux de production moyens sur chaque bassin et les facteurs de correction de la latitude et de l'altitude ont été déterminés selon un MNT ASTER à ~ 30 m de résolution (Stone, 2000), avec un taux de production SLHL du ^{10}Be de 3.9 ± 0.1 at/g/an (Balco et al., 2009), et des longueurs d'atténuation Λ_{neut} , $\Lambda_{\text{μstop}}$ et $\Lambda_{\text{μfast}}$ de 160, 1500 et 4320 g/cm², respectivement (Braucher et al., 2001). La densité du matériau est considérée constante et égale à 2.65 g/cm².

VI.2.2 Cartographie des glissements de terrain

Un inventaire multi-temporel des glissements de terrain apparus ou réactivés dans l'Himalaya Central au cours des dix dernières années a été réalisé à partir de l'observation d'images satellite SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre), préalablement orthorectifiées. La procédure est la même que celle présentée au chapitre IV. Les images présentent une résolution de 5m pour la période 2002-2004 et de 2.5m pour la période récente (2011-2012). Une telle résolution semble suffisante pour repérer la majorité des structures (Malamud et al., 2004). Une image SPOT 10m-couleur et une image Landsat 15m étaient également disponibles pour cette dernière période. L'étalement des deux périodes d'observation dans le temps s'explique par la difficulté d'obtenir des images présentant à la fois une couverture neigeuse et un couvert nuageux minimales, dans une région montagneuse et soumise aux précipitations de mousson. Selon la zone considérée, l'intervalle de temps entre les deux inventaires varie de 7 à 10 ans (Fig. VI.3).

Les glissements laissant une cicatrice fraîche dans le paysage (à la date de la prise de vue) ont été cartographiés sur un SIG pour les deux jeux de données. Les pentes ayant subi un mouvement léger, sans modification majeure de la pente et sans arrachement apparent ont été exclues de l'étude, l'idée étant de quantifier la production et l'export de matériel par les glissements.

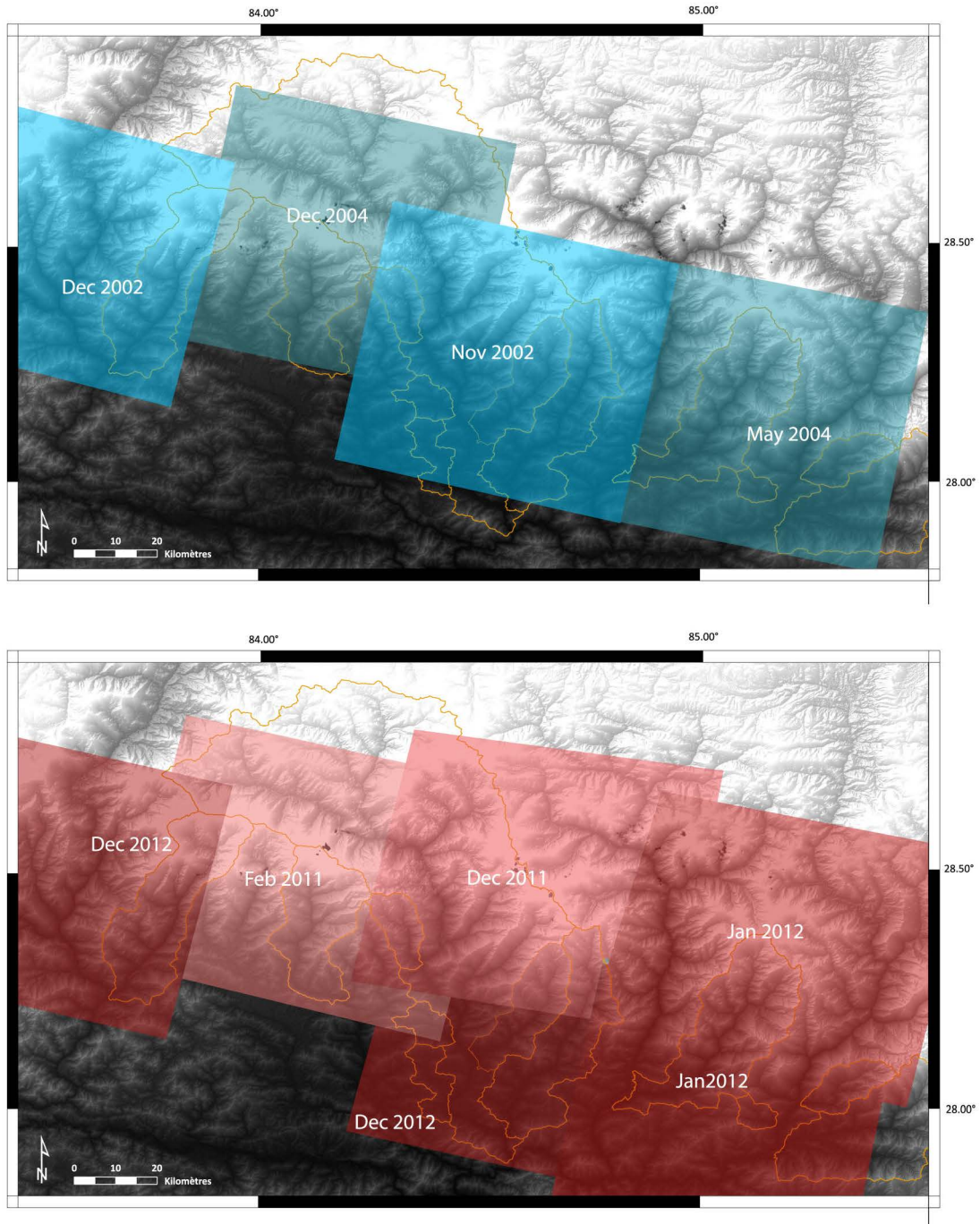


Figure VI.3 - Emprise des images satellites en 2002-2004 (en bleu) et en 2011-2012 (en rouge)

Les volumes des glissements apparus ou réactivés ont été estimés d'après la relation surface-volume présentée au chapitre IV (Gallo et Lavé, 2014). Les taux de mobilisation ou d'érosion équivalente rapportée à la superficie du bassin versant et à la durée d'observation ont alors été calculés et comparés aux taux d'érosion à moyen terme issus des isotopes cosmogéniques.

VI.3 Résultats

VI.3.1 Taux de dénudation moyens

Les concentrations en ^{10}Be ont été mesurées entre 2000 et 2013 dans les sables des bassins de la Khudi (et du sous-bassin de la Thulo), de la Darondi et de la Paudi afin de mesurer la variabilité spatiale et temporelle du signal, en présence ou non de zones de glissement actives. La table VI.1 et les figures VI.4 à VI.6 présentent les concentrations en ^{10}Be et les taux de dénudation correspondants. Les taux de dénudation estimés sont compris entre 0.1 et 2.5 mm/an et sont dans la gamme des taux observés dans l'Himalaya central (Andermann, 2011; Godard et al., 2012; Puchol, 2013). Les taux estimés se situent aux alentours de 0.3 mm/an dans la Paudi et de 1 à 1.5 mm/an dans le bassin de la Darondi. Deux tendances sont visibles, dans le bassin de la Khudi Khola d'une part et dans les autres bassins étudiés.

Les valeurs extrêmes sont observées dans le bassin de la Khudi, avec un taux maximum de 2.5 mm/an moyenné sur le bassin complet (MAR-66) et un minimum pour la partie Nord-Ouest (CA-11-212A). Comme attendu, une forte disparité est observée entre les versants non soumis à l'influence du glissement (échantillons septentrionaux et sous-bassin de la Thulo) et les sables de la rivière principale (Fig. VI.4 et Tab. VI.2). Les faibles taux estimés sur les versants, couplés à l'observation d'une eau claire dans les affluents non impactés par le glissement de terrain, suggèrent une érosion pelliculaire minime sur les pentes du bassin de la Khudi. Ces résultats indiquent, comme suggéré précédemment (Gallo et Lavé, 2014; Chapitre IV) un rôle majeur de la zone de glissement de Saituti dans l'érosion totale de la vallée et s'ajoutent aux indices géochimiques (Morin AGU), satellitaires (Gallo et Lavé, 2014; Chapitre IV), sédimentaires (Gabet et al., 2004a; Chapitre V).

Name	Catchment	Monsoon	^{10}Be conc. (10^4 at/g)	Denudation rate (mm/yr)
MAR-10-bis	Darondi	2000	1.14 ± 0.43	0.69 ± 0.26
CA-10-120	Darondi	2010	1.44 ± 0.22	0.54 ± 0.08
CA-11-221	Darondi	2011	1 ± 0.13	0.79 ± 0.11
CA-12-23	Darondi	2012	0.95 ± 0.1	0.83 ± 0.08
SED-110	Darondi	2005	0.98 ± 0.11	0.8 ± 0.09
<i>NIB-975-37</i>	<i>Darondi</i>	<i>1997</i>	<i>0.8 ± 0.04</i>	<i>0.98 ± 0.10</i>
<i>NEP-003</i>	<i>Darondi</i>	<i>2009</i>	<i>0.91 ± 0.05</i>	<i>0.86 ± 0.10</i>
CA-974	Khudi	2009	1.66 ± 0.25	0.84 ± 0.12
CA-10-116	Khudi	2010	0.8 ± 0.07	1.73 ± 0.16
CA-11-202	Khudi	2011	1.27 ± 0.09	1.09 ± 0.08
CA-11-218	Khudi	2011	1.16 ± 0.14	1.2 ± 0.14
CA-12-16	Khudi	2012	0.84 ± 0.08	1.66 ± 0.17
MAR-66	Khudi	2000	0.63 ± 0.07	2.19 ± 0.25
CA-13-003	Khudi	2013	2.04 ± 0.35	0.68 ± 0.12
<i>NIB-975-02</i>	<i>Khudi</i>	<i>1997</i>	<i>0.56 ± 0.12</i>	<i>2.50 ± 0.70</i>
MAR-28	Paudi	2000	2.13 ± 0.3	0.17 ± 0.02
CA-10-118	Paudi	2010	1.5 ± 0.11	0.25 ± 0.02
CA-12-19	Paudi	2012	1.82 ± 0.12	0.2 ± 0.01
CA-13-017	Paudi	2013	1.77 ± 0.1	0.21 ± 0.01
SED-114	Paudi	2005	1.7 ± 0.11	0.22 ± 0.01
<i>NEP-099</i>	<i>Paudi</i>	<i>2009</i>	<i>1.67 ± 0.08</i>	<i>0.22 ± 0.10</i>

Tableau VI.1 - Concentration en ^{10}Be et taux de dénudation apparents. En italique, les échantillons issus de Godard et al., 2012. Les taux de dénudation ont été recalculés avec un taux de production SLHL de 3.9 at/g/an (Balco et al., 2009)

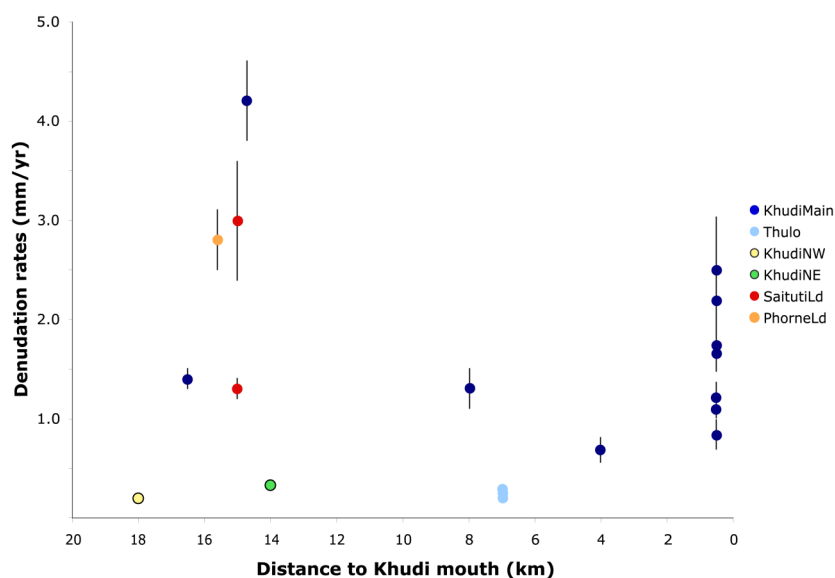


Figure VI.4 - Variations spatiales des taux de dénudation dans le bassin de la Khudi selon la distance par rapport à la confluence avec la Marsyandi. Pour plus de lisibilité, l'échantillon CA-12-203 n'a pas été représenté.

Sample	Location	Monsoon	Distance to Khudi mouth (km)	^{10}Be concentration (10^4 at/g)	Denudation rate (mm/yr)
CA-974	Khudi	2009	0.5	1.66 ± 0.25	0.84 ± 0.15
CA-10-116	Khudi	2010	0.5	0.8 ± 0.07	1.73 ± 0.18
CA-11-202	Khudi	2011	0.5	1.27 ± 0.09	1.09 ± 0.09
CA-11-218	Khudi	2011	0.5	1.16 ± 0.14	1.2 ± 0.16
CA-12-16	Khudi	2012	0.5	0.84 ± 0.08	1.66 ± 0.19
MAR-66	Khudi	2000	0.5	0.63 ± 0.07	2.19 ± 0.3
CA-13-003	Khudi	2013	4.0	2.04 ± 0.35	0.68 ± 0.12
<i>NIB-975-02</i>	<i>Khudi</i>	<i>1997</i>	<i>0.5</i>	<i>0.56 ± 0.12</i>	<i>2.5 ± 0.53</i>
CA-950*	Khudi	2009	16.5	2.65 ± 0.22	1.4 ± 0.1
CA-957*	Khudi	2009	14.7	7.90 ± 0.06	4.2 ± 0.4
CA-964*	Khudi	2009	8.0	2.16 ± 0.26	1.3 ± 0.2
CA-11-212A	Khudi NW	2011	18.0	15.28 ± 0.5	0.2 ± 0.01
CA-11-215C	Khudi NE	2011	14.0	6.16 ± 0.48	0.33 ± 0.03
CA-953*	Saituti landslide	2009	15.0	1.7 ± 0.14	1.3 ± 0.1
CA-12-203	Saituti landslide	2012	15.0	0.24 ± 0.06	6.47 ± 2.36
CA-12-002	Saituti landslide	2012	15.0	0.53 ± 0.08	2.99 ± 0.6
CA-948*	Phorne landslide	2009	15.6	0.84 ± 0.07	2.8 ± 0.3
CA-973	Thulo	2009	7.0	3.67 ± 0.14	0.24 ± 0.01
CA-10-101	Thulo	2010	7.0	3.36 ± 0.20	0.26 ± 0.02
CA-13-001	Thulo	2013	7.0	4.35 ± 0.21	0.2 ± 0.01

Table VI.2 - Variations spatiales dans le bassin de la Khudi. En italique, les échantillons issus de Godard et al., 2012 et accompagnés d'un astérisque, issus de Puchol, 2013.

VI.3.2 Variabilité temporelle

On observe une grande variabilité temporelle des concentrations mesurées dans les sables de la Khudi, où les taux estimés varient du simple au double d'une année sur l'autre. Cette forte variabilité est à relier à l'effet à court terme du glissement de Saituti dans l'érosion totale du bassin. Les quantités de matériel apportées dans le système de drainage semblent importantes par rapport au volume sédimentaire stocké. Ce volume est donc efficacement renouvelé à chaque mousson et la signature en isotopes cosmogéniques des sables de rivière est fortement impactée par celle du matériel nouvellement apporté dans le système.

Comme vu plus haut, l'effet d'un glissement de terrain se matérialise par un abaissement de la concentration moyenne des sables de rivière, par ajout de matériel profond pauvre en isotopes cosmogéniques. Dans le cas d'un glissement actif sur plusieurs années, comme celui de Saituti, cet effet dépend de l'activité récente du glissement : le glissement/creusement et l'export de matériel profond et appauvri provenant du coeur du glissement a tendance à abaisser la concentration moyenne des sables, tandis que l'effondrement des lèvres de la structure entraîne l'ajout, en proportion, de matériel plus proche de la surface, non glissé et donc plus riche en

isotopes cosmogéniques. Selon la provenance des sédiments créés par le glissement, cœur ou bord, l'effet sur les taux de dénudation apparents est opposé.

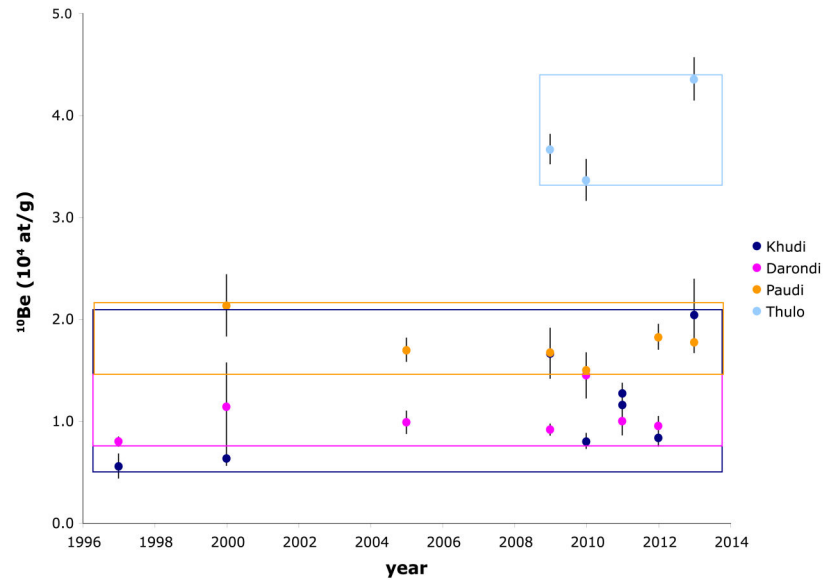


Figure VI.5 - Variations temporelles des concentrations en ^{10}Be des sables des rivières Darondi, Khudi, Paudi et dans le sous bassin de la Thulo

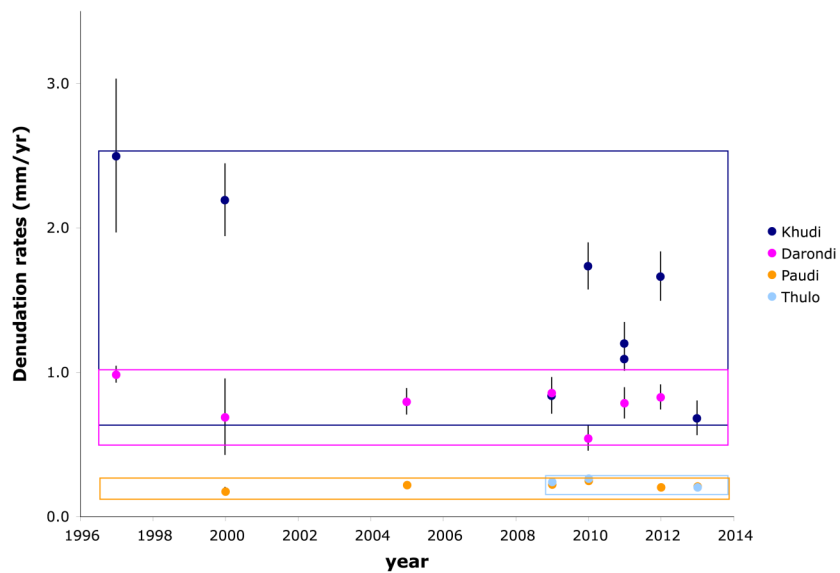


Figure VI.6 - Variations temporelles des taux de dénudation associés. La variabilité apparaît bien plus importante dans le bassin de la Khudi, soumis à l'influence d'un glissement de terrain majeur

Les taux moyens de dénudation estimés dans le bassin de la Khudi au cours de cette étude présentent une tendance décroissante depuis 1997 (Fig. VI.6). Cependant, en observant l'évolution du glissement de terrain (Gallo et Lavé, 2014; Chapitre IV), on devine une accélération de la vitesse de propagation de la zone active vers la crête sur les 6 à 7 dernières années. Cela signifie que la proportion de matériel frais, de surface, augmente, ce qui a pour effet d'augmenter la concentration dans la rivière et donc de diminuer le taux de dénudation estimé. Paradoxalement, une accélération de la propagation du glissement, à court terme, se traduit dans les sables de la rivière par une diminution du taux de dénudation moyen apparent.

En considérant un volume de stockage total constant dans le temps, on peut estimer la concentration moyenne des sables en fonction des volumes et des concentrations moyennes de sédiments produits par le glissement et par l'érosion pelliculaire. La part du volume sédimentaire créé chaque année et mélangée au volume sédimentaire stocké dans le bassin est une variable du modèle. Le volume total restant constant, les sédiments exportés seront constitués à la fois par des sédiments stockés et par des sédiments fraîchement déposés. La part de nouveau matériel qui est mélangée au volume stocké, qu'on appellera taux de mélange et qu'on notera x , est probablement différente d'une mousson à l'autre et pourrait varier avec la longueur de chenal considérée (plus cette longueur est importante, plus la probabilité d'échange de matériel entre le chenal et la charge "nouvelle" sera élevée).

L'évolution de la concentration en ^{10}Be , C , des sables résiduels dans la rivière en fonction du temps s'écrit :

$$\frac{dC}{dt} = -\frac{x}{V}[\varphi_{ld}(C - C_{ld}) + \varphi_{ep}(C - C_{ep})] \quad Eq1$$

avec V le volume total stocké dans le chenal entre le glissement et le point d'échantillonnage, φ_{ep} et φ_{ld} les flux de matériel créés respectivement par l'érosion pelliculaire et le glissement, C_{ep} et C_{ld} les concentrations de ces deux flux et x la proportion du nouveau matériel qui sera stockée dans le réseau à la fin de la mousson.

On peut séparer la dynamique sédimentaire du bassin en deux phases, selon que le glissement est actif ou non. Au moment de l'arrêt du glissement, la concentration des sables est proche de celle des sédiments du glissement puisque les flux sont dominés depuis plusieurs années par le matériel du glissement. On a donc, à $t = 0$: $C_0 \approx \overline{C_{ld}}$

Pour tout $t > 0$, $\varphi_{ld} = 0$ et l'équation 1 devient

$$\frac{dC}{C - C_{ep}} = -\frac{x}{V} \varphi_{ep} dt$$

$$\text{d'où approximativement } C \approx \overline{C_{ep}} + (\overline{C_{ld}} - \overline{C_{ep}}) e^{-\frac{x}{V} \overline{\varphi_{ep}} t}$$

On voit donc apparaître un temps de réponse ou de relaxation du système $\tau_{ep} = \frac{V}{x \overline{\varphi_{ep}}}$ nécessaire avant que les sables de rivières ne commencent à exprimer la concentration moyenne $\overline{C_{ep}}$ relative à l'érosion pelliculaire en l'absence de glissement. Avant ce temps caractéristiques, (i.e. bien des années après la cessation d'activité d'un glissement de terrain) la signature en CRN des sables reste partiellement héritée du matériel du glissement.

De la même façon, quand le glissement démarre son activité, à $t = 0$, on a $C_0 \leq C_{ep}$ pour $t > 0$, si l'on considère que $\varphi_{ld} \gg \varphi_{ep}$, alors on peut négliger le second terme de l'équation (1),

$$\text{et celle-ci devient : } \frac{dC}{C - C_{ld}} = -\frac{x}{V} \varphi_{ld} dt$$

L'intégration de cette équation différentielle est un peu plus complexe que précédemment dans la mesure où les flux issus du glissement et les concentrations moyennes du matériel issu du glissement sont susceptibles de présenter de fortes variations temporelles. On considère la

$$\text{variation du flux comme dominante, } C \approx \overline{C_{ld}} + (C_0 - \overline{C_{ld}}) e^{-\frac{x}{V} \int_0^t \varphi_{ld}(t) dt},$$

$$\text{d'où en première approximation, } C \approx \overline{C_{ld}} + (C_0 - \overline{C_{ld}}) e^{-\frac{x}{V} \overline{\varphi_{ld}} t}$$

et $\tau_{ld} = \frac{V}{x \overline{\varphi_{ld}}}$ le temps de réponse du système nécessaire pour que sable de la rivière perde la

mémoire de la signature de l'érosion pelliculaire et tende vers une concentration moyenne $\overline{C_{ld}}$, représentative du matériel du glissement.

N.B. : dans le cas où les variations de concentrations sont aussi importantes que les variations de flux en sortie de glissement de terrain, alors l'équation 1 après résolution par variation de la constante donne la solution suivante :

$$C(t) = \left(C_0 + \frac{x}{V} \int_0^t \varphi_{ld}(t) C_{ld}(t) e^{\frac{x}{V} \int_0^t \varphi_{ld}(t) dt} dt \right) e^{-\frac{x}{V} \int_0^t \varphi_{ld}(t) dt} = \left(C_0 + \frac{x}{V} \int_0^t \varphi_{ld}(t) C_{ld}(t) e^{\frac{x}{V} \overline{\varphi_{ld}} t} dt \right) e^{-\frac{x}{V} \overline{\varphi_{ld}} t}$$

On retrouve comme précédemment le même temps de réponse $\tau_{ld} = \frac{V}{x \overline{\varphi_{ld}}}$ du système pour perdre la mémoire de la signature de l'érosion pelliculaire ou également pour perdre la

mémoire des sédiments émis (flux et concentration) par le glissement à des temps passés $t > t_{ld}$.

Dans le bassin de la Khudi, on a :

$$\begin{aligned}\overline{\varphi_{ld}} &\approx 4 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{an} \\ \overline{\varphi_{ep}} &\approx 7.5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{an} \\ \text{et } V &\approx 10^6 \text{ m}^3\end{aligned}$$

d'où un τ_{ld} de l'ordre de quelques années et τ_{ep} de l'ordre de quelques centaines d'années. En phase de glissement actif, le temps de réponse du système est très court, de l'ordre de quelques années, ce qui explique la variabilité des concentrations observées dans le bassin de la Khudi.

Comme attendu, une forte variabilité temporelle est observée, à court terme, dans le bassin de la Khudi, dominé par l'activité d'un glissement de terrain majeur. L'impact de tels glissements est à prendre en considération lors de la mesure des taux de dénudation dans l'Himalaya central.

(On estime V comme un volume total de sables dans le lit de la rivière. En prenant une épaisseur moyenne de sédiments de 1 à 3 m (observée sur le terrain), ce qui correspond à un volume de $9 \times 10^5 \text{ m}^3$ à $2.6 \times 10^6 \text{ m}^3$. Les sables ne représentant qu'une part certainement minoritaire du volume totale stocké, on fixe le volume de sables dans le bas de l'intervalle, vers $1 \times 10^6 \text{ m}^3$. Cette valeur est indicative et sert de base au travail de simulation mais semble être représentative de la situation actuelle de la lit de la Khudi Khola.)

VI.3.3 Activité récente des glissements dans l'Himalaya Central

Sur les images SPOT de 2002/04, 142 glissements individuels ont été identifiés. Les aires de glissement sont comprises entre 179 et $2.1 \times 10^6 \text{ m}^2$, pour une superficie cumulée de $9.6 \times 10^6 \text{ m}^2$. Sur les images de 2011/12, les surfaces de glissement cartographiées sont au nombre de 201, et présentent une aire de 101 à $2.1 \times 10^6 \text{ m}^2$, pour un cumul de $11.7 \times 10^6 \text{ m}^2$. Les structures apparues entre les deux jeux de données représentent 59 glissements, pour un cumul de $2.1 \times 10^6 \text{ m}^2$.

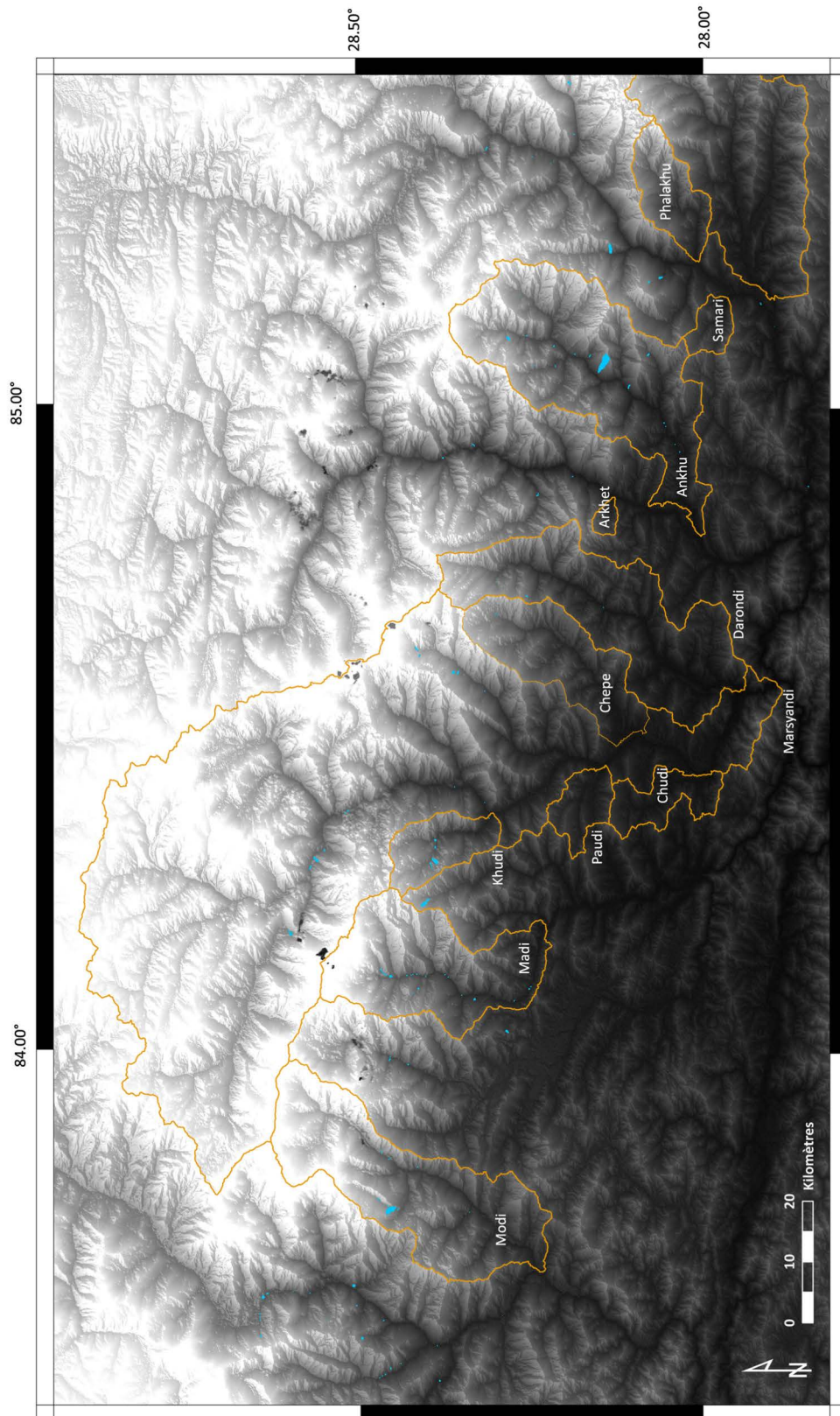


Figure 7 - Cartographie des glissements de terrain en 2002-2004

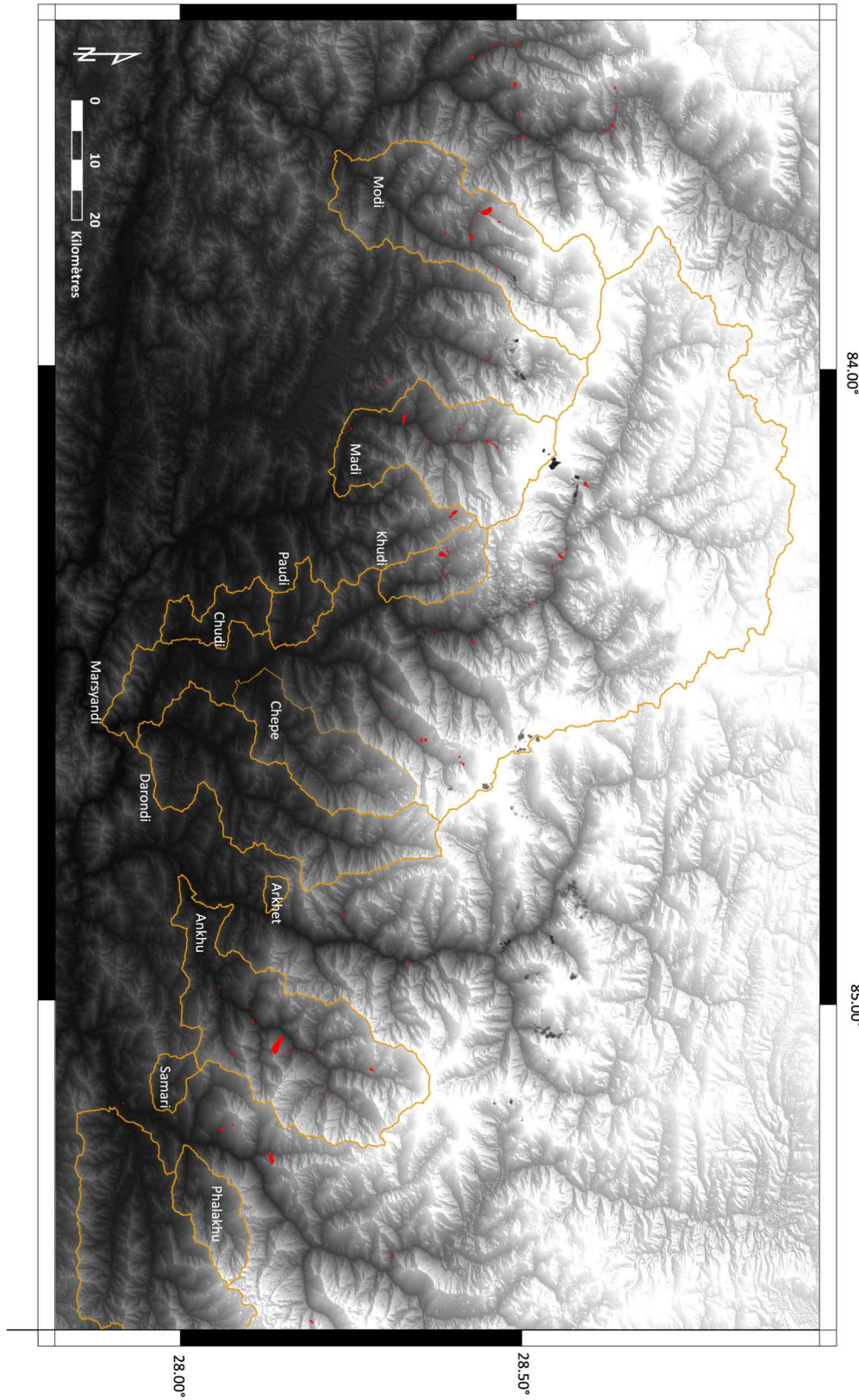


Figure 8 - Cartographie des glissements de terrain en 2011-2012

Les volumes glissés ont été estimés à partir des nouvelles surfaces de glissement apparues entre 2002 et 2012. La cartographie des glissements témoigne d'une faible activité au cours de la dernière décennie, eu égard aux taux à moyen terme, exception faite de quelques vallées. Au total, sur la zone étudiée, les nouveaux glissements de terrain représentent un volume érodé de $6.5 \pm 2.3 \times 10^7 \text{ m}^3$ ($7.2 \pm 2.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ avec la Khudi).

La table 3 expose le détail des volumes glissés pour les bassins versants sélectionnés.

Les taux de mobilisation, c'est-à-dire les taux d'érosion due seulement à l'activité des glissements de terrain rapportée à la superficie du bassin versant, sont très variables. Dans certains bassins (Darondi, Chepe, Arkhet...), aucune nouvelle zone de glissement n'a été observée, tandis que les taux de mobilisation atteignent 3.19 mm/an en moyenne dans le bassin de la Madi, 2.34 mm/an dans celui de la Modi et 4.66 mm/an dans le bassin de la Khudi Khola. Exception faite de ces trois bassins, les taux de mobilisation sont très faibles, en comparaison de la moyenne de moyen terme.

Catchment	Number of slides	Area of larger slide (10^5 m^2)	Mobilised volume (10^6 m^3)	Mobilisation rate (mm/yr)	Denudation rate (mm/yr)
Ankhu	29	21.00	0.22 ± 0.08	0.03 ± 0.02	-
Arkhet *	0	0	0	0	0.73 ± 0.05
<i>Chepe</i>	2	0.11	0 ± 0	0 ± 0	0.6 ± 0.1
<i>Chudi</i>	0	0	0	0	0.1 ± 0.0
<i>Darondi</i>	4	0.23	0 ± 0	0 ± 0	1.0 ± 0.1
<i>Khudi</i>	4	5.09	6.52 ± 2.28	4.66 ± 1.63	2.5 ± 0.7
Madi	25	4.53	15.49 ± 5.42	3.19 ± 2.08	-
Modi	14	11.00	15.33 ± 5.37	2.34 ± 1.52	-
<i>Nyadi</i>	2	0.04	0.01 ± 0	0 ± 0	2.8 ± 0.3
<i>Paudi</i>	0	0	0	0	0.22 ± 0.10
Phalakhu *	0	0	0	0	0.88 ± 0.05
Samari *	0	0	0	0	0.46 ± 0.03

Tableau VI.3 - Volumes mobilisés et taux de mobilisation associés dans quelques bassins versants du Népal central (données issues de Godard et al., 2012 en italique et de Andermann et al., 2012 assorties d'un astérisque). Les volumes sont déterminés selon la relation aire-volume. Les bassins de la Madi et de la Modi sont partiellement englacés et sont présentés ici pour leur forte activité au cours de la dernière décennie.

Les glissements cartographiés sur les deux jeux d'images sont représentés sur les figures VI.7 et VI.8.

VI.4 Discussion

VI.4.1 Glissements et érosion au cours des 10 dernières années

La résolution des images satellite utilisées est un des facteurs limitants de ce type d'étude, les plus petites structures pouvant être difficiles à cartographier. Néanmoins, cette probable sous-représentation des glissements de très petite taille (inférieure à quelques centaines de m²) n'influence que très peu la tendance générale et les volumes mobilisés. Sur une image présentant une résolution de 2.5 m, un glissement de 500m² représente environ 80 pixels. Pour changer le taux de mobilisation de 0.1 mm/an, il faudrait, dans un bassin de 100km², plus de 120 glissements de cette taille.

Au cours de la dernière décennie, les taux d'érosion due aux glissements de terrain sont très variables en comparaison de la moyenne de moyen terme, dans la plupart des bassins. Dans la vallée de la Marsyandi, ces taux corroborent la faible activité érosive estimée à partir de mesures de la charge sédimentaire, hors Khudi (Gabet et al., 2008).

Le caractère stochastique des glissements de terrain ne permet bien évidemment pas d'obtenir un instantané de l'érosion d'une vallée. Si des glissements de petite taille peuvent manquer à l'inventaire en raison de la résolution des images, un problème conséquent se pose pour les événements plus larges. De nombreux travaux suggèrent en effet que la fréquence et l'amplitude des glissements de terrain sont liées par une loi de puissance. Par conséquent, la probabilité d'observer des événements de grande ampleur sur une période d'observation est d'autant plus faible que la période est réduite et que l'aire est petite. Le temps de récurrence des événements de grande ampleur est difficile à évaluer mais une période de 10 ans peut, de prime abord, sembler courte pour avoir une chance de capturer des glissements majeurs.

Sur les 201 glissements cartographiés en 2011-2012, seuls, 59 ont été actifs durant les 10 dernières années. Les volumes sont cependant très largement dominés par les plus grosses structures apparues : sur l'inventaire total en 2011-2012, 85% des volumes glissés proviennent des six événements les plus larges (Fig VI.9 b et d), tandis que 81% des volumes glissés au cours des dix dernières l'ont été par les cinq plus vastes glissements. On observe ainsi une domination des glissements par des structures de l'ordre de plusieurs millions, voire dizaines de millions de

m³ au cours de la seule dernière décennie, comme cela a pu être observé dans d'autres contextes (Hovius et al., 1997; Stark and Hovius, 2001).

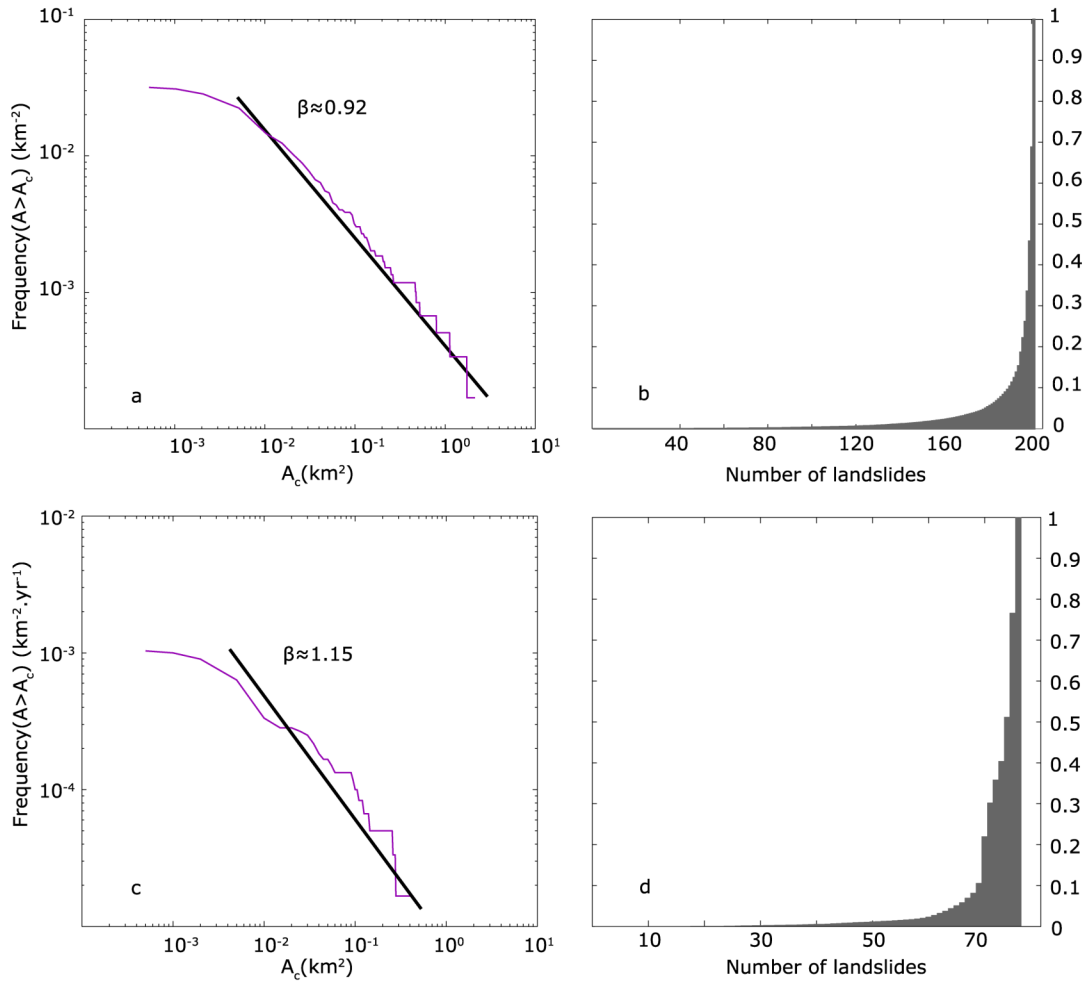


Figure VI.9 - Distribution des aires de glissement et histogramme des pourcentages volumes cumulés pour l'ensemble des glissements cartographiés en 2011-2012 (a et b) et pour les glissements actifs entre les deux inventaires (c et d). On retrouve la relation fréquence/ magnitude (a et c) $F=kA^{-\beta}$ avec un exposant proche de 1 (e.g. Hovius et al., 1997) et on constate la domination des volumes érodés par quelques structures majeures (b et d)

On peut donc considérer, même sur une courte période d'observation, une domination de l'érosion par les glissements les plus vastes, de l'ordre de plusieurs millions de m³ au moins, comme observé dans le bassin de la Khudi Khola. Ces événements ponctuels dominent le signal érosif sur plusieurs siècles et sont faiblement représentés dans l'échantillonnage présenté. Leur impact sur le signal cosmogénique doit néanmoins être pris en compte, même en période

d'éventuel déficit. Si un inventaire bi-temporel comme celui présenté ici ne permet pas de suivre l'évolution d'un glissement sur plusieurs années ni de déterminer sa durée de vie, les cicatrices observées, comme dans le bassin de la Midhi (Gallo et Lavé, 2014) témoignent de glissements potentiellement similaires à celui de Saituti et qui peuvent présenter la même influence à moyen terme sur les taux d'érosion mesurés par des méthodes plus intégratives.

VI.4.2 Effet à court terme du glissement sur les CRN

En théorie, l'utilisation des isotopes cosmogéniques n'est valide que sous la condition d'un état d'équilibre qui ne s'accorde pas avec une domination de l'érosion par des glissements de terrain. Cependant, plusieurs modèles (Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009) ont suggéré que sur le moyen terme, l'effet de phénomènes de pentes ponctuels et stochastiques d'une part, et celui d'une érosion pelliculaire constante et homogène d'autre part, étaient lissés dans le temps. Dans le cas d'une érosion dominée par les glissements de terrain, cette approche est valable uniquement si le bassin versant est suffisamment vaste (plus de 50 à 100 km² selon Niemi et al., 2005) et si les sédiments provenant des différentes sources sont bien homogénéisés par le réseau fluvial. Cela signifie que le temps de stockage, donc de mélange dans la rivière, est suffisant par rapport à la fréquence d'apparition des glissements de terrain (Yanites et al., 2009).

Les volumes moyens annuels exportés par le glissement de Saituti sont de l'ordre de 4×10^5 m³ (Gallo et Lavé, 2014, Chapitre IV) et semblent cohérents avec les volumes de sédiments transportés par la rivière (Chapitre V). Cela signifie que le matériel produit sur les pentes est efficacement transporté jusqu'à et par la rivière et suggère un stockage, et donc un temps de résidence, faibles dans le réseau de drainage. Le stockage du volume annuel de glissement, réparti sur toute la longueur de la rivière jusqu'à la confluence, représenterait par ailleurs une hauteur de dépôt de 5 à 10 m sur les dix dernières années, ce qui est difficilement conciliable avec les observations de terrain. Les fortes variations de la concentration moyenne des sables de rivière suggèrent également un volume stocké d'un ordre de grandeur similaire avec le volume annuel créé.

Le stockage semble donc limité dans la rivière et, par conséquence, les sables échantillonnés proviennent en grande partie de l'activité récente du glissement, très variable d'une année sur l'autre. Ils ne sauraient donc être équivalents à la moyenne d'un phénomène constant de surface. Selon leur origine (cœur du glissement, effondrement des bords), la concentration moyenne des grains exportés et donc le taux de dénudation estimé, seront différents.

Dans le cas de Saituti, l'activité continue depuis près de 50 ans du glissement ne permet pas de raisonner en terme de fréquence ou de temps de récurrence moyen de glissements. L'effet de l'apport des sédiments issus de cette zone est continu mais variable d'année en année et non négligeable à l'échelle du temps d'observation. Les fortes variations à court terme du signal cosmogénique ne permettent pas d'obtenir un taux de dénudation fiable à l'échelle du bassin versant.

On observe cependant une plus forte stabilité du signal dans les vallées de la Paudi et de la Darondi. La question est de savoir si cette stabilité est due à une meilleure homogénéisation du signal cosmogénique dans le réseau fluvial et donc si les isotopes cosmogéniques peuvent être considérés comme un traceur de la dénudation dans ces bassins, non soumis à l'influence d'un glissement de terrain majeur au cours des dix dernières années au moins.

A partir d'un modèle simple d'export et de mélange des sédiments dans la rivière, on peut estimer l'effet sur le signal cosmogénique de la présence ou de l'absence de glissements (Fig. VI.10 et VI.11). Le modèle se fonde sur l'équation 1 et simule l'évolution de la concentration dans les sables de rivière pendant les périodes d'activation et de repos d'un glissement, en prenant l'exemple de la situation actuelle dans la Khudi. Les différents paramètres d'entrée du modèle sont présentés dans la table VI.4.

V	$1 \times 10^6 \text{ m}^3$
Vld	$4 \pm 2 \times 10^5 \text{ m}^3$
Vep	$8 \pm 5 \times 10^3 \text{ m}^3$
Cld	$1 \pm 0.5 \times 10^4 \text{ at/g}$
Cep	$7.5 \pm 3.5 \times 10^4 \text{ at/g}$

Table VI.4 - Paramètres du modèle

Le modèle permet au premier ordre de reproduire les larges variations observées dans les sables actuels, soumis à l'influence du glissement. Par ailleurs, on retrouve les temps de relaxation du système, de quelques années lors de l'activation du glissement et de plusieurs siècles en cas de cessation d'activité (Fig. VI.10a). Ce cas de figure est bien sûr théorique, mais il témoigne de l'effet à moyen terme d'un glissement sur le signal cosmogénique des sables de rivière en l'absence d'un stockage et d'un mélange important dans le réseau fluvial.

Il est intéressant de constater que le signal peut sembler stable, sur quelques années (Fig. VI.10b, c et d), comme observé dans la Darondi et la Paudi, sans que cette stabilité soit gage de représentativité de l'érosion à moyen et long terme. Selon qu'on prenne un échantillon au

temps 180 ou au temps 330, les concentrations peuvent être différentes sans que cela soit dû à un changement de l'intensité moyenne de la dénudation. Si on considère une érosion moyenne de 2.5 mm/an, d'après les données de thermochronologie (Whipp et al., 2007), le temps moyen de récurrence d'un glissement équivalent à celui de Saituti est de 50 à 100 ans. En ajoutant ce paramètre au modèle, il apparaît tout de même que, pendant les périodes sans glissement, le signal, apparemment stable sur plusieurs années, peut être éloigné de la concentration moyenne, quand bien même la récurrence de glissements majeurs permet de conserver un taux de dénudation apparent élevé (Fig. VI.11).

En l'absence de glissement observable au cours des dernières décennies, le signal cosmogénique est toujours fortement dépendant du temps séparant la prise de l'échantillon et la dernière activité majeure de glissement, le volume et la durée de vie de cet événement.

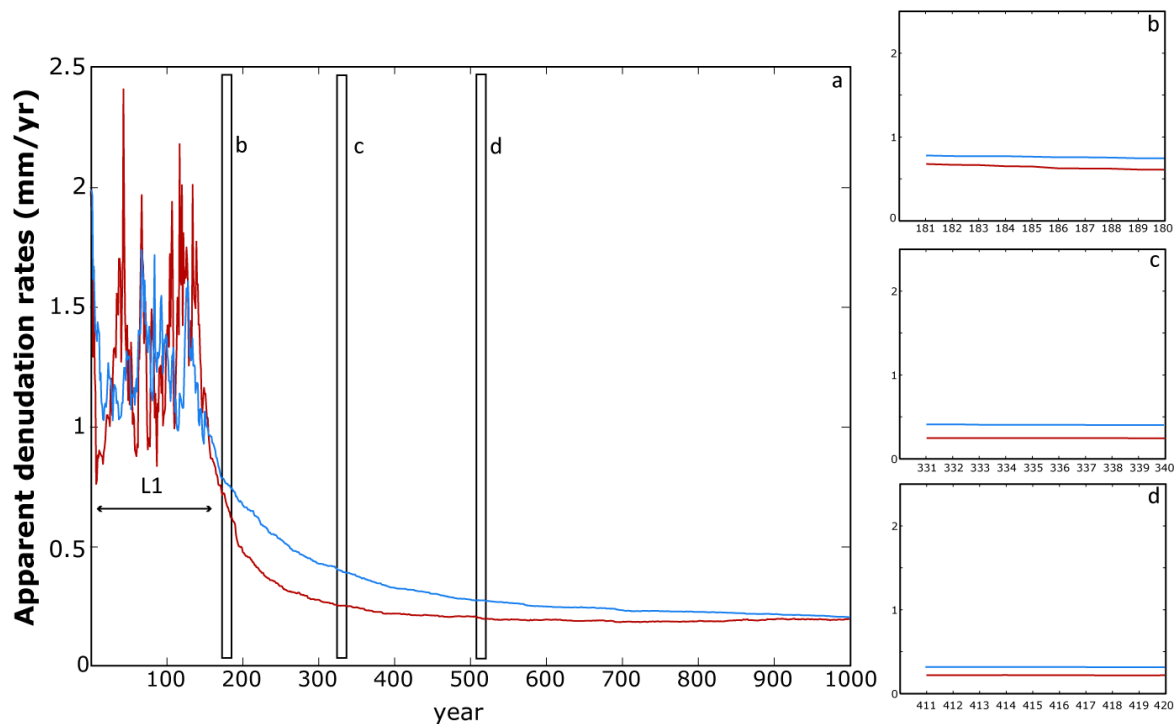


Figure VI.10 - Effet de l'activité continue ou non d'un glissement de terrain sur le taux de dénudation apparent exprimé dans les sables de la Khudi Khola. a) En cas de cessation d'activité d'un glissement majeur, le retour à un signal stable et représentatif de l'érosion pelliculaire est très long, les volumes de sédiments apportés au réseau de drainage étant plus faibles par rapport au volume stocké dans la rivière. Les courbes bleue et rouge représentent respectivement les modèles présentant un taux de mélange $x = 0.3$ et $x = 0.7$. L1 représente le glissement actuel. Le zoom sur une décennie, à $t = 180$ ans (b), $t = 330$ ans (c) et $t = 510$ ans (d) présente un signal qui semble stable, semblable à celui observé dans la Darondi et la Paudi.

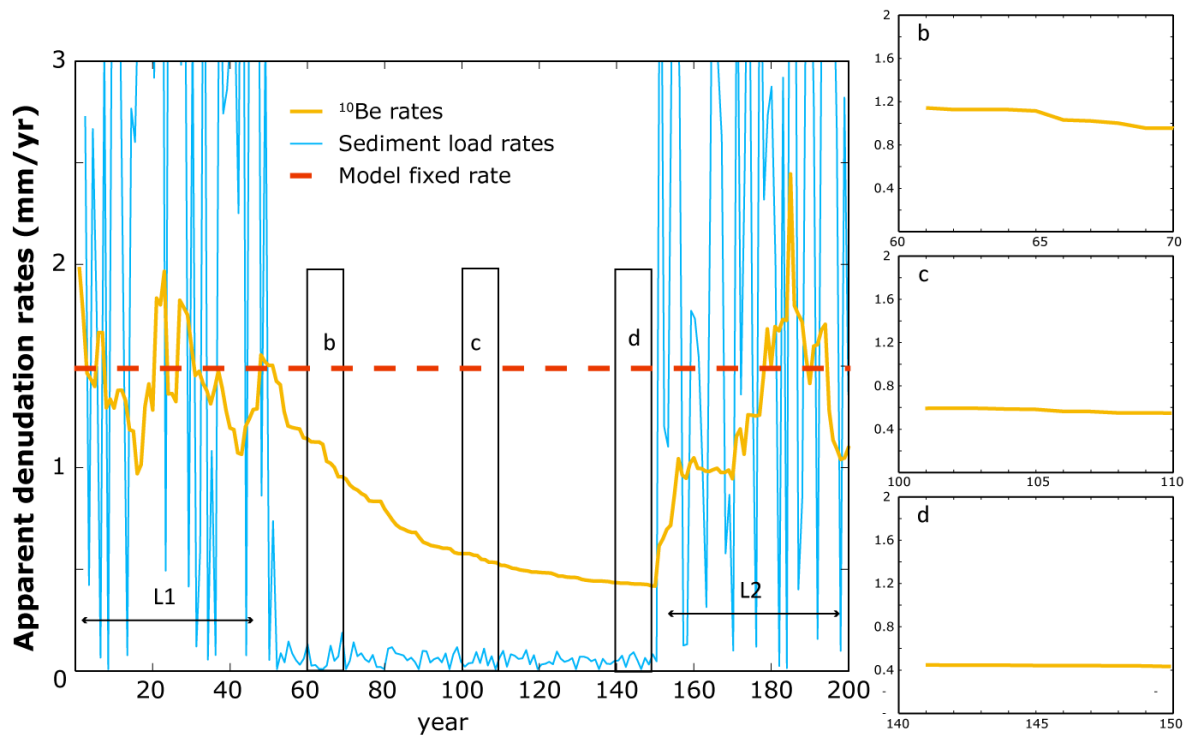


Figure VI.11 - Evolution de la concentration en ^{10}Be des sables de rivières entre deux glissements espacés de 100 ans, selon les paramètres de la Fig. VI.10. La récurrence des glissements maintient un taux de dénudation apparent assez proche du taux fixé par le modèle dans les sables de rivière. Les taux déterminés par mesure du flux sédimentaire sont extrêmement variables à court terme. Néanmoins, le signal cosmogénique peut évoluer de manière non négligeable entre deux événements.

La stabilité des taux de dénudation estimés sur une période de 13 ans pour les bassins de la Darondi et de la Paudi ne permet pas de s'assurer de la bonne homogénéisation, donc de la représentativité du signal. Cette stabilité apparente peut n'être que le résultat de la lente remontée des concentrations dans les sables de rivière, en période d'absence de glissement majeur. Le temps de récurrence des glissements de terrain les plus importants est a priori plus long que les quelques décennies d'imagerie satellitaire et aérienne dont la communauté scientifique dispose. Il peut donc être difficile de déterminer la date de la dernière activité majeure de glissement dans un bassin. Par conséquent, si le doute subsiste quant à l'homogénéisation des sédiments issus de différentes sources, les taux de dénudation issus de la mesure des isotopes cosmogéniques dans les sables de rivière doivent être interprétés avec précaution, même pour des bassins d'une taille supérieure à la limite empirique de Niemi et al. (2005). Pour des bassins de taille intermédiaire, ces taux devront donc effectivement être

considérés comme un minimum, comme suggéré par Yanites et al. (2009) mais restent dans l'ordre de grandeur des taux d'exhumation à long terme.

VI. 5 Conclusion et perspectives

L'activité récente et continue du glissement de terrain de Saituti, dans le bassin de la Khudi Khola, exerce bien une influence majeure sur le signal cosmogénique des sables de rivière. Ce signal présente d'une part de grandes disparités spatiales, avec des taux de dénudation apparents de 0.1 à 0.2 mm/an au nord du bassin et des taux de plus de 6 mm/an en sortie de glissement. D'autre part, de fortes variations temporelles sont observées en sortie du bassin à très court terme et un échantillonnage unique ne saurait être représentatif des taux de dénudation moyens sur le bassin. Le faible temps de résidence des sédiments dans le système de drainage ne permet pas une homogénéisation du signal cosmogénique entre les produits de l'érosion pelliculaire, homogène dans le temps sur le bassin et les produits issus de glissement de terrain et dont l'apport est beaucoup plus erratique.

En l'absence de glissement actif, le signal apparaît beaucoup plus stable. Les taux estimés sont inférieurs, mais du même ordre de grandeur que les taux d'exhumation à long terme. Dans les bassins d'une taille suffisante, de l'ordre de quelques centaines de km², la probabilité d'observer un glissement large au cours du temps de relaxation du système (quelques centaines d'années) est importante. Même en l'absence de glissement, le signal cosmogénique, fortement impacté par la dernière activité de glissement, est maintenu à un niveau élevé, en terme de taux de dénudation apparents. Cependant, la stabilité apparente du signal cosmogénique sur plusieurs années d'échantillonnage ne constitue pas un gage de la bonne représentativité des concentrations par rapport à leur moyenne de long terme. Cette concentration reste fortement dépendante de la date, de l'amplitude et de la position (donc du taux de production local) de la dernière activité de glissement.

Dans l'Himalaya central, un déficit volumique de glissements est globalement observé par rapport aux taux de dénudation estimés, sur la dernière décennie. Les volumes érodés sont dominés par des événements majeurs qui présentent un temps de récurrence moyen supérieur à la durée de notre fenêtre d'observation. Ces grands glissements sont donc certainement sous échantillonnés dans notre inventaire. De plus, ces glissements peuvent être favorisés lors de périodes de mousson intense, qui impactent le signal cosmogénique sur plusieurs décennies au minimum. Les événements majeurs peuvent également être concentrés lors de phases d'activité sismique importante, comme suggéré par Parker et al. (2011) ou Li et al. (2014).

Les glissements de terrain les plus vastes, de plusieurs millions ou dizaines de millions de m³, exercent un impact majeur sur la signature cosmogénique des sables de rivière des bassins himalayens. Les taux de dénudation moyens obtenus avec cette méthode doivent par conséquent être manipulés avec beaucoup de précaution. Néanmoins, dans ces environnements, l'utilisation des isotopes cosmogéniques peut être un moyen de préciser la dynamique et l'export des sédiments par les glissements de terrain à court et moyen terme.

*Let me be the one that shines with you
And we can slide away*

-Oasis

VII.

Chapitre VII. Conclusion et implications

La situation particulière du bassin de la Khudi Khola m'a offert la possibilité de suivre l'évolution et la dynamique d'un glissement de terrain à des échelles de temps et d'espace variables. En premier lieu, l'histoire du glissement au cours du dernier demi-siècle a pu être reconstituée à partir d'images satellitaires. J'ai également pu suivre la dynamique quotidienne du glissement et de l'export des sédiments, pendant plusieurs périodes de mousson. Enfin, la place prépondérante qu'occupe depuis près de 50 ans le glissement de Saituti dans l'évolution du bassin m'a amené à considérer l'effet de telles structures sur les concentrations en isotopes cosmogéniques, dont l'utilisation pour l'estimation des taux de dénudation s'est largement répandue ces dernières années. Les principaux résultats de ce travail de thèse sont résumés dans les quelques points suivants et leurs implications sont évoquées plus bas :

- L'analyse des images satellites a permis de mettre en évidence une activité continue, bien que variable, du glissement de Saituti depuis 1967 au moins. A partir d'une loi empirique liant la surface d'un glissement à son volume, calibrée à partir de modèles numériques de terrain, il a été possible d'estimer les volumes érodés au cours des 46 dernières années. Les volumes obtenus et les taux d'érosion associés témoignent de la place prépondérante du glissement dans l'érosion totale de la vallée au cours des dernières décennies. L'activité durable de quelques glissements, sur quelques années ou décennies, peut représenter une part non négligeable des processus érosifs dans les zones de montagne. Ce phénomène est à prendre en compte, que ce soit dans les études de l'érosion à court et moyen terme ou dans les modèles d'évolution des paysages. La représentation purement statistique de glissements ponctuels dans ces modèles peut être biaisée par l'effet de tels glissements sur la dynamique érosive et l'export sédimentaire.
- A partir d'observations et de relevés de terrain d'une part, de l'analyse des pentes locales et par comparaison avec un glissement voisin similaire, il a été possible d'envisager la

propagation du glissement de Saituti dans les prochaines années. La propagation vers le sud-ouest devrait se poursuivre au cours des prochaines années au moins. Si, dans le cas de Saituti, aucune habitation n'est menacée directement par le glissement, les fortes quantités de matériel exportées représentent un danger éventuel pour les populations en aval et un problème certain pour les installations hydro électriques du Dam. Ces prévisions ne sont qu'indicatives, mais doivent tout de même permettre de maintenir un état de veille dans la vallée de la Khudi.

- Une fois mise en évidence la place importante du glissement de Saituti dans l'érosion récente et actuelle du bassin, il a été possible de suivre son activité tout au long de la période de mousson. Grâce à un ensemble instrumental installé aux points-clés, les caractéristiques hydrodynamiques de la vallée et du glissement ont pu être observées. Il ressort de cette étude un contrôle de la dynamique du glissement de terrain par le niveau de nappe. Ce contrôle permet de maintenir une activité continue tout au long de la mousson, même au cours de périodes peu pluvieuses. Cependant, un découplage apparaît entre la production de sédiments par glissement et l'export de ce matériel par la rivière, qui est dépendant du débit de ruissellement, donc de l'intensité des précipitations. On retrouve, à l'échelle du bassin de la Khudi, la dynamique sédimentaire observée dans les principaux réseaux de drainage du Népal, avec des pentes considérées comme *transport-limited* et une rivière *supply-limited*.
- La mise en évidence d'un découplage, même limité, entre la production de sédiment, pose la question de la représentativité des taux d'érosion obtenus par des mesures de la charge sédimentaire. Les périodes de rapide propagation de l'aire de glissement ne corresponde d'ailleurs pas aux plus forts flux sédimentaires en sortie de vallée. Si le stockage dans le glissement et dans le chenal semble limité à quelques années au maximum, il convient de tenir compte de ce paramètre lors des mesures de charge sédimentaire. Comme proposé par Hovius et al. (2000), la détermination des taux d'érosion actuels dans des bassins possiblement dominés par des glissements de terrain devraient inclure une étude des processus de pente récemment à l'oeuvre dans le bassin.
- Au-delà de l'impact à court terme du glissement de terrain sur la mesure des flux de sédiments, il était également nécessaire de s'intéresser à son effet sur la détermination des taux de dénudation à moyen terme par l'analyse des isotopes cosmogéniques. Certains modèles (Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009) ont permis de valider, sous certaines conditions, l'utilisation de cette méthode dans les environnements soumis à des processus de pente. Néanmoins, le suivi durable du bassin de la Khudi Khola a

permis d'observer l'effet du glissement, année après année, sur la signature cosmogéniques des sables de rivière. Les fortes variations observées incitent à la prudence quant à l'interprétation des taux de dénudation dans ces environnements. Si l'activité récurrente des glissements de terrain himalayens permet de maintenir un signal proche des taux d'érosion à plus long terme, il convient de prendre en compte l'activité récente de glissement dans l'interprétation des taux de dénudation estimés.

- Enfin, la cartographie des glissements de terrain récents dans l'Himalaya central témoigne d'un déficit d'érosion au cours de la dernière vis-à-vis des taux de dénudation à moyen et long terme. Si ce déficit peut être lié à la faible durée de la période d'observation, il témoigne néanmoins d'une domination de l'érosion par des phénomènes de pentes majeurs et présentant un temps de récurrence plus long que la dernière décennie. De plus, la concentration de glissements au cours de périodes de mousson intenses ou d'événements sismiques majeurs.

Ce travail de thèse a permis de suivre la dynamique érosive du bassin de la Khudi Khola à travers le temps et de valider les méthodes intégratives de mesure des taux d'érosion et de dénudation. Une fois ces principales conclusions exposées, plusieurs perspectives s'ouvrent pour appliquer ces résultats, majoritairement locaux, à une échelle plus globale :

- En premier lieu, la question de la représentativité du glissement de Saituti et du bassin de la Khudi Khola à l'échelle de l'Himalaya central se pose. L'observation du glissement voisin de la Midhi Khola a permis de mettre en évidence un comportement similaire entre les deux structures qui présentent une activité durable pendant plusieurs décennies. Il en est de même pour les observations du bassin de l'Ankhu Khola (Thouret, 1983). La réalisation d'inventaires multi-temporels de glissements de terrain, sur des durées d'observation plus longue que la dernière décennie, permettra peut-être la mise en évidence d'autres glissements semblables dans l'Himalaya central. La quantification du rôle de ces glissements durables, par opposition aux glissements ponctuels souvent observés et/ou modélisés, apportera des réponses sur leur importance dans l'activité érosive récente de cette chaîne de montagnes.
- Dans le vallée de la Marsyandi, le bassin de la Chepe présente un profil semblable à celui de la Khudi Khola, en termes de précipitations, de superficie, de morphologie et de géologie. Ce bassin pourra être considéré comme témoin pour une comparaison avec les

résultats obtenus dans la Khudi. Sans surprise, les premières observations et mesures effectuées en 2013 suggèrent des flux bien moindres que ceux observés au cours de ce travail.

- Enfin, il convient d'approfondir les variations du signal cosmogénique cosmogéniques des sables de rivière en relation avec l'activité des glissements dans un bassin donné. En effet, ces variations sont dues aux différences de concentration des différentes sources de sédiments. L'étude de la variabilité temporelle des concentrations des sables de rivière peut apporter des indications sur l'intensité érosive et sur les caractéristiques des glissements survenus dans un bassin, en terme de profondeur et de localisation. Ces données, associées à un suivi hydroclimatique et sédimentaire, peuvent contribuer à une meilleure compréhension des phénomènes de glissement dans un environnement donné et sont à prendre en considération en vue d'établir des outils de surveillance et de prédiction de phénomènes naturels aussi variés que les glissements de terrain.

Références bibliographiques

- Andermann, C., Crave, A., Gloaguen, R., Davy, P., Bonnet, S., 2012. Connecting source and transport: Suspended sediments in the Nepal Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 351-352, 158–170.
- Angeli, M. G., Pasuto, A., & Silvano, S., 2000. A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology*, 55(3), 133-147.
- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, 268(3), 243-263.
- Bettinelli, P., Avouac, J. P., Flouzat, M., Jouanne, F., Bollinger, L., Willis, P., & 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.
- Bettinelli, P., Avouac, J. P., Flouzat, M., Bollinger, L., Ramillien, G., Rajaure, S., & Sapkota, S. (2008). Seasonal variations of seismicity and geodetic strain in the Himalaya induced by surface hydrology. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(3), 332-344.
- Blythe, A.E., Burbank, D.W., Carter, A., Schmidt, K., Putkonen, J., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 1. Apatite and zircon fission track and apatite [U-Th]/He analyses. *Tectonics* 26, TC 3002
- Bollinger, L., Perrier, F., Avouac, J. P., Sapkota, S., Gautam, U., & Tiwari, D. R. (2007). Seasonal modulation of seismicity in the Himalaya of Nepal. *Geophysical Research Letters*, 34(8).
- Bookhagen, B., Burbank, D.W., 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophys. Res. Lett.* 33
- Bookhagen, B., Burbank, D.W., 2010. Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *J. Geophys. Res.* 115, F03019.
- Bookhagen, B., Thiede, R.C., Strecker, M.R., 2005. Late Quaternary intensified monsoon phases control landscape evolution in the northwest Himalaya. *Geology* 33, 149.
- Bouchon, M., and Baker, J., 1996, Seismic response of a hill: The example of Tarzana, California: *Seismological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 66–72.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S, Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, 379 (6565), 505-510.
- Burbank, D.W., Blythe, a E., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E., Oskin, M., Barros, a, Ojha, T.P., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature* 426, 652–5.
- Casagli, N., Ermini, L., Rosati, G., 2003. Determining grain size distribution of the material composing landslide dams in the Northern Apennines: sampling and processing methods. *Eng. Geol.* 69, 83–97

- Champagnac, J.-D., Molnar, P., Sue, C., Herman, F., 2012. Tectonics, climate, and mountain topography. *J. Geophys. Res.* 117
- Chen, R.-F., Chang, K.-J., Angelier, J., Chan, Y.-C., Deffontaines, B., Lee, C.-T., Lin, M.-L., 2006. Topographical changes revealed by high-resolution airborne LiDAR data: The 1999 Tsaoiling landslide induced by the Chi-Chi earthquake. *Engineering Geology* 88, 160–172.
- Clift, P.D., Giosan, L., Blusztajn, J., Campbell, I.H., Allen, C., Pringle, M., Tabrez, A.R., Danish, M., Rabbani, M.M., Alizai, A., Carter, A., Lückge, A., 2008. Holocene erosion of the Lesser Himalaya triggered by intensified summer monsoon. *Geology* 36, 79.
- Colchen, M., Le Fort, P., Pecher, A., 1986. Annapurna-Manaslu-Ganesh Himal. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 75–136
- Corominas, J., Moya, J., Lloret, A., Gili, J. A., Angeli, M. G., Pasuto, A., & Silvano, S. (2000). Measurement of landslide displacements using a wire extensometer. *Engineering Geology*, 55(3), 149-166.
- Cruden, D. M. , 1991. A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 43(1), 27-29.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. *Landslides: investigation and mitigation*, 247, 36-75.
- Curray, J. R., Emmel, F. J., & Moore, D. G. (2002). The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Marine and Petroleum Geology*, 19(10), 1191-1223.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.-L., Willett, S.D., Hu, J.-C., Horng, M.-J., Chen, M.-C., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J.-C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426, 648–51.
- Dahal, R.K., Hasegawa, S., 2008. Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya. *Geomorphology*, 100 (3-4), 429–443
- Delacourt, C., 2004. Velocity field of the “La Clapière” landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. *Geophys. Res. Lett.* 31.
- Densmore, A.L., Hovius, N., 2000. Topographic fingerprints of bedrock landslides
Topographic fingerprints of bedrock landslides.
- Dixon, J.L., Heimsath, a. M., Kaste, J., Amundson, R., 2009. Climate-driven processes of hillslope weathering. *Geology* 37, 975–978
- Dramis and Sorriso-Valvo, 1994 Dramis, F., Sorriso-Valvo, M., 1994. Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Engineering Geology*, 38, 231–243
- Dunai, T.J., 2010. *Cosmogenic nuclides. Principles, concepts and applications in the Earth surface sciences*, Cambridge University Press, 187 pp.
- Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K., Lesemann, J.-E., 2009. Glacial effects limiting mountain height. *Nature* 460, 884–7

- France-Lanord, C., Derry, L.A., 1997. Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion 390, 65–67.
- Furey, P.R., Gupta, V.K., 2001. A physically based filter for separating base flow series 37, 2709–2722
- Gabet, E.J., 2007. A theoretical model coupling chemical weathering and physical erosion in landslide-dominated landscapes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 264, 259–265.
- Gabet, E.J., Mudd, S.M., 2009. A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates. *Geology* 37, 151–154.
- Gabet, E.J., Burbank, D.W., Putkonen, J.K., Pratt-Sitaula, B.A., Ojha, T., 2004a. Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. *Geomorphology*, 63 (3-4), 131–143
- Gabet, E.J., Burbank, D.W., Pratt-Sitaula, B.A., Putkonen, J.K., Bookhagen, B., 2008. Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 482-494
- Gadgil, S. (2003). The Indian monsoon and its variability. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 429-467.
- Gadgil, S., Vinayachandran, P. N., Francis, P. A., & Gadgil, S. (2004). Extremes of the Indian summer monsoon rainfall, ENSO and equatorial Indian Ocean oscillation. *Geophysical Research Letters*, 31(12).
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., & Allegre, C. J. (1999). Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159(1), 3-30.
- Gallo, F., Lavé, J., 2014. Evolution of a large landslide in the High Himalaya of central Nepal during the last half-century. *Geomorphology*, *in press*.
- Galy, A., France-Lanord, C., 1999. Weathering processes in the Ganges–Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chem. Geol.* 159, 31–60.
- Galy, V., France-Lanord, C., Beyssac, O., Faure, P., Kudrass, H., Palhol, F., 2007. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature* 450, 407–10.
- Gili, J. A., Corominas, J., & Rius, J. (2000). Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology*, 55(3), 167-192.
- Godard, V., Burbank, D.W., Bourlès, D.L., Bookhagen, B., Braucher, R., Fisher, G.B., 2012. Impact of glacial erosion on 10 Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 117 (F3), F03013
- Godard, V., Bourlès, D. L., Spinabella, F., Burbank, D. W., Bookhagen, B., Fisher, G. B., ... & Léanni, L. (2014). Dominance of tectonics over climate in Himalayan denudation. *Geology*, G35342-1.

- Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Rossi, M., Valigi, D., 2009. Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 279 (3-4), 222–229
- Hahn, D. G., & Manabe, S. (1975). The role of mountains in the south Asian monsoon circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32(8), 1515-1541.
- Hampel, A., Hetzel, R., Densmore, A.L., 2007. Postglacial slip-rate increase on the Teton normal fault, northern Basin and Range Province, caused by melting of the Yellowstone ice cap and deglaciation of the Teton Range? *Geology* 35, 1107.
- Harp, E. L., and Keefer, D. K., 1990, Landslides triggered by the earthquake, in Rymer, M. J., and Ellsworth, W. L., eds., *The Coalinga, California, earthquake of May 2, 1983*: U.S. Geological Survey Professional Paper 1487, p. 335–347
- Harvey, A.M., 2002. Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44, 175–201
- Highland, L., & Bobrowsky, P. T. (2008). *The landslide handbook: a guide to understanding landslides* (p. 1325). Reston, VA, USA: US Geological Survey.
- Hodges, K. V., 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geol. Soc. Am. Bull.* 324–350.
- Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25, 231–234
- ISpra Press Release, 2011. World Landslides Forum: Each year, landslides cause damage to 6 billion Euro
- Iverson, R.M., 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 37 (7), 1897–1910
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406–421
- Kirchner, J.W., Finkel, R.C., Riebe, C.S., Granger, D.E., Clayton, J.L., King, J.G., Megahan, W.F., Sites, F., 2001. Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales. *Geology* 29, 591–594.
- Korup, O., McSaveney, M.J., Davies, T.R., 2004. Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 61, 189–207.
- Korup, O., Densmore, A.L., Schlunegger, F., 2010. The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology*, 120 (1-2), 77–90
- Larsen, I.J., Montgomery, D.R., Korup, O., 2010. Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geoscience*, 3 (4), 247-251
- Lavé, J., Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5735–5770

- Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11), 26561–26591
- Le Fort, P. (1986). Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 159-172.
- Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F., Avouac, J.P., 2007. Automatic and Precise Orthorectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 45, 1529–1558.
- Leprince, S., Berthier, E., Ayoub, F., Delavourt, C., Avouac, J.-P., 2008. Monitoring Earth Surface Dynamics With Optical Imagery. *EOS, Trans. Am. Geophys. UNION* 89, 1–12.
- Li, T., 1990. Landslide management in the mountain area of China. ICIMOD, Kathmandu. Occasion Paper No. 15, 50 pp.
- Lin, C. Y., Hsu, H. M., Sheng, Y. F., Kuo, C. H., & Liou, Y. A. (2010). Mesoscale processes for super heavy rainfall of Typhoon Morakot (2009) over Southern Taiwan. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 10(5), 13495-13517.
- Lupker, M. (2011). Dynamique sédimentaire, érosion physique et altération chimique dans le système himalayen (Doctoral dissertation, Vandoeuvre-les-Nancy, INPL).
- Lupker, M., France-Lanord, C., Lavé, J., Bouchez, J., Galy, V., Métivier, F., ... & Mugnier, J. L. (2011). A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: Application to the Ganga basin. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 116(F4).
- Lupker, M., Blard, P.-H., Lavé, J., France-Lanord, C., Leanni, L., Puchol, N., Charreau, J., Bourlès, D., 2012. ¹⁰Be-derived Himalayan denudation rates and sediment budgets in the Ganga basin. *Earth and Planetary Science Letters* 333-334, 146-156
- Malet, J.P., Maquaire, O., Calais, E., 2002. The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides : application to the Super-Sauze earthf low (Alpes-de-Haute-Provence , France). *Geomorpholgy* 43, 33–54.
- Meade, R.H., 1994. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quat. Int.* 21, 29–39.
- Michel, R., 2013. Analyse hydro-climatique d'un bassin versant himalayen. Flux et transferts de masse. Mémoire de Master. Université de Lorraine
- Millot, R., Gaillardet, J., Dupré, B., Allègre, C.J., 2002. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 83–98.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., & Klein, M. (1999). Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International*, 137(2), 280-318.
- Molnar, P., 2003. Nature, nurture and landscape. *Nature* 426, 11–13.
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346, 29–34.

- Molnar, P., Anderson, R.S., Anderson, S.P., 2007. Tectonics, fracturing of rock, and erosion. *J. Geophys. Res.* 112, F03014.
- Molnar, P., Boos, W. R., & Battisti, D. S. (2010). Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38(1), 77.
- Niemi, N.A., Oskin, M., Burbank, D.W., Heimsath, A.M., Gabet, E.J., 2005. Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 480–498
- Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Royden, L.H., Sun, Z., Chen, Z., 2007. The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China). *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 1462–1476
- Office fédéral de l'environnement - Division Prévention des dangers, 2009. Glissements de terrain. *Processus* (Astrid Leutwiller)
- Pandey, M. R., & Molnar, P. (1988). The distribution of intensity of the Bihar-Nepal earthquake of 15 January 1934 and bounds on the extent of the rupture zone. *J. Geol. Soc. Nepal*, 5, 22-44.
- Pandey, M.R., Tandukar, R.P., Avouac, J.P., Lavé, J., Massot J.P., 1995. Interseismic strain accumulation on the Himalayan Crustal Ramp (Nepal), *Geophysical Research Letters*, 22, 751-754
- Parker, R. N., Densmore, A. L., Rosser, N. J., De Michele, M., Li, Y., Huang, R., ... & Petley, D. N. (2011). Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature Geoscience*, 4(7), 449-452.
- Patriat, P., Achache J., 1984, India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311, 615–621
- Pratt-Sitaula, B., Garde, M., Burbank, D.W., Oskin, M., Heimsath, A., Gabet, E., 2007. Bedload-to-suspended load ratio and rapid bedrock incision from Himalayan landslide-dam lake record. *Quat. Res.* 68, 111–120.
- Pratt-Sitaula, B., Burbank, D.W., Heimsath, A.M., Humphrey, N.F., Oskin, M., Putkonen, J.K., 2011. Topographic control of asynchronous glacial advances: a case study from Annapurna, Nepal. *Geophysical Research Letters*, 38
- Puchol, N., 2013. Détermination des paléo-taux d'érosion par l'utilisation des isotopes cosmogéniques. Cas de la transition Pliocène-Pleistocène, PhD dissertation, Univ. Lorraine, 266 pp
- Putkonen, J.K., 2004. Continuous snow and rain data at 500 to 4400 m altitude. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 36 (2), 244–248
- Reiners, P.W., Ehlers, T. a, Mitchell, S.G., Montgomery, D.R., 2003. Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. *Nature* 426, 645–7.

- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., 2005. Characterizing structural and lithologic controls on deep-seated landsliding: Implications for topographic relief and landscape evolution in the Oregon Coast Range, USA. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 654
- Rowley, D.B., 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: a review of stratigraphic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 145, 1–13
- Schelling, D. (1992). The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 11(5), 925-943.
- Schelling, D., & Arita, K. (1991). Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 10(5), 851-862.
- Scherler, D., Bookhagen, B., & Strecker, M. R. (2013). Tectonic control on ¹⁰Be-derived erosion rates in the Garhwal Himalaya, India. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*.
- Schuster, R. L. (1996). Socioeconomic significance of landslides. *Landslides: investigation and mitigation*, Special Report, 247, 12-35.
- Searle, M. P., Noble, S. R., Hurford, A. J., & Rex, D. C. (1999). Age of crustal melting, emplacement and exhumation history of the Shivling leucogranite, Garhwal Himalaya. *Geological Magazine*, 136(05), 513-525.
- Seeber, L., & Armbruster, J. G. (1981). Great detachment earthquakes along the Himalayan arc and long-term forecasting. *Maurice Ewing Series*, 4, 259-277.
- Shrestha, M. L. (2000). Interannual variation of summer monsoon rainfall over Nepal and its relation to Southern Oscillation Index. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 75(1-2), 21-28.
- Shroder, J.F., 1998. Slope failure and denudation in the western Himalaya. *Geomorphology*, 26, 81–105
- Shroder, J.F., Bishop, M.P., 1998. Mass movement in the Himalaya: new insights and research directions. *Geomorphology*, 26 (1-3), 13-35
- Sidle, R. C., Ziegler, A. D., Negishi, J. N., Nik, A. R., Siew, R., & Turkelboom, F. (2006). Erosion processes in steep terrain—truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. *Forest Ecology and Management*, 224(1), 199-225.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2006. The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: Implications of the saltation–abrasion incision model. *Geomorphology*, 82 (1), 58-83
- Squarzoni, C., Delacourt, C., & Allemand, P. (2005). Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). *Engineering Geology*, 79(3), 215-229.
- ten Brink, U.S., Geist, E.L., Andrews, B.D., 2006. Size distribution of submarine landslides and its implication to tsunami hazard in Puerto Rico. *Geophysical Research Letters*, 33, L11307

- Thiede, R.C., Bookhagen, B., Arrowsmith, J.R., Sobel, E.R., Strecker, M.R., 2004. Climatic control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 791–806.
- Thiede, R.C., Ehlers, T. a., Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2009. Erosional variability along the northwest Himalaya. *J. Geophys. Res.* 114.
- Varnes DJ. 1978. Slope movements, type and processes. In *Landslide Analysis and Control*, Schuster RL, Krizek RJ (eds). Transportation Research Board, Special Report 176. National Academy of Sciences: Washington; 11–33.
- 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, 462–479.
- Wager, L. R. (1937). The Arun River drainage pattern and the rise of the Himalaya. *Geographical Journal*, 239-250.
- Wang, Q., Zhang, P.Z., Freymueller, J.T., Bilham, R., Larson, K.M., Lai, X., You, X., Niu, Z., Wu, J., Li, Y., Liu, J., Yang, Z., Chen, Q., 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements. *Science* 294, 574–7
- Weidinger, J. T., & Ibetsberger, H. J. (2000). Landslide dams of Tal, Latamrang, Ghatta Khola, Ringmo, and Darbang in the Nepal Himalayas and related hazards. *Journal of Nepal Geological Society*, 22, 371-380.
- Whipp, D.M., Ehlers, T.A., Blythe, A.E., Huntington, K.W., Hodges, K.V., Burbank, D.W., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 2. Thermokinematic and thermochronometer age prediction model. *Tectonics*, 26, TC 3003
- Whipple, K.X., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nat. Geosci.* 2, 97–104.
- Willett, S.D., 1999, Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts: *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 28957-28981.
- Willett, S. D. (Ed.). (2006). *Tectonics, climate, and landscape evolution* (Vol. 398). Geological Society of America.
- Wu, G., Zhang, Y., 1998. Tibetan Plateau Forcing and the Timing of the Monsoon Onset over South Asia and the South China Sea. *Am. Meteorol. Soc.* 913–927.
- Ye, D. Z., & Wu, G. X. (1998). The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67(1-4), 181-198.
- Yuan, D. Y., Lei, Z. S., He, W. G., Xiong, Z., Ge, W. P., Liu, X. W., & Liu, B. C. (2007). Textual research of Wudu earthquake in 186 BC in Gansu Province, China and discussion on its causative structure. *Acta Seismologica Sinica*, 20, 696-707.
- Zeitler, P. K., Koons, P. O., Bishop, M. P., Chamberlain, C. P., Craw, D., Edwards, M. A., ... & Shroder, J. F. (2001). Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: Metamorphic consequences of thermal-mechanical coupling facilitated by erosion. *Tectonics*, 20(5), 712-728.

- Zielinski, G. a, 2000. Use of paleo-records in determining variability within the volcanism–climate system. *Quat. Sci. Rev.* 19, 417–438.

Glissements de terrain et érosion des chaînes de montagnes - Etude de cas dans l'Himalaya central

L'évolution des paysages est au coeur d'un système complexe d'interactions entre les phénomènes tectoniques, climatiques et érosifs. Si le contrôle principal du climat sur les taux d'érosion est encore sujet à débat, les régions montagneuses restent un milieu particulièrement sensible aux modifications climatiques. Pour mieux appréhender ces liens en milieu montagneux et le contrôle des processus d'érosion, il est nécessaire de comprendre et de quantifier l'importance de chaque phénomène érosif dans l'évolution des paysages. Parmi ceux-ci, les glissements de terrain sont un phénomène brusque, imprévisible et souvent catastrophique pouvant mobiliser des volumes rocheux considérables. De nombreux travaux suggèrent d'ailleurs que les glissements constituent le principal agent de l'érosion des pentes dans les vallées non englacées de l'Himalaya.

L'objectif de cette thèse est de mieux appréhender l'évolution et la dynamique des glissements de terrain de l'Himalaya central et leur rôle dans l'érosion de cette chaîne de montagnes, sur une large échelle de temps. Ces travaux ont été menés selon 3 axes principaux imbriqués spatialement et temporellement.

Le bassin de la Khudi Khola, au Népal central, présente un large glissement de terrain, actif depuis plusieurs décennies. Cette particularité nous a permis d'étudier en détail ce glissement, dans un contexte d'érosion intense, au jour le jour, à l'échelle d'une mousson et sur plusieurs décennies.

L'histoire du glissement de Saituti a été reconstituée grâce à l'analyse d'images satellite et aériennes. Une activité continue, bien que variable, du glissement depuis près d'un demi siècle a pu être observée. L'estimation des volumes de sédiments produits par le glissement a permis de mettre en évidence la place prépondérante de cette structure érosive dans l'érosion totale du bassin au cours des dernières années, voire des dernières décennies.

La dynamique quotidienne des mouvements au sein du glissement associée à l'export des sédiments par le réseau de drainage ont également été observés. Il apparaît un découplage entre les mouvements de terrain, donc la production de sédiments, qui sont contrôlés par le niveau de nappe, et l'export du matériel par la rivière, dépendant du débit de surface. Une fois initiés, les mouvements se poursuivent durant toute la période de mousson, mais seuls les épisodes pluvieux importants permettent un transport efficace du matériel produit à la rivière. Les flux annuels de matière en suspension dans la rivière ont également pu être estimés et s'accordent au premier ordre avec les volumes créés par le glissement. Ces résultats suggèrent également le rôle principal du glissement de Saituti dans l'érosion de la vallée.

A l'échelle de l'Himalaya central, l'activité des glissements au cours de la dernière décennie témoigne d'une domination de l'érosion par des événements majeurs, de l'ordre de plusieurs millions de mètres cubes, similaires à celui de Saituti. Cette étude montre qu'à moyen terme, de tels glissements peuvent influencer très fortement les concentrations en isotopes cosmogéniques des sables de rivières dans les bassins versants de taille intermédiaire (quelques centaines de km²). La concentration de ces sables apparaît principalement dépendante de la date et de l'amplitude du dernier événement majeur de glissement. Dans ces environnements, les taux de dénudation déterminés par l'utilisation des isotopes cosmogéniques doivent être interprétés avec beaucoup de précaution.

Ainsi, l'activité, possiblement continue, de quelques glissements de terrain peut exercer une influence majeure sur l'érosion des vallées de l'Himalaya central. Ce facteur doit être pris en compte dans l'analyse des processus érosifs ainsi que dans les modèles d'évolution des paysages, à court et moyen terme.

Mots-clés : Erosion, Altération, Climat, Glissements de terrain

Landslides and erosion of mountain ranges - Case study in Central Himalayas

Landscape evolution is at the heart of a complex system of interactions between tectonics, climate and erosion. While the influence of climate on erosion rates is still debated, mountainous areas are a priori particularly sensitive to climatic changes. In order to better understand these interactions, it is of fundamental importance to quantify the importance of each erosion process, in addition to their sensitivity to rainfall. Among the erosion processes, landslides represent a major, unpredictable and often catastrophic, phenomenon that can involve considerable volumes of rocks. Many previous works have shown that landslides are the primary agent of hillslope erosion in the unglaciated valleys of the Himalayas.

From this point of view, the aim of this work is to better constrain landslide evolution and dynamics in the central Himalayas, and their role in the erosion of this mountain range, on different timescales.

The Khudi Khola catchment, in central Nepal, displays a large landsliding zone that has been active for several decades, in a context of intense erosion. This characteristic provides the opportunity to study this landslide in detail, from timescales ranging from an hour to several decades.

The Saituti landslide history was reconstructed from analysis of satellite and aerial images. A continuous, but variable, activity of the landslide has been observed for almost a half century. Estimates of sediment volumes produced by the landslide highlight the dominant role this erosive structure plays in the overall catchment erosion over the last few years and possibly for the past few decades. Indeed, the landslide-induced erosion rates are in the same range as the total erosion rates, i.e. around 2.5 mm/y.

The daily dynamics of the landslide were also studied, as well as the sediment export to the drainage network. The results highlight a decoupling between the displacements and the sediment production within the landslide, and the export of sediment to the river. The baseflow level primarily controls these displacements, while the export is more dependant on the runoff discharge that follows rainfall peaks. Once the slide is set in motion, it keeps moving during the whole monsoon period. However, only intense rainfall events result in an efficient transport of sediment to the river. The annual flux of suspended load were estimated at the Khudi mouth, these roughly agree with the volumes of landslide material. These results confirm the dominant role of the Saituti landslide in the overall catchment erosion and suggest rapid export of the landslide sediment to the river mouth.

On the scale of the entire central Himalayas, landslide activity over the last decade highlights a deficit of landslides, compared to independent estimates of secular denudation rates. Nevertheless, this activity is dominated by major events, in the range of several millions cubic metres, such as the Saituti one. The stochastic nature of landslides influences the variability of sediment fluxes in the river. However, this study also highlights that, in medium-sized catchments (around a few hundred square kilometres) such landslides may strongly influence the median concentration of cosmogenic nuclides in river sands. This concentration seems to be primarily dependant on the date and on the magnitude of the last major slide event. In such environments, secular denudation rates estimated from cosmogenic nuclides need to be interpreted very cautiously.

The (possibly) long-lasting activity of a few large landslides can then strongly influence the erosion of the Himalayan valleys. This parameter should be taken into account in studies of short- to mid-term erosion processes as well as in landscape evolution models generally.

Keywords: Erosion, Weathering, Climate, Landslides