



HAL
open science

Dynamique sédimentaire, érosion physique et altération chimique dans le système himalayen

Maarten Lupker

► **To cite this version:**

Maarten Lupker. Dynamique sédimentaire, érosion physique et altération chimique dans le système himalayen. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2011. Français. NNT : 2011INPL038N . tel-01749558

HAL Id: tel-01749558

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01749558>

Submitted on 29 Mar 2018

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

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



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>

Dynamique sédimentaire, érosion physique et altération chimique dans le système himalayen

THÈSE

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
spécialité Géosciences

par Maarten LUPKER
soutenance publique le **27 juin 2011**

Composition du Jury:

Rapporteurs:

Louis A. DERRY (Associate Professor, Cornell University, Ithaca, NY, USA)
Niels HOVIUS (Lecturer, Cambridge University, Cambridge, UK)

Examineurs:

Friedhelm von BLANCKENBURG (Professor, GFZ, Postdam, DE)
François CHABAUX (Professeur, LHyGeS, Strasbourg, FR)
Jérôme GAILLARDET (Professeur, IPGP, Paris, FR)
Rajiv SIHNA (Professor, IITK, Kanpur, India)

Directeurs:

Christian FRANCE-LANORD (Directeur de Recherches, CRPG, Nancy, FR)
Jérôme LAVÉ (Directeur de Recherches, CRPG, Nancy, FR)

...

*The Walrus and the Carpenter
Were walking close at hand:
They wept like anything to see
Such quantities of sand:
'If this were only cleared away,'
They said, 'it would be grand.'*

*'If seven maids with seven mops
Swept it for half a year,
Do you suppose,' the Walrus said,
'That they could get it clear?'
'I doubt it,' said the Carpenter,
And shed a bitter tear.*



*The Walrus and the Carpenter
Lewis Carroll*

Remerciements:

Je tiens en premier lieu à remercier mes deux directeurs de thèse, Christian France-Lanord et Jérôme Lavé. Christian m'a laissé ces trois dernières années évoluer au grès de mes intérêts, me laissant une liberté bienvenue parmi toutes les questions auxquelles il restait à répondre. Il a aussi su garder ma motivation intacte lors des nombreux errements analytiques qui me paraissaient de prime abord voués à l'échec mais qui m'ont appris à me retrousser les manches. Enfin les nombreuses missions de terrain ont chaque fois réveillé chez lui une passion encore plus grande qu'il a su me communiquer et me faire partager tout au long de cette thèse. Jérôme a quant à lui, apporté la rigueur qu'il manquait à ce monde de géochimistes. Cette rigueur n'est cependant pas venue dénuée d'humour et j'ai énormément apprécié l'implication de Jérôme dans ce travail. Il m'a ouvert de nouvelles perspectives montrant au passage que l'interdisciplinarité offre de nombreuses richesses. *"Jérôme, j'espère quand même que tu n'as pas trop été dégouté de la géochimie!"*

Mes remerciements vont aussi à Lou Derry et Niels Hovius pour avoir accepté de rapporter sur mon travail ainsi qu'aux membres du jury, Friedhelm von Blanckenburg, François Chabaux, Jérôme Gaillardet et Rajiv Sihna, de s'intéresser à celui-ci.

Un grand merci à Caroline Guilmette, pour les heures passées dans la bonne humeur, devant les lignes d'extraction, les spectros et toutes les autres choses susceptibles de tomber en panne au labo des isotopes stables. Ce travail est également en grande partie un travail collectif qui s'appuie sur de nombreuses interactions toujours intéressantes au CRPG et ailleurs, merci donc à Anne Alexandre, Estelle Blaes, Julien Bouchez, Pierre-Henri Blard, François Chabaux, Julien Charreau, Etienne Dambrine, Valier et Albert Galy, Jérôme Gaillardet, Bruno Lartiges, François Métivier, Raphaël Pik, Nathalie Vigier. Je remercie également Laurie Reisberg, Catherine Zimmermann et Christianne Parmentier pour les mesures de Sr et Nd ainsi que toute l'équipe du SARM pour avoir produit une grande partie des données que j'ai utilisé dans ce travail. Le terrain fait certainement partie des meilleurs souvenirs de ces dernières années et je remercie tous ceux avec qui j'ai pu partager ces moments privilégiés. Merci également à Pierre Baillot et Julien Dubois pour leur innombrables réparations, conceptions et coups de main dont j'ai eu besoin *"pour hier"*. Enfin merci à Aurélie Didot et Isabelle Geoffroy pour m'avoir aiguillé face aux démarches administratives, soldes de mission et autres que j'ai toujours autant de mal à comprendre.

Le CRPG a également été pour moi un endroit où il a fait bon faire sa thèse. Merci donc à tous ceux qui ont participé à cette ambiance et convivialité: Johanna, Johan, Aurélie, Claire, Tix, Emilie, Magali, Nordine, Bruno, Romain, Michel, Manu, Pete, Yves, Marianne, François, Gaston, Sarah, Evelyne et tous les autres avec qui j'ai pu passer de bons moments. Un grand merci aux deux Juliens et à PH pour toutes ces sorties sous la pluie ou la neige en forêt de Haie, *"histoire de se défouler un peu"*. Bon courage aussi à Guillaume et Florian sur ce beau chantier qu'est l'Himalaya.

Merci aussi à Fabien, Cédric et Christian pour les bons moments passés en enseignement sur le terrain entre Saint Auban et Roquesteron.

Merci à Camille, pour avoir continué à m'amener grimper et m'avoir mis la pâté au fil de ces trois et quelques années de thèse à écumer les salles d'escalades et les falaises des alentours. Merci aussi à tous les amis qui ne comprennent pas pourquoi je suis retourné à Nancy mais qui m'ont permis de m'évader le temps de quelques week-ends aux quatre coins de la France.

Je n'aurais pu poursuivre ces études sans la confiance, l'aide et les encouragements de mes parents. Merci donc à Jan et Mieke (mais à Arthur aussi!) de m'avoir laissé m'épanouir toutes ces années durant. Enfin la thèse n'est pas un moment toujours facile pour les plus proches. Je suis donc tout particulièrement reconnaissant à Marine de m'avoir toujours soutenu et d'avoir partagé ces années intenses avec moi sans compter tous les weekends ou potentielles semaines de vacances passées à faire avancer ce travail.

Maarten, Mai 2011

Résumé:

L'altération chimique de la croûte terrestre fournit à l'ensemble des cycles bio-géochimiques de la surface les éléments essentiels à leur fonctionnement. L'érosion de grands orogènes, comme la chaîne Himalayenne s'accompagne de flux d'érosion et d'altération significatifs, susceptibles d'avoir un impact à l'échelle globale. L'objectif de cette thèse est de comprendre comment les processus physiques et chimiques façonnent le signal sédimentaire afin de quantifier l'érosion et l'altération actuelle ainsi que leur variations passées. Pour répondre à ces questions, l'étude détaillée de la dynamique du transport sédimentaire et des caractéristiques physiques et géochimiques des sédiments dans le bassin du Gange ont permis de construire un cadre d'interprétation des signatures géochimiques des sédiments du système Himalayen.

Le transport sédimentaire s'accompagne de nombreux processus physiques de tri qui exercent un contrôle de premier ordre sur la composition chimique des sédiments de rivières. Ces processus doivent être pris en compte avant d'extraire le signal d'altération porté par les sédiments. Dans ce but, l'échantillonnage en profondeur des sédiments, couplé à des mesures de vitesses de courant par ADCP, permet de proposer un modèle simple de transport sédimentaire pour le Gange au Bangladesh. Celui-ci permet d'intégrer la variabilité chimique des sédiments et de proposer une composition moyenne des sédiments exportés. La comparaison avec la composition de la croûte Himalayenne suggère qu'actuellement environ 10 % du flux sédimentaire érodé en Himalaya est séquestré dans la plaine alluviale du Gange.

Les taux d'érosion et les flux sédimentaires à l'échelle du bassin du Gange sont estimés à l'aide de mesures de ^{10}Be *in situ* mesurés dans les sédiments du bassin. Ces mesures montrent que le transfert de sédiments dans la plaine n'affecte pas de façon significative le signal de ^{10}Be . Ceci suppose un transfert rapide et permet d'utiliser les échantillons distaux pour déterminer les taux d'érosions à l'échelle de la chaîne. Les échantillons prélevés dans le Gange au Bangladesh montrent des taux d'érosions stables entre 1.3 et 1.4 mm par an pour l'ensemble de la chaîne drainée par le Gange.

Le transfert de sédiments dans la plaine s'accompagne d'un appauvrissement en éléments mobiles marquant l'altération chimique de ceux-ci. L'évolution de la composition chimique des sédiments dans le bassin du Gange montre que la plaine alluviale libère chaque année environ $190 \cdot 10^9$ moles de Ca et $70 \cdot 10^9$ moles de Mg issues de la dissolution des carbonates. L'altération des silicates libère $55 \cdot 10^9$ moles de Na, $25 \cdot 10^9$ moles de K et moins de $15 \cdot 10^9$ moles de Ca et Mg. La comparaison avec les flux d'altération de la chaîne suggère que la plaine du Gange joue un rôle dominant dans l'altération des sédiments Himalayens. Le bilan d'altération du Brahmapoutre est plus difficile à appréhender en raison d'un échantillonnage moins détaillé que pour le Gange et de la forte hétérogénéité des compositions chimiques des lithologies érodées. Il n'a donc été abordé que de manière qualitative. Cette approche sur les sédiments de rivière confirme que l'altération des silicates en Himalaya concerne principalement des silicates alcalins ce qui limite son efficacité en tant que «pompe» à CO_2 .

Les échanges cationiques se produisant lors du passage des sédiments du Gange et du Brahmapoutre (G&B) au domaine marin sont susceptibles de compenser ce manque d'efficacité sur le cycle du carbone à long terme. La désorption de Ca^{2+} pour du Na^+ marin au niveau des estuaires permet *in fine*, de précipiter des carbonates et donc de stocker du carbone. Pour le G&B, le flux échangé est inférieur à 5 % du flux de Ca et Mg dissous. Les échanges cationiques sont donc limités et ne permettent d'augmenter le bilan de stockage de carbone du système Himalayen que de 20 % environ.

L'enregistrement de la Baie du Bengale couvre les produits issus de l'érosion Himalayenne sur les derniers 20 000 ans. En prenant en compte les effets de tri-minéralogiques, cet enregistrement montre que les sédiments exportés au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) étaient significativement moins altérés qu'à l'actuel. Les précipitations plus faibles du DMG ne favorisent pas l'altération chimique des sédiments. Le système Himalayen n'est donc pas tamponné vis à vis des forçages climatiques à haute fréquence du Quaternaire et les taux d'altération actuels ne peuvent être extrapolés dans le passé.

Abstract:

Chemical weathering of the earth crust supplies the essential elements for numerous biogeochemical cycles. Physical erosion of large orogens, such as the Himalayan range, is accompanied by significant weathering fluxes possibly affecting the global environment. The objective of this PhD is to understand how surface processes affect river sediment properties in order to assess current erosion and weathering rates but also to decipher their past variations. To answer this question we studied the transport dynamics, the physical and the geochemical characteristics of the sediments in the Ganga basin. This provided a framework to interpret the geochemical signatures of sediments exported by the Himalayan system.

During sediment transport, various physical sorting processes exert a first order control on the chemical composition of river sediments. These processes have to be accounted for in order to extract the weathering signal carried by river sediments. Sediment depth sampling coupled to ADCP velocity profiles allowed us to develop a simple sediment transport model for the Ganga in Bangladesh. This allowed us to integrate the chemical heterogeneity of the sediments and to derive their average chemical composition. A comparison with the chemical composition of the Himalayan crust suggests that about 10 % of the flux eroded in the Himalayas is currently stored in the Ganga floodplain.

Erosion rates and sediments fluxes in the Ganga basin are estimated using *in situ* ^{10}Be , measured in the river sediments. These measurements show that sediment transfer in the floodplain does not affect the ^{10}Be signal significantly. This finding supports fast transfer and validates the use of the most distal samples to infer the erosion rates at the scale of the range. The samples collected in Bangladesh show stable erosion rates between 1.3 and 1.4 mm/yr for the entire range drained by the Ganga.

River sediments are progressively depleted in the most mobile elements as weathering proceeds during transfer in the floodplain. The evolution of sediment chemistry shows that sediment weathering in the Ganga floodplain releases each year ca $190 \cdot 10^9$ mol Ca and $70 \cdot 10^9$ mol Mg through carbonate dissolution. Silicate weathering releases ca. $55 \cdot 10^9$ mol of Na, $25 \cdot 10^9$ mol and less than $15 \cdot 10^9$ mol/yr of Ca and Mg. By comparing this flux to the weathering flux of the Himalayan range, we show that floodplain weathering is predominant in weathering Himalayan sediments. The complete weathering budget of the Brahmaputra basin is more difficult to assess due to a less detailed sample cover and a high heterogeneity in the chemical composition of the eroded lithologies. It was therefore assessed only qualitatively. Our approach on river sediments confirms that silicate weathering in the Himalayan system mainly concerns alkaline silicates which limits its efficiency as a long term CO_2 sink.

Cation exchange occurring when Ganga and Brahmaputra (G&B) sediments enter the marine environment may represent an additional, long term, carbon sink. The desorption of Ca^{2+} for marine Na^+ will eventually lead to carbonate precipitation and hence to carbon storage. For the G&B, the exchangeable flux is lower than 5 % of the dissolved Ca and Mg flux. Cation exchange is thus limited and enhances the carbon storage, linked to silicate weathering by only ca. 20 %.

The Bay of Bengal sedimentary record covers the last 20 000 years of the products of Himalayan erosion. Taking into account the effects of mineral sorting, this record shows that the sediments exported during the last glacial maximum (LGM) were significantly less weathered compared to the sediments currently exported. Significant lower runoff during the LGM does not favor the weathering of sediments. The Himalayan system is thus not buffered towards the high frequency climate forcing changes of the Quaternary and modern weathering rates cannot easily be extrapolated over the past.

Table des matières:

I. CONTEXTE	1
I.1 Altération et cycles bio-géochimiques	3
I.1.1 Le cycle du sodium	4
I.1.2 Le cycle du potassium	5
I.1.3 Le cycle du calcium et magnésium	6
I.1.4 Le cycle du silicium	7
I.1.5 L'altération et le cycle du carbone	8
I.2 Contrôles de l'altération	11
I.2.1 Rôle du climat sur l'altération	12
I.2.2 Altération et processus de surface	16
I.3 Problématique, objectif et cadre de l'étude	20
II. OBJETS	25
II.1 Géographie du système himalayen	27
II.1.1 Structure	27
II.1.2 Climat	29
II.1.3 Hydrologie	31
II.2 Géologie du système himalayen	34
II.2.1 La chaîne Himalayenne	34
II.2.2 Bassins sédimentaires	37
III. MÉTHODES	39
III.1 Échantillonnage	41
III.1.1 Stratégies d'échantillonnage	41
III.1.2 Mesures des vitesses de courant et de débits	46
III.2 Méthodes analytiques	52
III.2.1 Isotopes stables comme traceurs de l'altération	52
III.2.2 Isotopie de l'hydrogène	54
III.2.3 Isotopie de l'oxygène	58
IV. DYNAMIQUE DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE ET ÉROSION PHYSIQUE DANS LE BASSIN DU GANGE	61
IV.1 Tri sédimentaire et ségrégation chimique des éléments dans le Gange	63
<i>A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: application to the Ganga basin.</i>	
1. Introduction	65
2. Sampling strategy and analytical methods	66
3. Results	70
4. Sediment composition modeling	77
5. Implication for Himalayan geochemical budget of erosion	90
6. Conclusion	92
Appendix	94
IV.2 Taux d'érosion et flux sédimentaires dans le bassin du Gange - apports des isotopes cosmogéniques	99

*¹⁰Be-derived Himalayan erosion rates
and sediment budgets in the Ganga basin*

1.	<i>Introduction</i>	101
2.	<i>Geological and geomorphological settings</i>	102
3.	<i>Methods</i>	103
4.	<i>Results</i>	105
5.	<i>Discussion</i>	108
6.	<i>Conclusion</i>	115
V. ALTÉRATION CHIMIQUE DANS LE SYSTÈME HIMALAYEN		117
V.1	Bilan d'altération actuel du bassin du Gange	119
<i>Predominant floodplain over mountain weathering of Himalayan sediments (Ganga basin)</i>		
1.	<i>Introduction</i>	121
2.	<i>Study setting</i>	121
3.	<i>Sampling strategies and analytical procedures</i>	133
4.	<i>Results</i>	127
5.	<i>Discussion</i>	137
6.	<i>Conclusions</i>	146
V.2	Altération dans le bassin du Brahmapoutre	147
V.2.1	Analyses chimiques des sédiments	147
V.2.2	Utilisation des sédiments en suspension pour un bilan d'altération du Brahmapoutre?	152
V.3	Échanges cationiques à l'estuaire et bilan d'altération	154
V.3.1	Échanges cationiques	155
V.3.2	Méthodes	156
V.3.3	Résultats	157
V.3.4	Bilan de l'échange cationique	160
V.4	Réponse de l'altération du système himalayen depuis le LGM	163
<i>Weathering response of the Himalayan system since the Last Glacial Maximum</i>		
1.	<i>Introduction</i>	165
2.	<i>Material and methods</i>	165
3.	<i>Results</i>	168
4.	<i>Sediment provenance</i>	170
5.	<i>Himalayan system weathering since the LGM</i>	173
6.	<i>Conclusion</i>	174
	<i>Appendix</i>	175
CONCLUSIONS		177
BIBLIOGRAPHIE		185
<i>Liste des Figures & Tableaux</i>		208

I . CONTEXTE



Pour de nombreux éléments, les flux dissous apportés par les rivières sont les sources dominantes de ces éléments au milieu océanique. L'altération chimique continentale, qui permet la mise en solution de ces éléments, est donc essentielle au fonctionnement de nombreux cycles, tant organiques qu'inorganiques. Parmi ces cycles, le cycle du carbone permet à l'altération chimique d'agir au long terme sur le climat en solubilisant les éléments chimiques permettant d'enfouir du carbone atmosphérique sous forme de carbonates. Le climat exerce lui aussi un contrôle fort sur l'altération puisque températures et précipitations influe sur la vitesse des réactions d'altération. Enfin la création de topographie et donc la tectonique, favorise l'érosion et fournit à l'altération la matière première, à savoir les minéraux. L'altération est donc au centre des interactions entre érosion, tectonique et climat et exerce un fort contrôle sur la chimie des océans. Ce chapitre a pour but de rappeler dans un premier temps le rôle de l'altération pour quelques cycles bio-géochimiques majeurs puis dans un second temps d'illustrer brièvement les contrôles du climat et de la tectonique sur l'altération.

I.1 Altération et cycles bio-géochimiques	3
<i>I.1.1 Le cycle du sodium</i>	4
<i>I.1.3 Le cycle du calcium et du magnésium</i>	6
<i>I.1.5 L'altération et le cycle du carbone</i>	8
I.2 Contrôles de l'altération	11
<i>I.2.1. Rôle du climat sur l'altération</i>	12
<i>Influence de la température</i>	12
<i>Influence des précipitations</i>	14
<i>I.2.2. Altération et processus de surface</i>	16
<i>Altération profonde et hydrothermale</i>	16
<i>Contrôle de l'érosion sur l'altération</i>	16

I.1 Altération et cycles bio-géochimiques

L'érosion et l'altération sont les moteurs de la redistribution de la masse et des éléments chimiques à la surface de la terre. Rivières et fleuves, en transportant particules solides et éléments dissous, sont les principaux liens entre le domaine continental et marin. Ils délivrent actuellement environ $3.5 \cdot 10^{16}$ l d'eau (Broecker et Peng, 1982) et de 15 à $20 \cdot 10^{12}$ kg de sédiments par an aux océans (Milliman and Meade, 1983; Syvitsky, 2003 ainsi que Walling, 2006 pour une revue des différentes estimations de la littérature) comprenant:

- des sédiments solides inorganiques: Si, Al, Fe, Ca, K, Mg, Na, ...
- des espèces inorganiques dissoutes: HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , H_4SiO_4 , Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , K^+ ...
- des nutriments dissous essentiels à l'activité biologique comme N et P ...
- de la matière organique sous forme dissoute et en suspension.

Ces éléments sont essentiels aux cycles bio-géochimiques à différents stades de leur transport au niveau continental et représentent le principal apport aux cycles océaniques (Figure 1).

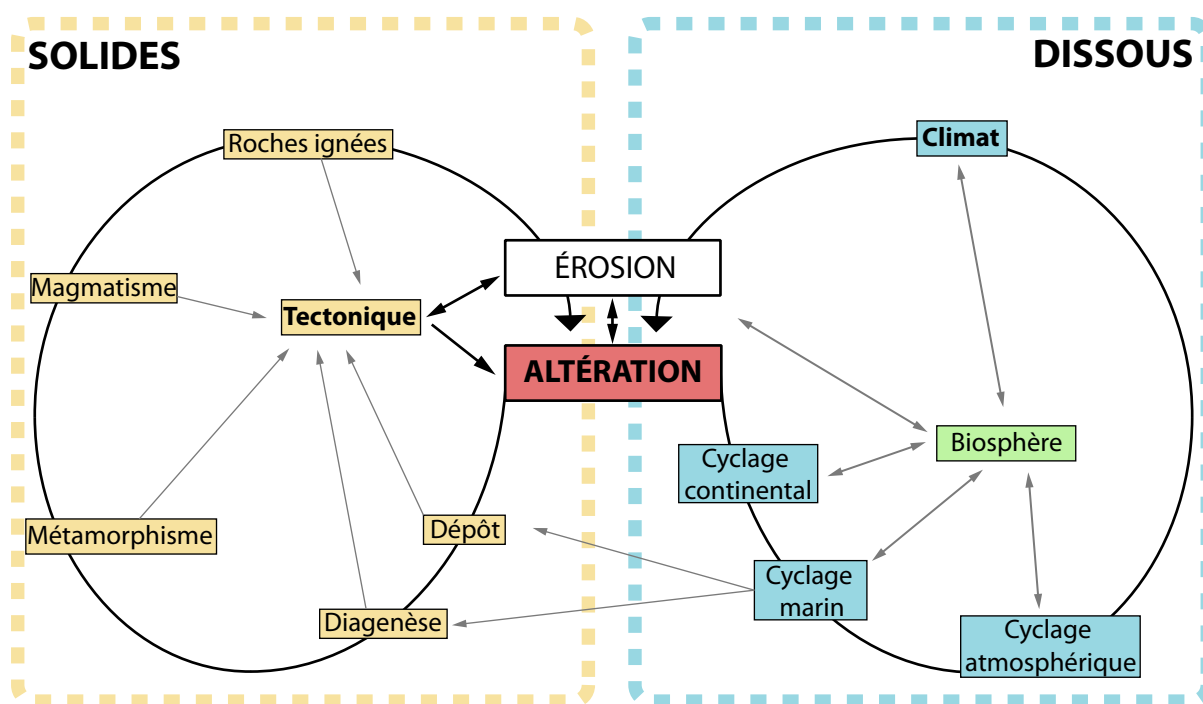


Figure I.1: Schéma de principe des cycles solides et dissous à la surface de la terre. Avec l'érosion, l'altération redistribue les éléments chimiques dans l'espace et entre les espèces minérales. Ces échanges sont au centre de nombreux cycles de surface et bio-géochimiques.

Erosion et altération répartissent les éléments chimiques entre les réservoirs dissous et solides. Les sédiments produits par l'érosion de la croûte continentale sont plus ou moins modifiés par l'altération lors de leur séjour en surface. Ces sédiments seront par la suite recyclés, passant de la diagenèse au métamorphisme voir à la fusion (ou subduction dans le manteau) avant d'être de nouveau exposés à la surface. Les espèces chimiques solubilisées lors de l'altération sont partiellement découplées du cycle sédimentaire et sont modifiées au

travers de cycles exogènes au niveau continental, marin et atmosphérique. Ces cycles sont les principaux supports de la vie sur terre et conditionnent l'environnement dans lequel elle se développe. L'altération joue ainsi un rôle fondamental dans cet équilibre entre terre solide et terre liquide puisque son intensité conditionne la répartition des éléments entre ces deux réservoirs.

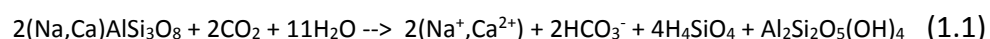
Si tous les éléments ont leur rôle dans le fonctionnement des cycles biogéochimiques de surface et méritent de plus amples présentations, ce chapitre ne donnera qu'un bref aperçu de quelques cycle géochimiques liés à l'altération et auxquels il sera fait allusion dans la suite de ce manuscrit, à savoir le Na, K, Ca, Mg, Si et C. Le tableau 1.1 donne une idée des flux continentaux de quelque uns de ces éléments aux océans.

	FLUX DISSOUS			FLUX SOLIDE
	Flux riverain $10^{12} \text{ mol.a}^{-1}$	Stock océanique ^a 10^{18} mol	τ 10^6 .a^{-1}	Flux riverain $10^{12} \text{ mol.a}^{-1}$
Na	8	647	80	6
K	1.3	14	10	8
Mg	4.5	73	16	9
Ca	11.6	14	1.2	12
Si	0.6	0.14	0.2	163
Fe	n.d.	n.d.	n.d.	19
Al	n.d.	n.d.	n.d.	58

Tableau 1.1: Flux d'éléments majeurs apportés aux océans sous forme dissoute et solide ainsi que la quantité de ces éléments contenus sous forme dissoute dans les océans actuels et leur temps de résidence vis-à-vis du flux fluvial. D'après les compilations de Berner et Berner (1996) et Emerson et Hedges (2008), un flux de rivières de $3.5 \cdot 10^{16} \text{ kg.a}^{-1}$ et un volume océanique de $1.4 \cdot 10^{21} \text{ kg}$.

1.1.1 Le cycle du sodium

Le sodium est un constituant majeur des minéraux de la croûte (2.6% de la masse de la croûte terrestre, Lyde, 1996), des sédiments et des océans (1.08 % de la masse des océans, ce qui en fait le cation le plus abondant). Il est solubilisé lors de l'altération continentale où il est principalement porté par les évaporites et les minéraux silicatés. La dissolution de la halite est congruente, rapide et ne nécessite pas forcément la présence d'une source d'acide. La part du Na d'origine évaporitique est estimée au niveau mondial à environ 20 à 40 % du flux total de Na exportés par les rivières (Meybeck, 1979). La dissolution de silicates comme les feldspaths plagioclases est par contre incongruente et nécessite une source d'acide comme l'acide carbonique ou un acide organique (1.1):



Cette réaction entraîne la mise en solution de Na et de Ca et la formation de résidus silicatés plus stables dans les sols ou le saprolite (Garrels and Mackenzie, 1967). Ces résidus sont constitués d'argiles et d'oxydes hérités ou néoformés dont la nature varie en fonction de conditions physicochimiques dans lesquelles ils se sont formés. Ainsi l'altération de

plagioclases forme principalement de la kaolinite (1.1) mais gibbsite, montmorillonite et halloysite sont également décrites (voir Wilson, 2004 pour une revue détaillée des mécanismes, vitesses et produits d'altération des principaux minéraux primaires). L'altération des silicates contribue pour environ 20 % à 40 % du Na dissout. Le reste est d'origine anthropique pour environ 20 % et d'origine atmosphérique pour les 10 % restants (Meybeck, 1979; Berner et Berner, 1996; Gaillardet et al., 1999a). D'autres sources de sodium ont été mises en évidence, comme l'échange cationique lors de l'érosion et l'altération de sédiments marins riches en argiles et portant du Na échangeable (Cerling et al., 1989) mais à l'échelle globale ces flux semblent mineurs (Berner et al., 1990).

En 1899, John Joly proposa de calculer l'âge de la terre à partir de l'accumulation de sodium dans les océans. Il calcula que pour expliquer la concentration de Na observée dans les océans avec les flux de Na des rivières il fallait que la terre ait, au minimum, 80 à 100 millions d'années. Plus tard, les mesures radiométriques mirent à mal ces âges (premier âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à 4.55 Ga sur météorites par Patterson en 1956) et imposent la présence de puits de Na afin de stabiliser la composition des océans sur de plus grandes échelles de temps. Les mécanismes qui contrebalancent l'apport des rivières décrits, ou supposés, actuellement sont principalement (Livingston, 1963, Berner et Berner, 1996):

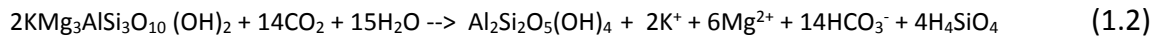
- Les échanges cationiques re-fixant du Na sur les argiles détritiques mais les flux sont mal contraints et reposent quasi-exclusivement sur les mesures faites par Sayles and Mangelsdorf (1977 et 1979).
- Les pertes à l'atmosphère sous forme d'aérosols marins pouvant être re-déposés aux dessus des continents directement ou dissous dans les précipitations.
- L'enfouissement de Na dans la porosité des sédiments marins.
- Interaction hydrothermale avec les basaltes aux rides médio-océaniques (e.g. Coggon et al., 2010).

Ces mécanismes ne permettent cependant que de contrebalancer environ 1/3 des apports de Na dissous des rivières actuelles (Berner and Berner, 1996). Sur le long terme la formation périodique de dépôts évaporitiques permettraient peut être de boucler ce bilan mais les grands dépôts évaporitiques du Permien ou du Jurassique/Crétacé n'ont pas d'équivalents actuels. L'évolution de la teneur du Na au cours du Phanerozoic est encore largement débattue mais il semblerait que la salinité ait fluctué à l'échelle du Phanerozoïque (Hay et al., 2006) même si le rôle du flux d'altération continental dans ces variations reste méconnu.

1.1.2 Le cycle du potassium

Le potassium est principalement porté par les minéraux silicatés comme les feldspaths potassiques (orthoclase et microcline) et les micas (biotite et muscovite) qui sont à l'origine de 60 à 90 % du flux de K dissous transporté par les rivières (Berner et Berner, 1996; Gaillardet et al., 1999a). L'altérabilité de ces minéraux est plus faible que pour les minéraux porteurs de Na (e.g. Goldich, 1938; Middelburg et al., 1988) et le K est donc principalement concentré dans les phases solides (Tableau 1.1). L'altération des feldspaths potassiques suit le même type de réaction que l'équation 1.1. Pour les phyllosilicates comme les biotites la forme la plus élémentaire d'altération est la vermiculitisation qui consiste en l'échange du K inter-feuillaire par des cations présents dans la solution (Walker, 1949). La

vermiculitisation de la biotite en milieu naturel s'accompagne d'une augmentation de l'espace inter-feuillaire, d'une augmentation de l'hydratation du minéral ainsi que de la formation d'oxydes de fer (voir Wilson, 2004). Si les conditions d'altérations deviennent plus intenses (température ou lessivage des sols plus élevés), biotite et vermiculite peuvent être altérées en kaolinite (e.g. Eswaran et Heng, 1976) (réaction 1.2).



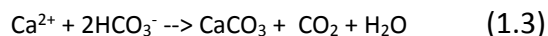
Même si elle est limitée, la mise en solution du K est cependant importante pour les cycles biologiques continentaux car le K est un nutriment essentiel au développement de la végétation. Chaudhuri et al., 2007 estiment, qu'à l'échelle terrestre, entre 30 et 70 % du K dissous exporté par les rivières a été recyclé par la biomasse. Le flux annuel de K vers la litière organique est également 25 fois supérieur au flux de K dissous amené aux océans, montrant ainsi le rôle majeur de la végétation dans le cycle actuel du K.

Le cycle du K océanique est dominé par l'apport du K issu de l'altération continentale, discutée ci-dessus, et de l'interaction à haute température des basaltes et de l'eau de mer (Wolery et Sleep, 1979; Elderfield et Schultz, 1996). Cependant l'altération des ces mêmes basaltes à plus basse température permet de re-fixer du K. A l'échelle globale, les basaltes océaniques représentent ainsi plutôt un puits de K (Hart et Staudigel, 1982). D'autres mécanismes sont invoqués pour équilibrer le cycle océanique du K, parmi lesquels l'altération inverse est le plus discuté dans la littérature (e.g. Berner et Berner, 1996; Emerson et Hedges, 2008). Les réactions du type 1.1 et 1.2 consomment des cations comme le K si elle procèdent de droite à gauche, i.e. dans le sens inverse de l'altération. Helgeson et Mackenzie (1970) montrent par calcul thermodynamique qu'au pH de l'eau de mer les argiles riches en Mg et K sont les plus stables. Ce qui impliquant que les argiles ayant perdu leur cations comme les kaolinites peuvent regagner du Mg et du K pour former illite ou montmorillonite. Il n'existe pas de preuves à l'heure actuelle que l'altération inverse se produit à l'échelle globale dans les sédiments marins. Cependant des études expérimentales tendent à montrer que ce phénomène est un puits potentiel important. Whitehouse et McCarter (1958) observent que des argiles s'enrichissent en Mg et K après 5 ans de contacts avec une eau de mer synthétique. Sayles (1979) note une perte de K et Mg dans les eaux de porosités de sédiments marins. Michalopoulos et Aller (1995) voient également un enrichissement en K et Mg des argiles placées 12 à 36 mois dans une colonne sédimentaire du delta de l'Amazone. Toutefois l'étendue de ces réactions, et les flux qui y sont associés, restent inconnus et sont pourtant nécessaires pour comprendre le cycle du K.

1.1.3 Le cycle du calcium et du magnésium

Le calcium est principalement porté par les carbonates (calcite et dolomite) et dans une moindre proportion par les silicates calciques comme les plagioclases. Le magnésium provient également en grande partie de l'altération de la dolomite mais est également présent dans les silicates comme les pyroxènes, amphiboles et les micas. À l'échelle globale l'altération des silicates ne produit qu'environ 10 à 20 % du calcium et 20 à 50 % du magnésium dissous (Berner et Berner, 1996; Gaillardet et al., 1999a). Le calcium est le cation le plus abondant dans les eaux de rivières ce qui souligne l'importance de l'altération des roches sédimentaires dans les cycles bio-géochimiques de surface.

En domaine marin, le calcium est principalement apporté par les rivières sous forme dissoute (80 %) et par l'altération à haute température des basaltes océaniques (20 %, voir paragraphe ci dessous) (Berner et Berner, 1996). Des sources additionnelles comme l'échange cationique dans les estuaires pourraient également s'avérer significatives. Les sédiments continentaux pourraient ainsi relarguer des quantités significatives de Ca en échange de Na ou Mg lors de leur interaction avec l'eau de mer (Sayles et Mangelsdorf, 1977; Sayles et Mangelsdorf, 1979). La précipitation de CaCO_3 est le puits principal du Ca océanique. Les eaux de surface sont saturées vis-à-vis du Ca^{2+} et les organismes planctoniques comme les foraminifères sécrètent des tests calcaires à partir du Ca marin suivant 1.3:



Ces bio-minéralisations sont partiellement dissoutes dans la colonne d'eau (fortement sous saturée vis-à-vis du CaCO_3 en dessous de la lysocline, profondeur à laquelle la solubilité de la calcite augmente de façon importante) et ne sont plus déposées en dessous de la CCD ("Carbonate Compensation Depth", profondeur à laquelle le flux de carbonate équivaut à celui de dissolution). Broecker (1971) estime qu'à l'échelle globale 83 % du flux de CaCO_3 sédimentant dans la colonne d'eau est re-dissous. Les dépôts carbonatés qui résultent des 17 % de CaCO_3 restants pourront, par la suite, être partiellement exhumés, exposés à la surface et pouvoir être de nouveau altérés.

L'apport de magnésium aux océans provient quasi exclusivement du flux riverain. Même si les flux de Mg sortant des océans sont mal contraints, il semble que l'interaction avec les basaltes océaniques soit le puits dominant de Mg océanique. Des mesures en laboratoire montrent que lors de l'interaction entre les basaltes et une eau de mer à haute température et haute pression (250°C et 400 atm), le Mg est fixé par la basaltes qui relarguent Ca^{2+} et H_4SiO_4 (e.g. Mottl et Holland, 1978). La composition des eaux relarguées sur les sites hydrothermaux sous marins des Galapagos (Edmond et al., 1979) et fumeurs noirs sur la ride est-pacifique (Von Damm et al., 1985) est appauvrie en Mg et enrichie en Ca. Le Mg est également incorporé dans les dépôts carbonatés sous forme de dolomite dans les environnements évaporitiques ou lacustres et lors de la diagenèse (e.g. Baker and Kastner, 1981).

1.1.4 Le cycle du silicium

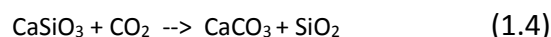
Le silicium est le deuxième élément le plus abondant après l'oxygène et sa forme dissoute provient quasi exclusivement de l'altération des roches silicatées à la surface terrestre. Toutefois si Meybeck (1987) suggère que 8% environ du silicium dissout proviens de l'altération de cherts amorphes dans les formations carbonatées. Le Si est ubiquiste des minéraux silicatés mais sa faible mobilité le concentre principalement dans les phases solides et entraîne des concentrations moyennes relativement faibles dans les eaux de rivières (de l'ordre de 10 % en masse des éléments dissous, Berner et Berner, 1996). La teneur en silicium dissous est principalement contrôlée par la géologie du bassin versant et peu devenir très élevée pour les roches volcaniques (30 mg/l pour les rivières des Philippines, Meybeck, 1987). De nombreuses études ont également montré un lien direct entre le flux de silicium dissous, la température et/ou la pluviométrie moyenne des bassins versants silicatés (e.g. Dunne, 1978; White et Blum, 1995). La végétation joue également un

rôle important dans le cycle continental du silicium en recyclant le silicium issu de l'altération des silicates (Alexandre et al., 1997) allant même jusqu'à exercer un contrôle majeur des flux de silicium dissous des rivières (Derry et al., 2005).

Au niveau des océans, le flux principal de silice dissoute provient des apports continentaux même si l'altération hydrothermale contribue à environ 20 % du silicium océanique (DeMaster, 1981; Elderfield et Schultz, 1996). Les puits de Si océaniques sont dominés par les processus biologiques. Les radiolaires et diatomées produisent des tests silicatés sous forme d'opale. Ces tests sont dissous rapidement à plus grande profondeur à cause de la sous-saturation des océans en Si et de la forte solubilité de l'opale. Seul 5 % du flux de silice biogénique environ est déposé au fond des océans (Broecker, 1971). Ces dépôts sont particulièrement importants là où la productivité primaire est forte comme les zones Antarctique et Arctique ainsi que les estuaires (DeMaster, 1981).

1.1.5 L'altération et le cycle du carbone

Les réactions d'altération comme les réactions 1.1 et 1.2 se produisent de façon quantitative à la surface terrestre grâce à une source d'acidité. Celle-ci est principalement fournie par la mise en solution de CO₂ d'origine atmosphérique. De façon générale, la biosphère augmente l'efficacité de ces réactions. En effet, les plantes et les micro-organismes augmentent la pression partielle de CO₂ (pCO₂) dans les sols et/ou relâchent des acides organiques favorisant l'altération des minéraux (e.g. Drever, 1994; Moulton et Berner, 1998). Le Ca²⁺ et HCO₃⁻ (bicarbonate) sont parmi les espèces ioniques ainsi libérées. Ces ions entraînés aux océans par les rivières seront utilisés par les organismes marins pour la production des tests carbonatés. L'équation bilan réduite obtenue en combinant 1.1 et 1.3 suit:



et permet le transfert du CO₂ d'origine atmosphérique vers le réservoir géologique (Figure 1.2). Au contraire, lors du métamorphisme, les carbonates peuvent être décomposés en relâchant du CO₂ et le Ca est alors re-transféré vers le réservoir des roches silicatées. La faible taille du réservoir atmosphérique par rapport au réservoir géologique (carbonates + silicates) montre que de faibles perturbations dans (1.4) peuvent se traduire par des perturbations importantes de la teneur en CO₂ atmosphérique et donc du climat. Le rôle de l'acide carbonique dans l'altération des silicates est formulé dès 1833 par Fournet mais c'est Ebelmen (1845) qui, le premier, fit le lien entre altération et composition de l'atmosphère. On peut lire dans son Recueil des Travaux Scientifiques (p 47).

“Il est facile de voir que la décomposition des roches d'origine ignée tend constamment à séparer de l'air son oxygène et son acide carbonique, celui-ci par la formation des carbonates alcalins et terreux, l'autre par sur-oxydation du fer et du manganèse. Ces causes d'absorption de deux principes si essentiels à la vie organique agissent, il est vrai, avec lenteur, mais il n'est pas douteux que leurs effets, en s'accumulant pendant une longue suite de siècles, ne puisse amener des changements notables dans la composition de notre atmosphère, s'il ne sont pas contre-balancés par des phénomènes physiques d'un ordre inverse.”

Il fallut attendre les travaux de Arrhenius (1896) montrant le rôle du CO_2 sur la température du globe pour que Chamberlin (1899) fasse le lien entre érosion, altération et climat. Il proposa que la formation des chaînes de montagnes s'accompagna d'une augmentation des émissions de CO_2 . Par la suite, l'augmentation du relief favorise l'altération continentale ce qui fait chuter la concentration en CO_2 de l'atmosphère et refroidit le climat. Chamberlin proposa que ces cycles d'orogénèse et d'érosion soient à l'origine des oscillations du climat et des périodes glaciaires qu'il avait par ailleurs déjà mis en évidence (Fleming, 2000). Presque un siècle plus tard, Raymo (1988, 1992) remit cette hypothèse au goût du jour et proposa que le refroidissement climatique global à la fin du Cénozoïque puisse être relié, en particulier, à la formation de l'orogène himalayen et l'augmentation de l'altération. A l'inverse, Walker et al., (1981) puis Berner et al., (1983) placent les émissions de CO_2 associées au métamorphisme, au volcanisme ou aux dorsales au centre du cycle du CO_2 atmosphérique. La hausse des températures résultant d'une augmentation de la concentration de CO_2 atmosphérique favorise l'altération chimique et l'érosion. Ce qui, à son tour, agit comme une rétro-action négative faisant diminuer la teneur en CO_2 de l'atmosphère stabilisant ainsi le climat.

Ces visions sont nécessairement incomplètes car le cycle organique du carbone joue également un rôle important dans la régulation du climat (Figure 1.2). Le carbone sédimentaire est constitué à 18 % environ de C d'origine organique (Broecker, 1970). L'enfouissement ou l'oxydation de celui-ci représente un puits ou une source de CO_2 qui peut être du même ordre de grandeur que l'altération des silicates (e.g. Shackleton, 1985; Hedges et al., 1986; Aller et al., 1996; Derry et France-Lanord, 1996a).

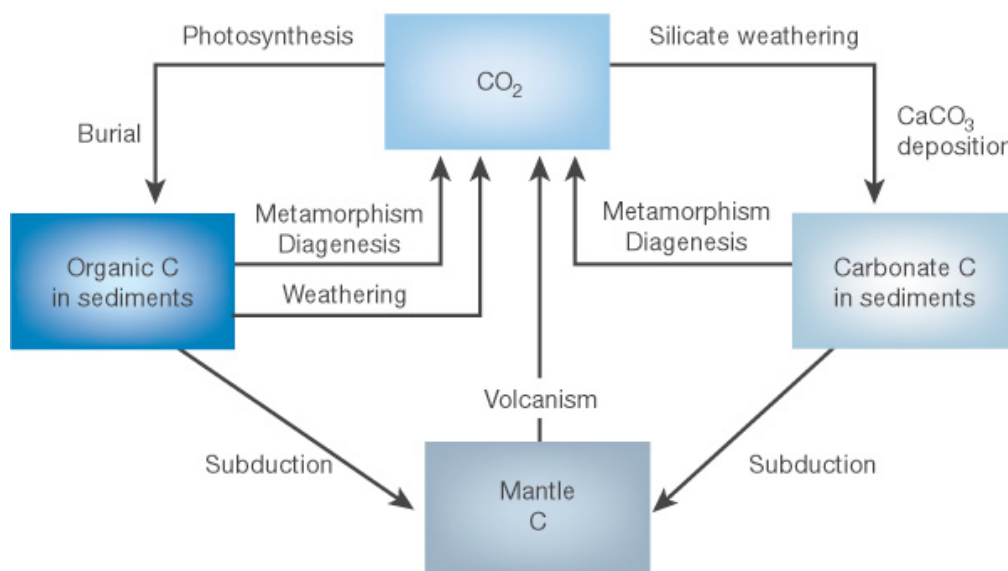


Figure 1.2: Le cycle du carbone à long terme (Berner, 2003).

Ce bref aperçu des principaux cycles élémentaires associés à l'altération montre que les rivières sont une des sources d'éléments dissous aux océans, voire la principale. L'intensité de l'altération conditionne donc le fonctionnement de tous les cycles de surface ayant une composante aqueuse. Cependant, au niveau océanique, le temps de résidence

I. Contexte

moyen de ces éléments vis-à-vis du flux riverain impose de considérer les effets de l'altération et de ces perturbations sur de longues échelles de temps (de l'ordre du million d'années).

I.2 Contrôles de l'altération

La nature des minéraux altérés, et par conséquent le contexte lithologique dans lequel l'altération se produit, est le premier contrôle sur l'altération. La stabilité des minéraux en surface conditionne au premier ordre la vitesse à laquelle ils s'altèrent et conditionne ainsi également la répartition des éléments chimiques entre solides et dissous. Cependant pour des lithologies relativement proches, ou des bassins suffisamment grands pour qu'ils échantillonnent une grande variété de couvertures, le rapport entre flux solide et dissous varie sur plusieurs ordres de grandeur (figure I.3).

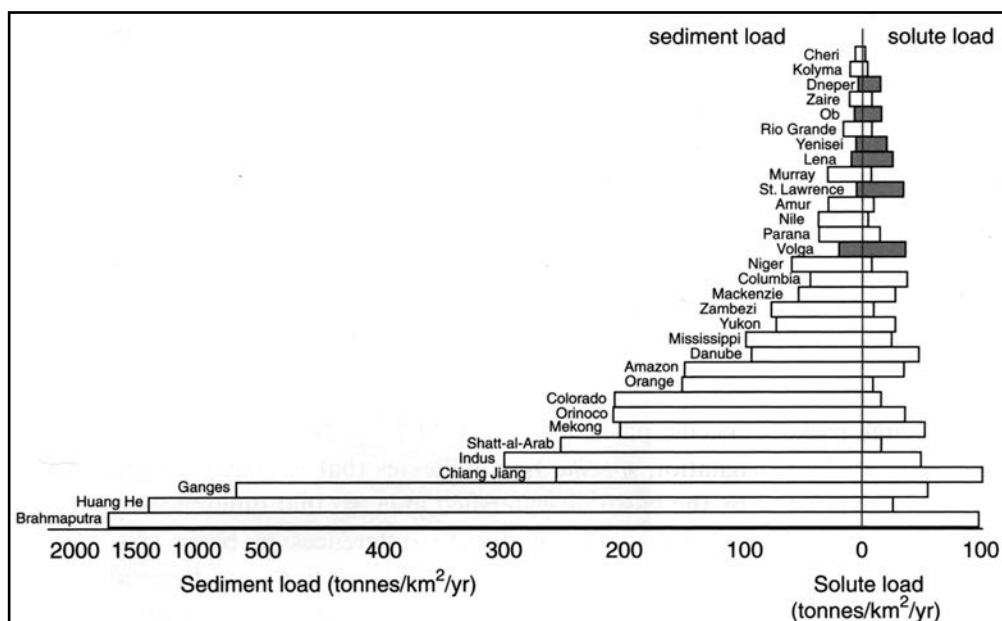


Figure I.3: Flux dissous et solides pour les principaux fleuves mondiaux (Anderson et Anderson, 2010; Summerfield, 1991, données de Maybeck, 1979 et Milliman et Meade, 1983).

Ceci s'explique par la variabilité des cadres climatiques et tectoniques rencontrés à la surface de la terre. Ainsi les 5 premiers fleuves en terme d'export de sédiments drainent l'orogène himalayen ou la bordure du plateau Tibétain alors que les fleuves exportant principalement les éléments sous formes dissoutes drainent le craton Russe ou Sibérienne stables depuis plusieurs millions d'années (Figure I.3). L'interaction du climat et de la tectonique sont les principaux contrôles de la nature et de la quantité d'éléments exportés. Le climat, par la variabilité des températures et des précipitations, conditionne la cinétique des réactions d'altération, la disponibilité d'un des réactifs, ainsi que l'élimination et le transport des espèces solubles. La tectonique quant à elle, permet d'exhumer les minéraux et donc de fournir les éléments chimiques pouvant être solubilisés. Cette interaction donne lieu à une grande diversité de processus physiques de surface, qui contrôlent l'intensité de l'altération à tous les stades du cycle sédimentaire. Les prochains paragraphes donnent un aperçu des processus contrôlant l'altération comme le climat, la tectonique mais aussi le milieu marin.

I.2.1. Rôle du climat sur l'altération

Influence de la température

La proposition faite par Walker et al., (1981) et Berner et al., (1983) que l'altération chimique permette de stabiliser le climat sur le long terme (§ I.1.5) a suscité beaucoup d'intérêt sur la sensibilité de l'altération aux changements de température. Lors de la dissolution de la majorité des silicates la perte d'éléments r ($\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}$) peut être approximée comme une fonction de la surface du minéral, A , et de l'activité protonique de la solution, α_{H^+} , ($\sim \text{pH}$) suivant:

$$r = k \cdot A \cdot (\alpha_{\text{H}^+})^n \quad (1.5)$$

où k ($\text{mol silicate}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) est la constante de réaction et n l'ordre apparent de la réaction par rapport à l'activité de H^+ . L'influence de la température sur la cinétique de la réaction est donnée par une équation de type Arrhenius liant la constante de réaction, k ; à la température, T , selon :

$$k = k' \cdot \exp(-E_a/RT) \quad (1.6)$$

où k' ($\text{mol silicate}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) est une constante indépendante de la température, E_a , l'énergie d'activation de la réaction, R , la constante des gaz parfait et T la température (K). La figure I.4 montre l'effet de la température sur la dissolution d'un grain d'albite.

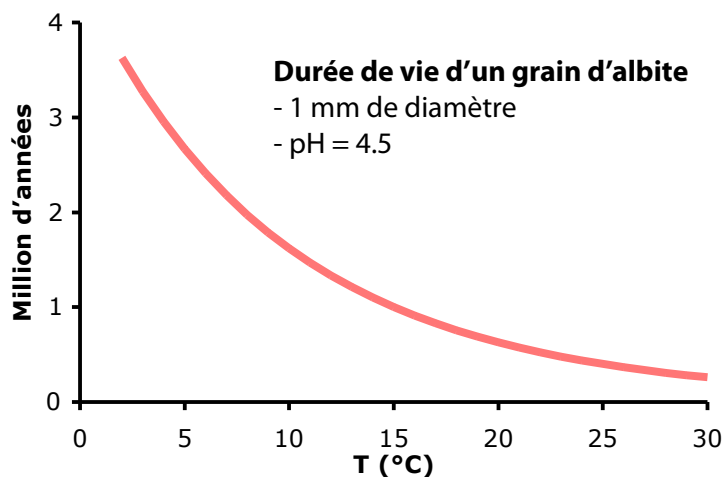


Figure I.4: Durée de vie théorique d'un grain d'albite sphérique de 1 mm de diamètre dans une solution à pH 4.5. Calculé à partir des données thermodynamiques de Chen et Brantley (1997): $k' = 0.002$; $E_a = 15.6$ ($\text{kcal}\cdot\text{mol}^{-1}$) et un volume molaire de $100.07 \text{ cm}^3\cdot\text{mol}^{-1}$ (Lasaga et al., 1994).

L'étude de l'altération en milieu contrôlé permet d'isoler et de quantifier les différents facteurs influençant l'altération. De nombreux auteurs ont ainsi étudié la dissolution des minéraux en laboratoire mais les vitesses d'altération obtenues sont généralement plus élevées d'un à plusieurs ordres de grandeur par rapport aux données recueillies en milieu naturel (e.g. White et al., 1999). White et Brantley (2003) montrent que l'altération des silicates décroît de façon parabolique avec le temps, n'atteignant un état d'équilibre qu'après plusieurs milliers à millions d'années. La difficulté à passer du milieu contrôlé au milieu naturel nécessite donc de quantifier l'altération directement dans le milieu naturel afin de documenter la sensibilité de l'altération aux variations du climat (Garrels and Mackenzie, 1967). Ceci complique cependant grandement l'interprétation des

données car il est souvent difficile de déconvoluer les effets des différents paramètres influençant l'altération (lithologie, température, précipitations, couverture,...).

L'influence du climat et de la température sur l'altération a principalement été approchée au travers de l'étude comparée des flux d'éléments dissous de sites situés dans des contextes climatiques différents. White et Blum (1995) montrent que les flux de SiO_2 et Na dissous peuvent être modélisés avec une dépendance à la température suivant une loi d'Arrhénius (eq. 1.6), d'après l'étude de l'altération de bassins versants développés sur un substrats granitique. Ces auteurs ne trouvent qu'une faible dépendance des flux de K aux variables climatiques (White et al., 1999) alors que les flux de Ca et Mg ne présentent pas de relation à la température. À plus grande échelle ($10^2 - 10^6 \text{ km}^2$), l'étude de bassins versants situés à différentes latitudes permet de comparer et d'extrapoler les études faites à l'échelle de la parcelle à l'ensemble du globe (e.g. Dunne, 1978; Meybeck, 1979; Gaillardet et al., 1999a):

Pour une partie des grands fleuves mondiaux (en gris dans la Figure I.5), les températures élevées ne se traduisent pas forcément par des taux d'altération chimiques élevés. Certains de ces fleuves sont caractérisés par un débit relativement faible, limitant ainsi le flux d'éléments dissous (Nile, Zambeze, Indus, Murray, Limpopo). Toutefois ce n'est

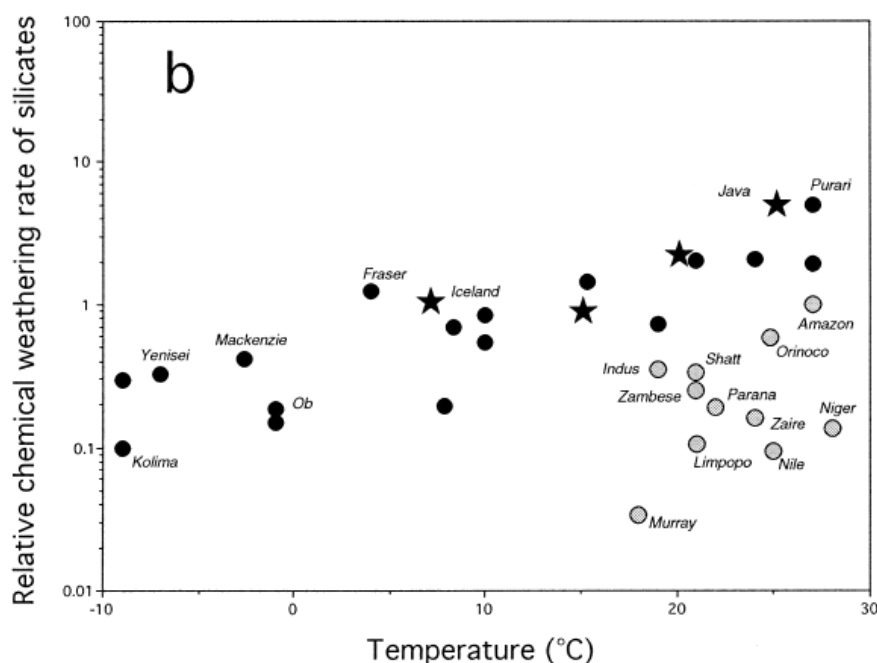


Figure I.5: Vitesses d'altérations des silicates relatives aux vitesses d'altération de l'Amazone en fonction de la température moyenne du bassin versant (Gaillardet et al., 1999a). Les fleuves représentés en gris sont ceux pour lesquels les températures élevées ne se traduisent pas par une altération élevée.

cependant pas le cas pour les fleuves tel que l'Amazone ou le Niger. Ces observations ont amené Gaillardet et al. (1999a) à conclure qu'à grande échelle, la température n'est pas le facteur majeur contrôlant les vitesses d'altérations même si, à l'exclusion de certains fleuves, la relation altération-température est significative. De même, West et al. (2005) montrent, à partir de plus petit bassins versants à travers le monde, que les flux de SiO_2 ou des cations d'origine silicatée sont corrélés à la température moyenne du bassin versant, à l'exclusion des bassins versants les plus chauds, qui eux montrent des taux d'altérations plus faibles.

Plus récemment, Gislason et al. (2009) ont détecté une augmentation significative de l'altération sur 43 années de mesures d'éléments dissous dans des bassins versant islandais ayant, sur la même période, subis une augmentation de la température de 3 à 5 °C. Ceci met en lumière le lien entre altération et température tout en s'affranchissant des différences lithologiques ou tectoniques qui ne permettent souvent pas de trancher sur la sensibilité de l'altération au climat.

Influence des précipitations

L'altération des minéraux n'est effective qu'en présence d'eau liquide. L'augmentation des précipitations favorise les circulations d'eau et les surfaces minérales en contact avec celle-ci, favorisant ainsi l'altération. De même, l'augmentation des précipitations augmente les flux de réactifs, comme le CO₂ ou les acides humiques, dans les sols et diminue les concentrations des eaux interstitielles, les éloignant ainsi de la saturation (White, 2003). Le cycle hydrologique est également couplé à la température du globe: toute augmentation des températures étant corrélée à celle des précipitations (e.g. Allen et Ingram, 2002) favorisant d'autant plus la rétro-action négative de l'altération sur la température et le climat.

Nombre d'études en conditions naturelles, montrent que le flux de cations ou l'intensité de l'altération est linéairement relié aux précipitations ou à l'écoulement spécifique (e.g. Dunne, 1978; Bluth et Kump, 1994; Stewart et al., 2001) (Figure I.6). Ces relations sont homogènes pour un même type de lithologie (Bluth et Kump, 1994) et restent valables à l'échelle des grands bassins mondiaux (Gaillardet et al., 1999a). Gaillardet et al., 1999a mettent néanmoins en garde contre la signification de ce genre de corrélations. En effet, celles-ci comportent une part d'auto-corrélation puisque le flux d'éléments est le produit de la concentration par l'écoulement spécifique. Ces corrélations indiquent cependant bien que les flux dissous augmentent avec l'écoulement et qu'il ne s'agit pas d'une simple dilution.

Température et précipitations sont toutes deux des contrôles de premier ordre de l'altération des silicates. Cependant à l'échelle globale, ces contrôles sont plus difficiles à mettre en évidence notamment à cause des multiples autres facteurs pouvant contrôler l'altération (lithologie, tectonique, végétation...). White et Blum (1995) proposent néanmoins que le flux d'éléments dissous, pour ceux sensibles aux variations climatiques, comme le silicium ou le sodium, peut être modélisé comme le produit d'une fonction linéaire à la précipitation et une loi de type Arrhenius à la température (Figure I.7).

Figure 1.6: Flux élémentaires de bicarbonate et de silice en fonction de l'écoulement spécifique (d'après Bluth et Kump, 1994).

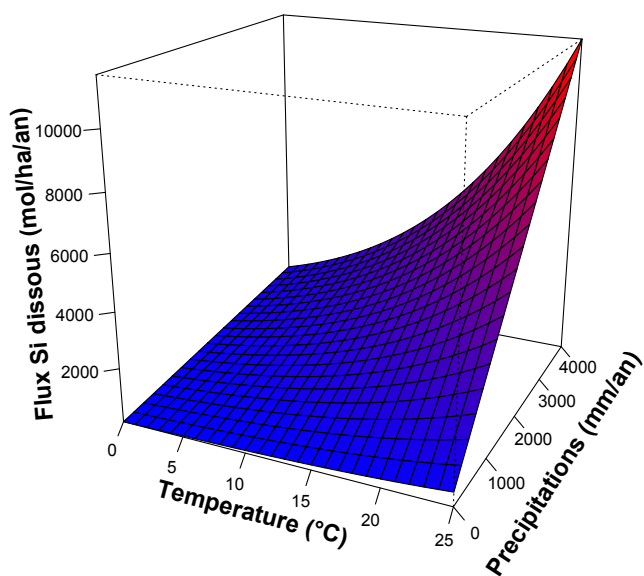
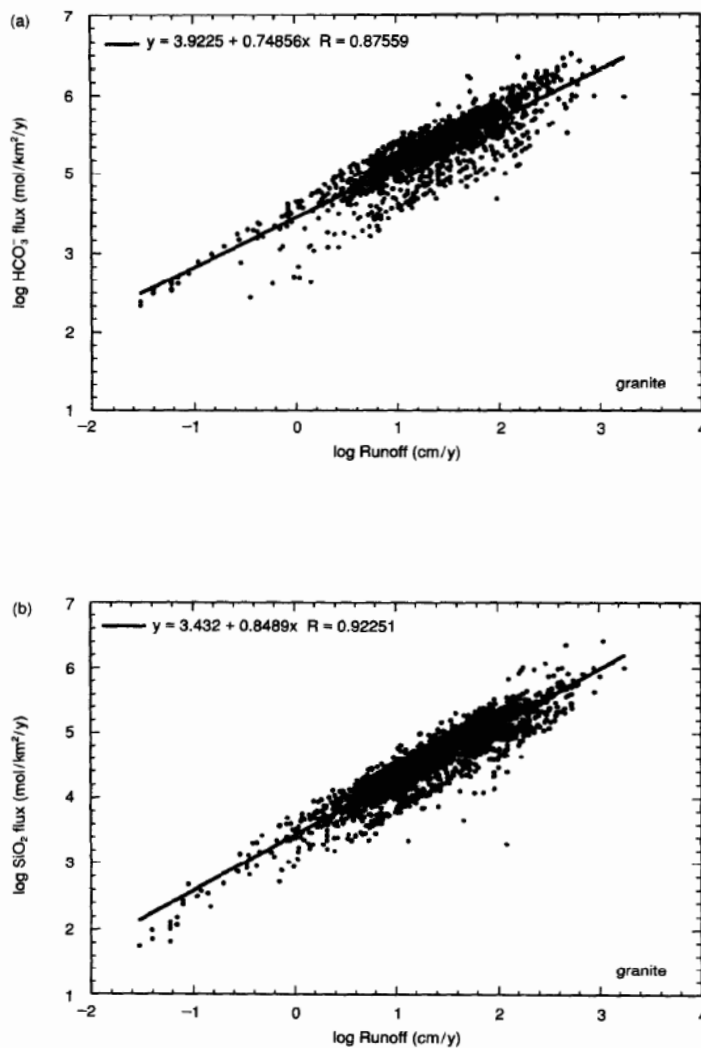


Figure 1.7: Flux de silicium dissous exporté par un bassin versant en fonction de la température et des précipitations annuelles (d'après White et Blum, 1995).

1.2.2. Altération et processus de surface

Si lithologie et climat sont des contrôles majeurs de l'altération, les processus de surface ou de sub-surface peuvent également moduler l'impact du climat sur l'altération. De la tectonique au transport sédimentaire ou au dépôt marin, les processus de surface gouvernent les modalités de l'interaction des minéraux avec les fluides. Le signal d'altération doit donc être tracé de la source des sédiments jusqu'à leur dépôt afin de dégager les principaux contrôles sur celui-ci.

Altération profonde et hydrothermale

Les zones orogéniques sont favorables à la formation de systèmes de circulation de fluides en profondeur, parfois associés à de l'hydrothermalisme favorisé par les zones de déformation et de fracturation. Les températures et pressions plus élevées favorisent l'altération des minéraux avant que ceux-ci ne soient réellement exposés à la surface. Dans les environnements de sub-surface le temps de résidence plus long de l'eau météorique augmente les interactions eau-roche et favorisent donc l'altération (e.g. Johnson et al., 2000; Rademacher et al., 2001; Anderson et al., 2002). À partir de l'étude des éléments dissous de la Marsyangdi, drainant la chaîne Himalayenne au Népal central, Tipper et al. (2006) suggèrent que l'altération souterraine favorise l'altération des silicates par rapport aux carbonates. A Taiwan, Calmels et al. (2011) estiment que jusqu'à 40 % des éléments dissous transportés par les rivières proviennent de l'altération dans les eaux souterraines profondes. Sur la Marsyangdi toujours, Evans et al., (2001 et 2004) montrent que les eaux hydrothermales sont fortement enrichies en éléments dissous provenant de façon significative de l'altération des silicates. À partir du rapport élémentaire Ge/Si (le germanium a un comportement proche du Si, et est enrichi par rapport au Si lors de l'altération à haute température, ou lors de l'altération de phases secondaires), Evans et al., (2001 et 2004) estiment que le flux hydrothermal représente jusqu'à 36 % du flux d'alcalinité d'origine silicatée. Cette altération en profondeur et à plus haute température ne doit donc pas être négligé dans le bilan d'altération des systèmes orogéniques.

Contrôle de l'érosion sur l'altération

Surrection et érosion favorisent de manière générale l'altération en exhumant de nouveaux minéraux et en augmentant les surfaces réactives par fracturation, comminution et attrition de sédiments. Ces mécanismes constituent la base conceptuelle du couplage érosion physique - altération chimique. Le débat initié par Chamberlin en 1899 et revisité par Raymo et al. (1988) portant sur le rôle des grands orogènes dans la régulation du climat (qui s'appuie sur l'augmentation de l'altération et donc de la séquestration de CO₂ d'origine atmosphérique lors de la formation de chaînes de montagnes, c.f. 1.1.5) a stimulé de nombreux travaux essayant de quantifier le rôle de l'érosion dans l'altération chimique. À l'échelle de grands bassins versants mondiaux, Gaillardet et al. (1999a) trouvent qu'effectivement l'érosion déterminée grâce aux flux de sédiments est positivement corrélée aux flux d'éléments dissous d'origine silicatée de ces même fleuves même si White et Blum (1995) trouvent dans leur étude que ce contrôle est du second ordre par rapport au contrôle climatique. Sur la base de flux dissous exportés par différents bassins versants dans des contextes érosifs, Millot et al. (2002) puis West et al. (2005) proposent que l'altération soit

liée approximativement à la racine carré de l'érosion physique (Figure I.8) indiquant que la sensibilité de l'altération à l'érosion diminue avec l'augmentation de cette dernière.

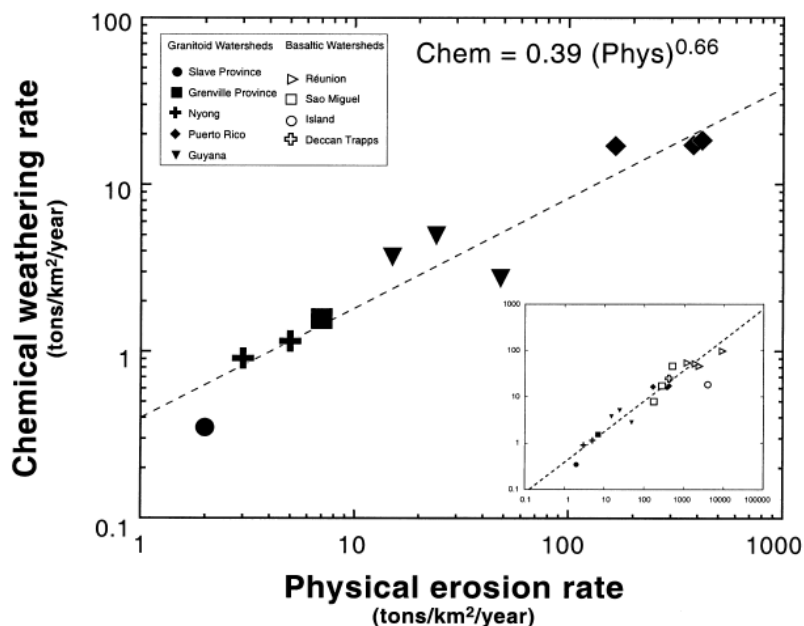


Figure I.8: Relation entre altération chimique et érosion physique pour des bassins versants granitiques et basaltiques (d'après Millot et al., 2002).

Les régimes d'altération en contexte érosif distinguent classiquement le régime limité par la cinétique d'altération des minéraux ("*kinetically or weathering limited*") et le régime limité par l'apport de nouveaux minéraux ("*transport limited*") (e.g. Carson et Kirkby, 1972; Stallard, 1985; Riebe et al., 2004; West et al., 2005; Hilley et al., 2010):

- En régime "*kinetically limited*" la capacité du système à éroder et transporter des sédiments dépasse les vitesses d'altération et de formation des sols. Dans ce cas, l'altération des minéraux n'est pas complète et les sédiments exportés restent riches en minéraux primaires. Ce régime est principalement rencontré dans le cas de fort taux d'érosions dans des contextes tectoniques actifs.
- A l'inverse, en régime "*supply limited*", l'altération domine l'érosion et produit plus de sédiments que le système n'est capable d'en exporter. Il en résulte la formation de sols épais, caractérisés par une topographie généralement plus faible et la formation abondante de minéraux secondaires. Dans ce cas, l'altération est principalement limitée par l'apport de nouveaux minéraux dans le système.

Ces deux régimes se distinguent par leur sensibilité différente aux contrôles de l'altération: en régime "*kinetically limited*" les vitesses d'altérations sont principalement sensibles aux variations des conditions climatiques qui contrôlent la cinétique d'altération, alors qu'en régime "*supply limited*" l'altération est plus sensible aux changements dans les processus de surface comme la tectonique ou l'érosion.

Cette vision remet néanmoins en cause la corrélation positive entre altération et érosion pour les taux d'érosions les plus élevées. Anderson et al. (2002) notent que, dans les

cas de taux d'érosion très importants, les sols deviennent inexistantes et l'eau météorique est évacuée principalement par des réseaux de fractures ne permettant que très peu d'interactions avec les minéraux. Les conditions optimales d'altération ne se rencontreraient donc pas dans les cas où l'érosion est très importante, mais plutôt dans des contextes où l'érosion est suffisante pour apporter de nouveaux minéraux, mais pas trop importante afin de permettre la formation de sols et donc d'augmenter le temps de résidence des sédiments dans le système. Gabet (2007); Ferrier et Kirchner (2008) et Gabet et Mudd (2009) montrent par la modélisation que pour des taux d'érosions forts (> 1 à 2 mm/an), les vitesses d'altérations pourraient décliner (Figure I.9).

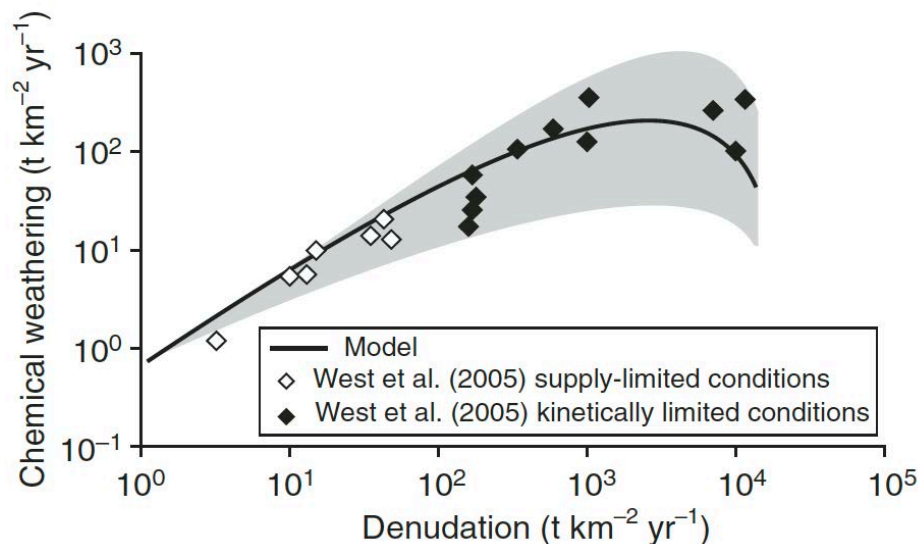


Figure I.9: Réponse de l'altération modélisée au forçage érosif. Pour les taux d'érosions importants, l'altération diminue (d'après Gabet et Mudd, 2009).

Il convient également de rappeler ici que, si l'érosion affecte l'altération, la rétroaction de l'altération sur l'érosion est aussi à considérer. En effet, la perte d'éléments solubles augmente la porosité de la roche, diminuant sa résistance mécanique et sa cohésion (e.g. Begonha et Sequeira Braga, 2002; Moon et Jayawardane, 2004; Olona et al. 2010). De plus l'hydratation des minéraux comme les phyllosilicates entraîne l'expansion de ceux-ci augmentant l'état de contrainte de l'encaissant jusqu'à induire la formation de nouvelles fractures (Fletcher et al., 2006).

Altération en domaine marin

Le devenir des sédiments détritiques lors de leur passage en milieu marin reste mal connu. Ils affectent la composition de l'eau de mer et des eaux de porosité par l'intermédiaire des processus d'échanges cationiques. Ces derniers permettent de relâcher principalement du Ca^{2+} adsorbé en surface des minéraux contre du Na^+ et Mg^{2+} lors de leur équilibration avec l'eau de mer (Sayles et Mangelsdorf, 1977; Sayles et Mangelsdorf, 1979). Ces sédiments peuvent aussi être engagés dans des processus d'altération inverse qui permettent de re-fixer des cations présents dans l'eau de mer (Whitehouse et McCarter, 1958; Helgeson et Mackenzie, 1970; Michalopoulos et Aller, 1995) (voir partie I.1).

Cependant la possibilité que les silicates d'origine continentale puissent également être altérés lors de leur dépôt en domaine océanique n'a été que peu traité dans la littérature. Les concentrations en cation dissous et la force ionique élevée, les températures globalement plus basses que dans le domaine continental ainsi que la faible disponibilité de sources d'acide, font du domaine marin un domaine à priori plutôt défavorable à l'altération des silicates. Cependant quelques études suggèrent que ce phénomène est cependant actif et pourrait avoir un impact sur le bilan d'altération à l'échelle globale. Ainsi, la dissolution de minéraux argileux, zéolites et quartz, a été décrite pour des échantillons placés dans de l'eau de mer pendant plusieurs années (Lerman et al., 1975). Chou et Wollast (1985) montrent également que la cinétique de dissolution de l'albite ne dépend que peu de la concentration en Na de la solution. Plus récemment, Maher et al. (2004) montrent, en utilisant les isotopes de l'uranium, que la dissolution des sédiments détritiques au large de l'Islande n'est pas négligeable. Aloisi et al. (2004) et Wallmann et al. (2008) montrent aussi que dans les dépôts anoxiques et riches en matière organique, la production de CO₂ par méthanogenèse et précipitation de carbonates est d'une part une source d'acide pouvant servir à l'altération des silicates détritiques dans la colonne de sédiments et d'autre part pourrait avoir un impact significatif sur le cycle du carbone. Les flux associés à l'altération sous-marine sont très peu contraints et il est à l'heure actuelle très difficile de faire la part entre échanges cationiques, altération et altération inverse des sédiments marins.

I.3 Problématique, cadre et objectifs de l'étude

Le couplage entre tectonique, érosion et climat place l'altération chimique (principalement des silicates) au centre des processus de surface et des cycles biogéochimiques qui conditionnent le fonctionnement de nombreux écosystèmes. Ces considérations ont amenés certains auteurs à proposer que les grands changements climatiques comme celui qui a eu lieu au Cénozoïque pouvaient être liés à des périodes pendant lesquelles la formation de relief était importante (Chamberlin, 1899; Raymo et al., 1988). Au centre de ces questionnements, Raymo (1988) et Raymo et al. (1992) ont proposé que la collision de la plaque Indienne avec la plaque Eurasiatique il y a environ 40 à 50 millions d'années (Patriat et Achache, 1984) était responsable du refroidissement global enregistré de la fin de l'Eocène à l'Oligocène. Ce refroidissement ayant permis la formation des calottes antarctique et arctique (e.g. Shackleton et Kennett, 1975; Miller, 1987; Zachos et al., 2001; DeConto et Pollard, 2003; Liu et al., 2009). Le lien entre la surrection de l'Himalaya et l'augmentation de l'altération a été proposé à partir de l'enregistrement du rapport isotopique du Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dans les carbonates marins à la même époque (Figure I. 10).

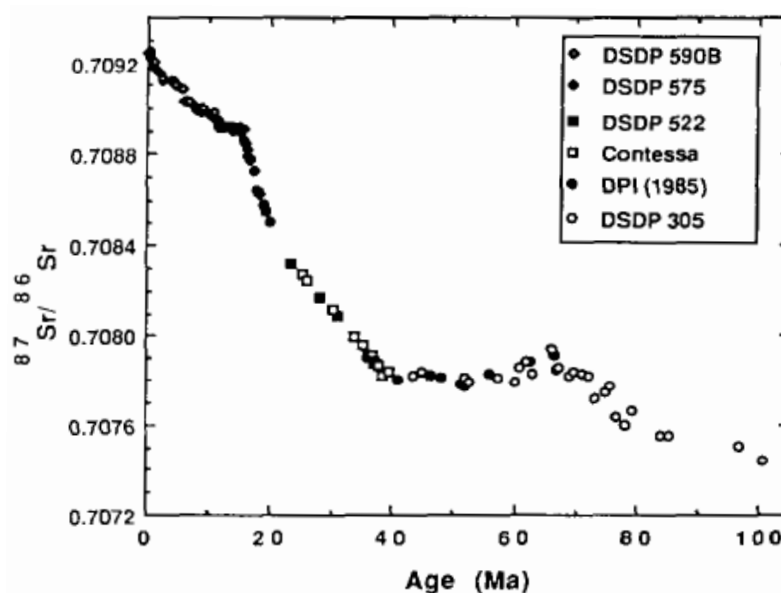


Figure I.10: Composition isotopique de l'eau de mer mesurée dans les carbonates marins sur les 100 derniers millions d'années (d'après Richter et al., 1992; données de DePaolo et Ingram, 1985; Hess et al., 1986; Richter et DePaolo, 1988).

La composition isotopique des océans est principalement influencée par l'apport de Sr radiogéniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevées, environ 0.713) provenant de l'altération continentale et de Sr non-radiogéniques provenant de l'altération hydrothermale des basaltes océaniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'environ 0.703). L'augmentation marquée du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer il y a 40 à 50 millions d'années coïncide avec la collision Inde-Asie. Ce changement dans la composition isotopique de l'eau de mer a été interprété par Raymo et al. (1988) comme marquant l'augmentation du flux d'altération continentale suite à la formation des reliefs himalayens en particulier. Depuis nombres d'études ont montré que la composition isotopique en Sr des roches érodées et altérées en Himalaya est très radiogénique, à environ

0.73 (e.g. Palmer et Edmond, 1992; Krishnaswami et al., 1992; Derry et France-Lanord, 1996b; Quade et al., 1997; Blum et al., 1998; Harris, 1998; Galy et al., 1999; Bickle et al., 2005). Le changement de composition isotopique enregistrée par les sédiments océaniques reflètent donc simplement l'exhumation et l'érosion des unités himalayennes et ne sont pas nécessairement synonymes d'une augmentation de l'altération. De plus, il apparaît maintenant clairement que le rôle de l'enfouissement du carbone organique dans les sédiments représente un puits de CO₂ atmosphérique qui doit être pris en compte dans la compréhension des interactions tectonique, érosion, climat (e.g. Broecker, 1970; Lasaga et al., 1985; Shackleton, 1985; Hedges et al., 1986; Aller et al., 1996; Goni et al., 1997; Hayes et al., 1999). Pour le cas Himalayen, France-Lanord et Derry (1997) puis Galy et al. (2007) montrent que l'enfouissement de carbone organique dans la Baie du Bengale représente un puits important de carbone qui surpasse l'altération des silicates (Figure I.11).

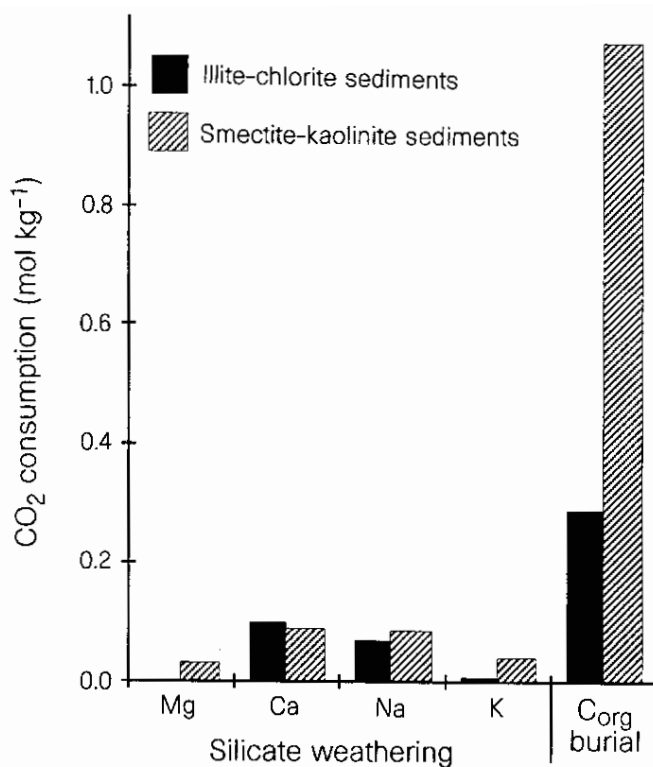


Figure I.11: Comparaison du puits de CO₂ provenant de l'altération des silicates et de l'enfouissement de carbone organique au Néogène pour deux régimes climatiques différents, déterminé à partir des sédiments de la Baie du Bengale (ODP, Leg 116). Avant 7 et après 1 Ma, les sédiments sont marqués par des cortèges argileux riches en illite et chlorite alors qu'entre 7 et 1 Ma les assemblages smectite et kaolinite dominent. (D'après France-Lanord et Derry, 1997).

Si le débat sur l'influence de la formation de la chaîne himalayenne sur le climat de la terre n'est pas clos, il semble en tout cas que le rôle de l'altération des silicates ne soit pas le principal moteur du changement climatique Eocène-Oligocène. Ceci n'altère cependant pas l'intérêt de l'étude de l'altération qui tient une position centrale dans les processus de surface comme nous l'avons vu dans ce chapitre. La chaîne himalayenne, de par son ampleur, représente un laboratoire naturel idéal pour documenter, quantifier et comprendre l'altération continentale à grande échelle.

Le principal objectif de ce travail a consisté à documenter, et si possible quantifier, la réponse de l'altération du système himalayen lors du dernier grand changement climatique, *i.e.* le passage du dernier maximum glaciaire il y a environ 20 ka au système que nous connaissons actuellement. Dans le cadre des problématiques sur le lien entre altération et climat, cette contribution permet de mieux comprendre la dynamique des grands systèmes continentaux lorsqu'ils se réajustent à des changements rapides à l'échelle des temps géologiques. Pour ce faire, ce travail comporte un premier volet portant sur le système actuel, permettant de mieux comprendre les contrôles de l'altération ainsi que de calibrer les outils qui permettront de remonter dans le passé.

L'altération dans le système himalayen actuel a fait l'objet de nombreuses études portant principalement sur le flux d'éléments dissous (e.g. Sarin et Krishnaswami, 1984; Sarin et al., 1989; Sarin et al., 1992; Derry et France-Lanord, 1996; Galy et France-Lanord, 1999; West et al., 2002; Dalai et al., 2002; Singh et al., 2005; Kiskurek et al., 2005; Tipper et al., 2006; Hren et al., 2007; Chakrapani et al., 2009; Rai et al., 2010; Tripathy et Singh, 2010). Cependant dans un souci de remonter dans le passé, les flux dissous ne peuvent être utilisés car ils ne sont que très peu enregistrés dans les archives sédimentaires. Dans ce travail nous avons pris le parti d'étudier le signal d'altération porté par les sédiments de rivières exportés par le système afin de pouvoir appliquer ce même cadre d'étude à l'enregistrement sédimentaire de la Baie du Bengal (e.g. France-Lanord et Derry, 1997). Ce travail nécessite donc tout d'abord de comprendre et d'interpréter le signal porté par les sédiments dans les rivières actuelles et de développer les traceurs permettant de documenter l'altération. La détermination de l'altération à partir de sédiments de rivières est un problème complexe. Afin de réaliser un bilan géochimique complet de l'altération à cette échelle, il est nécessaire de connaître la composition chimique et le flux des sédiments à différents points du système. Ceci pose donc le problème de la définition de la composition chimique de la croûte himalayenne érodée ainsi que de son homogénéité (Gaillardet et al., 1999b). Plus en aval, il est nécessaire d'estimer la composition chimique de sédiments transportés par les grands fleuves. Malgré le caractère intégrateur des rivières, la composition chimique des sédiments exportés est difficile à approcher car les conditions de transport induisent un fort fractionnement des éléments chimiques dans la colonne d'eau (e.g. Galy et France-Lanord, 2001; Galy et al. 2007). La compréhension des mécanismes qui agissent sur le signal sédimentaire à l'heure actuelle pourra alors être appliquée à l'interprétation des archives sédimentaires.

Cette étude se situe dans la continuité des travaux effectués sur le chantier himalayen au CRPG depuis de nombreuses années et tout particulièrement les thèses d'Albert Galy (maintenant à Cambridge), Sunil Sing (PRL Ahmedabad, Inde) et de Valier Galy (maintenant à WHOI) portant respectivement sur le traçage de l'érosion physique et le devenir du carbone organique dans le système himalayen. Ces thèses nous livrent de très riches enseignements que j'ai mis à profit dans cette étude et auxquels j'espère avoir apporté de nouvelles perspectives.

Ce travail s'articule autour de la collaboration et sous l'encadrement de Christian France-Lanord et Jérôme Lavé au CRPG. Il s'appuie sur une importante collection d'échantillons partiellement hérités des précédents travaux mais qui a été complétée grâce à de nouveaux échantillonnages. Ceux-ci représentent un effort conjoint entre le CRPG et les collaborateurs présents dans le bassin himalayen: Ananta Gajurel (Tribhuvan University, Népal), Sunil K. Singh (PRL Ahmedabad, Inde), Rajiv Sinha (IIT Kanpur, Inde) et Mustafizur

Rahman (University of Dhaka, Bangladesh). Les missions de terrain ont grandement bénéficié des solutions techniques amenés par Pierre Baillot et Julien Dubois. François Métivier (IPG Paris) nous a apporté son aide scientifique et technique pour réaliser les mesures de vitesses et de flux d'eau lors des missions de terrain. Les sédiments de la Baie du Bengale utilisés dans cette étude proviennent des missions océanographiques allemandes du Sonne et Hermann Kudrass (BGR Hanovre) nous a fait bénéficier de son expertise et nous a permis d'y avoir accès.

De nombreux moyens analytiques ont été utilisés pour ce travail. La composition chimique en éléments majeurs et trace des sédiments a été déterminée par le Service National d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) au CRPG. Les mesures des systèmes isotopiques stables (H, C, et O) ont été réalisées dans le laboratoire des isotopes stables du CRPG en collaboration avec Christian France-Lanord et Caroline Guilmette. Des mesures de la composition isotopique en O des silicates ont également été faites en collaboration avec Anne Alexandre (CEREGE - Aix en Provence). Les mesures des compositions isotopiques de systèmes radiogéniques (Sr et Nd) ont été faites au CRPG en collaboration avec Laurie Reisberg, Catherine Zimmermann et Christiane Parmentier. Les analyses granulométriques ont été effectués au Laboratoire Environnement et Minéralurgie (LEM Nancy) en collaboration avec Bruno Lartiges. Les mesures d'échanges cationiques ont été réalisés au LEM et au CRPG et ont bénéficié des compétences du SARM pour les mesures de concentration élémentaires. Enfin les mesures des isotopes cosmogéniques ont été faites au CEREGE sous la supervision de Didier Bourles et Latitia Leani après avoir subi les séparations nécessaires au LEM avec l'assistance de Robert Jousset.

II - OBJETS



Ce chapitre a pour but de donner un aperçu du système himalayen tel qu'il a été appréhendé dans cette étude. Nous définissons ici le système himalayen comme la chaîne à proprement parler mais y intégrons également les bassins sédimentaires alimentés par l'érosion de celle-ci. Pour le bassin du Gange et du Brahmapoutre étudié ici, le système himalayen s'étend donc du Sud Tibet jusqu'à l'Océan Indien. Par son climat de mousson, sa structure géologique ainsi que par les taux d'érosions et les flux de sédiments colossaux, le système himalayen constitue un laboratoire naturel à échelle continentale. Les quelques points abordés dans ce chapitre permettent de préciser quels sont les forçages susceptibles de contrôler l'altération dans un tel système. Cet aperçu, loin d'être exhaustif, a pour seul but d'esquisser les contours de ce système afin de mieux situer le cadre de l'étude.

II.1 Géographie du système himalayen	27
<i>II.1.1 Structure</i>	27
<i>II.1.2 Climat</i>	29
Mousson	29
Orographie	30
<i>II.1.3 Hydrologie</i>	31
Réseau hydrographique	31
Débits et flux	32
II.2 Géologie du système himalayen	34
<i>II.2.1 La chaîne himalayenne</i>	34
<i>II.2.2 Bassins sédimentaires</i>	37

II.1 Géographie du système himalayen

II.1.1 Structure

Le système himalayen se décompose en plusieurs unités physiographiques principalement caractérisées par leur topographie (Figure II.1). Il est bordé au Nord par le vaste plateau Tibétain couvrant 2.5 million de km², et s'étendant sur 700 à 1500 km vers le Nord. Ce plateau est marqué par une altitude moyenne élevée (4500 m) et un relief faible.

Au Sud de celui-ci se situe la chaîne himalayenne. Celle-ci forme un arc d'orientation globalement Est-Ouest (de NW-SE pour la partie Ouest à WSW-ENE dans sa partie est) qui s'étend sur environ 2500 km entre les massifs du Nanga-Parbat au Pakistan et du Namche-Barwa entre Inde et Chine. Sur une largeur d'environ 200 km, elle regroupe les 14 sommets les plus hauts de la planète qui culminent à plus de 8000 m d'altitude. On peut diviser cette chaîne du Nord au Sud en quatre unités géographiques principales. Au Nord, le Trans-Himalaya forme une chaîne d'altitude élevée (6000 m) mais n'offrant que peu de relief par rapport au plateau Tibétain environnant. Vers le Sud, le Haut Himalaya forme les principaux reliefs et la ligne de crête de la chaîne. Avec une altitude moyenne supérieure à 6000 m et des reliefs dépassant les 5000 m entre fonds de vallées et sommets adjacents, c'est l'unité la plus marquée de la chaîne. Viens ensuite le Moyen Pays, d'extension Nord-Sud très variable (50 à 100 km), avec une altitude moyenne de 3000 m et un relief plus faible que le Haut Himalaya. Enfin la partie Sud de la chaîne, le Sub Himalaya, commence directement au Nord de la plaine Indo-Gangétique. Elle est marquée par des chainons parallèles à l'axe de la chaîne d'altitude moyenne entre 1000 et 2000 m et possède un relief marqué.

La chaîne himalayenne est bordée au Sud par la plaine Indo-Gangétique d'altitude inférieure à 300 m et de très faible relief. A l'Ouest, la plaine s'étend sur 200 à 250 km vers le Sud jusqu'à venir buter sur les faibles reliefs de la chaîne du Vindhyan, Satpuras et des trapps du Deccan. A l'est, en Assam (Inde) la plaine est beaucoup plus étroite (< 100 km) et est bordée par le plateau de Shillong culminant à près de 1000 m d'altitude.

Le système himalayen tel que nous le considérons dans cette étude, se prolonge au Sud du delta du Bangladesh, dans la baie du Bengale et se poursuit au Sud par un système de courants turbiditiques qui s'étendent jusqu'au Sud de l'équateur à plus de 2000 km des côtes du Bangladesh.

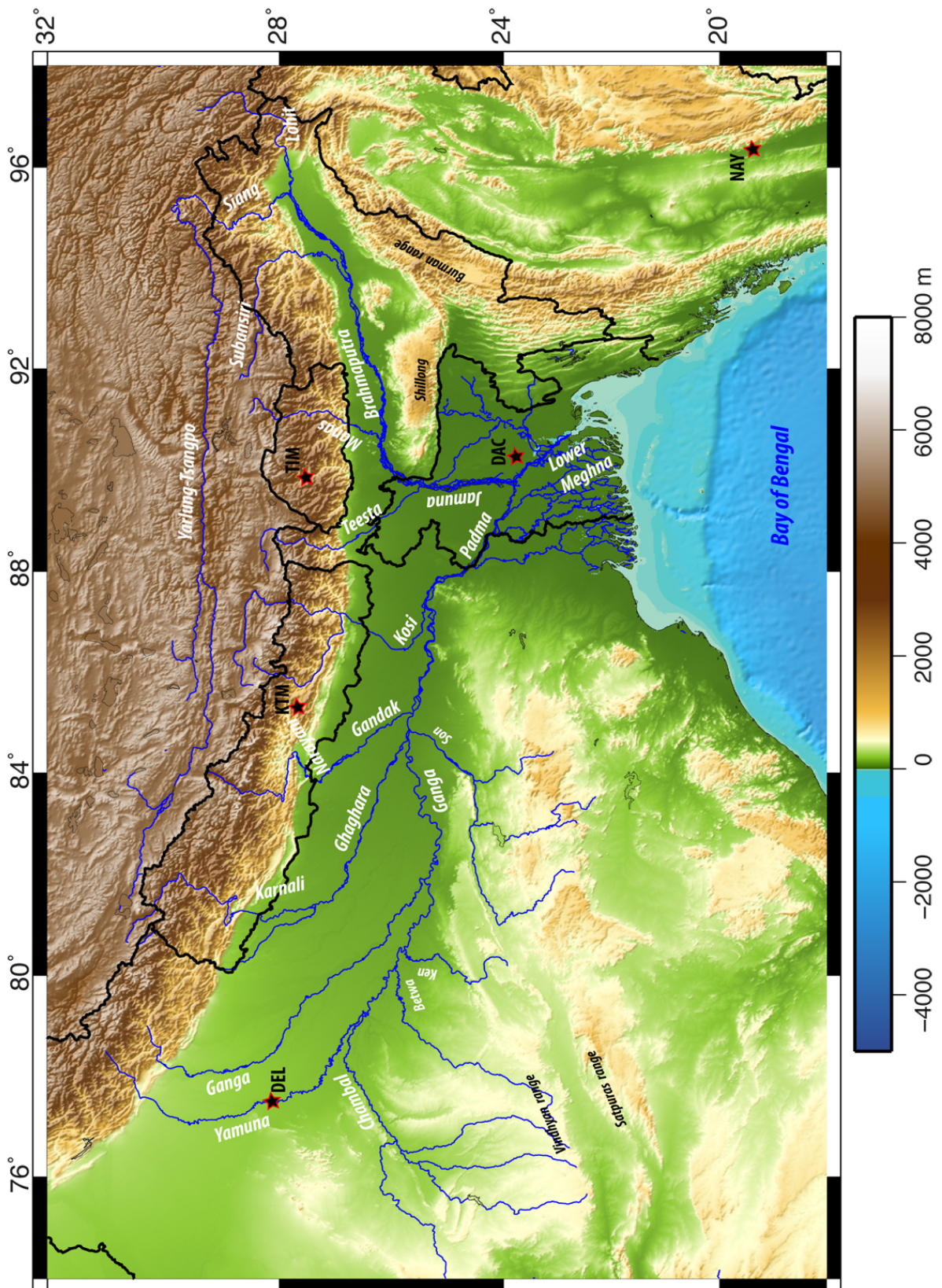


Figure II.1: Topographie et réseau hydrique du système himalayen (réalisée à partir des données GTOPO30 - USGS).

II.1.2 Climat

Comme cela a été évoqué dans le chapitre I, le climat joue un rôle fondamental dans les processus de surface et dans l'érosion et l'altération des sédiments tout particulièrement. Le climat du système himalayan est principalement marqué par deux phénomènes qui affectent la distribution et la saisonnalité des précipitations: les effets de la mousson et les effets orographiques.

Mousson

La mousson Indienne ou Sud-Asiatique est dominée par un cycle saisonnier très marqué avec des hivers relativement secs et des étés pluvieux (Figure II.2). Bien que longuement débattue, la cause du système de mousson est attribuée au déplacement de la zone de convergence intertropicale (ICTZ) (Gadgil, 2003). Cette zone dépressionnaire est formée par la convergence et l'élévation des masses d'air chauds et humides formées sous les tropiques et entraînées par les alizés. Ceci permet la formation de grands systèmes convectifs associés à de fortes précipitations et forme la branche ascendante des cellules de Hadley. En hiver, l'ICTZ est situé approximativement au dessus de l'équateur avec des vents dans la partie basse de la troposphère globalement orientés vers le S-SE au dessus de la plaine Indo-Gangétique. La mousson marque le déplacement de l'ICTZ vers le Nord. Ce qui entraîne la formation des cellules de Hadley dissymétriques avec une branche ascendante déplacée vers le maximum d'insolation au dessus de l'hémisphère Nord et un transport des masses d'air en altitude, trans-équatorial, vers le Sud (Webster et al., 1998) alors que les vents dans la basse troposphère sont N, NW. Ces vents permettent le transport de grands systèmes convectifs formés sur la Baie du Bengale vers le Nord et donne naissance aux intenses précipitations qui marquent la mousson Sud-Asiatique.

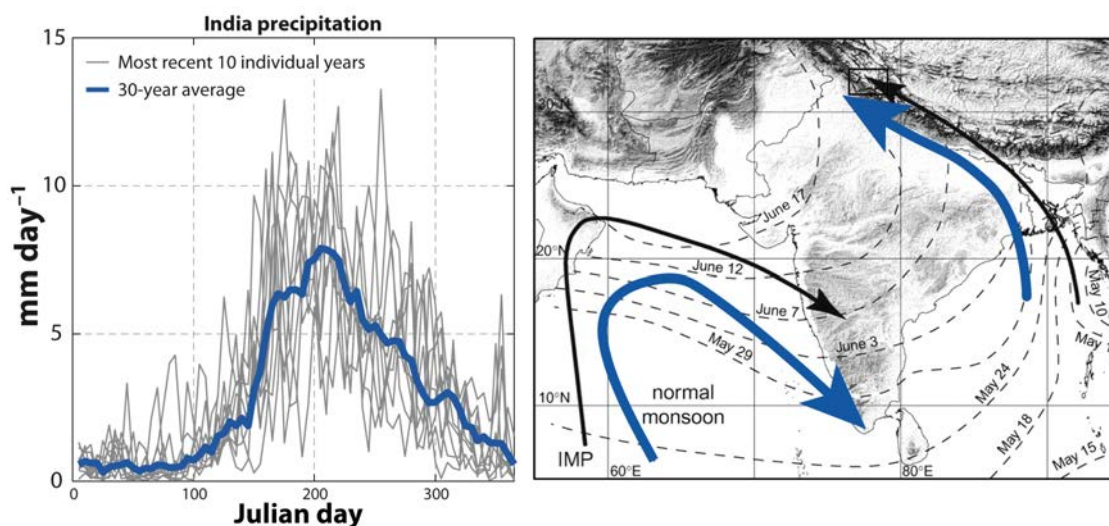


Figure II.2: Répartition annuelle des précipitations sur le continent Indien (d'après Molnar et al., 2010) et circulation atmosphérique dominante à l'actuel (flèches bleues). Les lignes pointillées marquent les dates d'avancés de la mousson Indienne vers le Nord Ouest (d'après Bookhagen et al., 2005).

Le rôle du plateau Tibétain dans la mousson Asiatique reste mal compris mais suscite un grand intérêt dans le cadre des interactions directes entre tectonique et climat (se référer à Molnar et al., 2010 pour une revue détaillée). Une hypothèse serait que la forte insolation

reçue par le plateau Tibétain entraîne la formation d'instabilités qui engendre un fort courant ascensionnel. Celui-ci engendre la formation de systèmes dépressionnaires au dessus du Tibet qui favorisent l'entrée de masses d'air chauds et humides au dessus de la plaine Indo-Gangétique (e.g. Ye et Wu, 1998). D'autres hypothèses évoquent le rôle de l'altitude du plateau Tibétain et de la chaîne himalayenne. La topographie serait en mesure de bloquer les entrées d'air extra-tropicales froides et sèches en provenance du Nord, empêchant ainsi de refroidir les zones inter-tropicale au dessus du continent Indien (e.g. Prive et Plumb, 2007). L'intensification de la mousson suggérée il y a environ 8 Ma a longtemps été reliée à l'élévation du plateau Tibétain (e.g. Molnar et al., 1993) même si ce lien apparaît plus incertain au vu des données plus récentes (voir Molnar et al., 2010).

Orographie

La répartition des précipitations sur le système himalayen est fortement liée au relief de la chaîne himalayenne. À la rencontre du front de la chaîne, les parcelles d'air humides entrant vers le Nord sont contraintes de s'élever. La décompression adiabatique qui s'en suit fait chuter la température de la parcelle qui peut alors passer en dessous du point de rosé. Ceci entraîne un effet orographique avec des précipitations importantes sur les reliefs. C'est ainsi que la chaîne himalayenne est très arrosée sur son flanc Sud alors que le plateau Tibétain ne reçoit que très peu de précipitations, les parcelles d'air passant la chaîne s'étant déjà considérablement appauvries en humidité (Figure II.3).

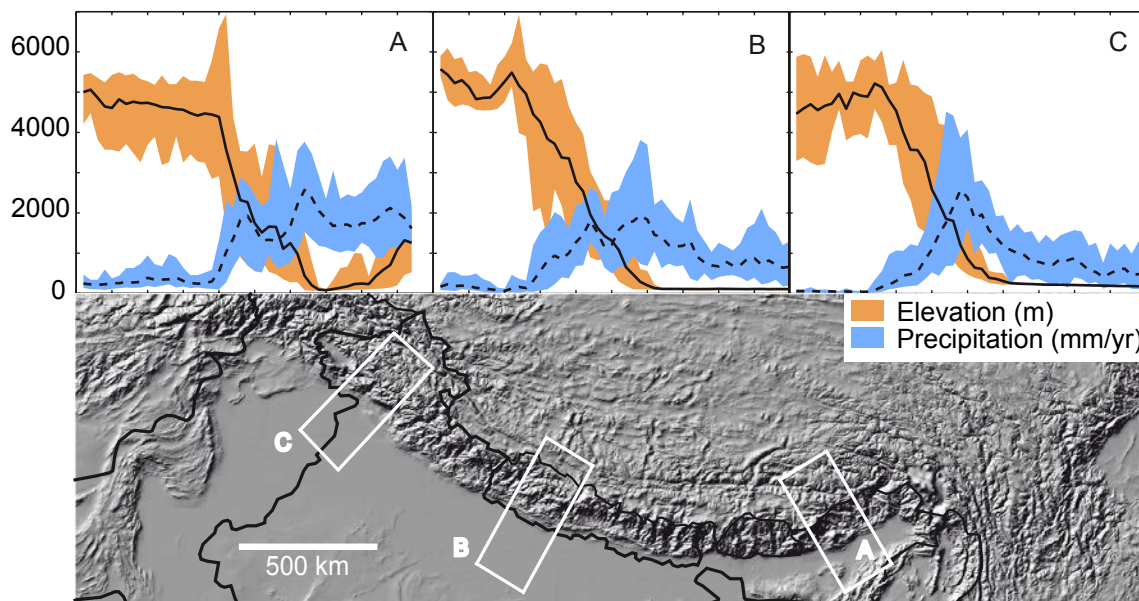


Figure II.3: Coupe transverse de l'altitude et précipitation à la chaîne à partir des données du satellite "Tropical Rainfall Measuring Mission" - TRMM (d'après Anders et al., 2006).

Le système himalayen est donc marqué par des contrastes climatiques d'ordre saisonniers et géographiques. L'est de la plaine Indo-Gangétique reçoit en moyenne sur l'année quatre à huit fois plus de précipitations que l'Ouest (0.5 - 1 m/an à l'Ouest à 2 - 4 m/an à l'est). Sur la chaîne les précipitations sont fortes (1 à >4 m/an) avec des zones très pluvieuses comme le Népal central, l'Ouest du Bhoutan ou la syntaxe est (plus de 5 m/an). Près de 70 à 80 % de ces précipitations tombent pendant la mousson de juin à septembre

(Anders et al., 2006; Bookhagen et Burbank, 2006; Bhowmik et Das, 2007; Ichiyanagi et al., 2007; Krishnamurthy et Shukla, 2007).

II.1.3 Hydrologie

Réseau hydrographique

L'ensemble du système himalayen est drainé par plusieurs grands fleuves: le plateau Tibétain est drainé au Nord-Ouest par l'Amu Daria, et le Pamir tout deux endoreïques, à l'est par le Fleuve Jaune et le Yangtze qui se jettent dans la mer de Chine orientale et au Sud-Est par le Mékong, la Salween et l'Irrawaddy se jetant dans la mer de Chine du Sud et la mer d'Andaman. Le flanc Sud de la chaîne himalayenne est drainé par l'Indus se déversant à l'Ouest dans la mer d'Arabie alors que le Ganges et le Brahmapoutre drainent toute la partie centrale du flanc Sud himalayen, la plaine Indo-Gangétique et se déversent dans la baie du Bengale (Figure II.1).

Le bassin du Ganges couvre environ 1.06 millions de km² (Rao, 1979). Le Ganges, prend sa source au niveau du glacier de Gangotri, dans l'état d'Uttarakhand en Inde où il coule sous le nom de Bhagirathi. La confluence entre la Bhagirathi et l'Alaknanda marque le début du Ganges *sensu stricto*, qui quitte la chaîne himalayenne au niveau d'Haridwar. Par la suite le Ganges parcourt plus de 1500 km à travers la plaine Indo-Gangétique et reçoit de nombreux tributaires jusqu'à sa rencontre avec le Brahmapoutre au Bangladesh où il est appelé Padma. Les principaux tributaires himalayens sont la Yamuna à l'Ouest ainsi que les rivières provenant du Népal : Karnali (devenant Ghaghara en Inde), la Narayani (devenant Gandak en Inde) et la Kosi. Outre ces rivières himalayennes, le Ganges reçoit également une partie de son flux des rivières drainant le craton Indien au Sud, comme la Chambal un affluent de la Yamuna et plus en aval la Son. Le Ganges développe son bassin sur une large plaine alluviale qui occupe plus de 50 % de la surface du bassin. Les pentes des rivières sont relativement faibles (1 à 4·10⁻⁴, Singh et al., 2007) et le cours du Gange majoritairement de type méandrique.

Le bassin du Brahmapoutre couvre une superficie d'environ 0.58 millions de km² (Rao, 1979) et, à la différence du Ganges, draine le Nord et le Sud de la chaîne himalayenne. Il prend sa source sur le plateau Tibétain, au Mont Kailash à seulement 200 km au Nord-Est des sources du Ganges et est appelé Yarlung-Tsangpo. Après un cours Est-Ouest d'environ 1400 km le long de la suture de l'Indus Tsanpo au Nord de la chaîne himalayenne, il franchit cette dernière au niveau du massif de Namche-Barwa et prend le nom de Siang. Celui-ci émerge de la chaîne en Assam (Inde) à l'est de l'Inde et parcourt environ 900 km dans la plaine Indo-Gangétique où il prend le nom de Brahmapoutre en Inde puis Jamuna au Bangladesh. Le long de son parcours, il reçoit des apports himalayens significatifs : d'est en Ouest la Subansiri en Assam, le Manas provenant du Bouthan ainsi que la Tista provenant du Sikkim (Inde). D'autres apports de la terminaison est, de la chaîne Indo-Brimane ou du plateaux de Shillong au Sud contribuent également au flux du Brahmapoutre. La pente du Brahmapoutre est du même ordre que celle du Ganges mais la plaine alluviale ne représente que 30 % de la surface du bassin. Sa morphologie est caractéristique des rivières en tresse reflétant le peu d'espace de plaine disponible ainsi que les flux sédimentaires plus importants.

La confluence du Ganges et du Brahmapoutre au Bangladesh donne naissance à la Padma appelé Lower Meghna plus en aval. Ce fleuve majeur se jète alors dans l'océan Indien

au niveau de la Baie du Bengal au travers d'un large estuaire. À environ 100 km de l'océan la Lower Meghna engendre de nombreuses diffluences formant un large estuaire occupant plus de 200 km de côtes.

Débits et flux

L'hydrogramme du Gange et du Brahmapoutre est fortement influencé par la mousson, *i.e.* le débit pendant les mois de juin à septembre est un ordre de grandeur au dessus du débit à l'étiage et permet le transport d'environ 90 % du flux annuel (RSP, 1996) (Figure II.4).

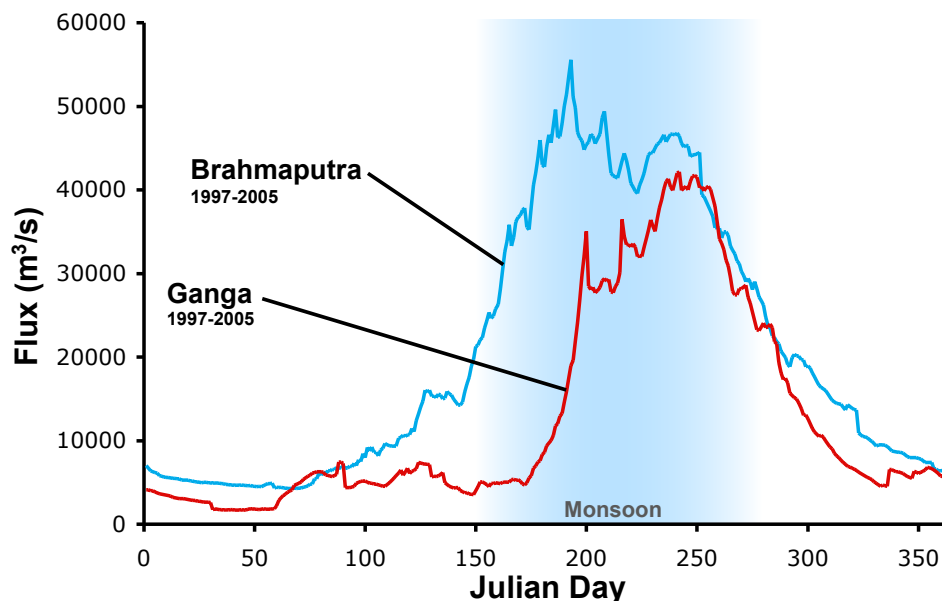


Figure II.4: Hydrogramme moyen du Gange et du Brahmapoutre au Bangladesh pour la période 1997-2005 (stations Harding Bridge pour le Gange et Bahadurabad pour le Brahmapoutre, données hydrologiques WARPO Bangladesh). Le déphasage temporel entre Ganges et Brahmapoutre marque l'arrivée plus précoce de la mousson sur l'est de la chaîne.

Les premières estimations de débit dans la région sont l'oeuvre du Major James Rennell (1781) qui mesura le débit du Ganges pendant la mousson à $15000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Un demi siècle plus tard, Everest (1832) entreprit de documenter la variabilité du transport sédimentaire et du débit et proposa un débit moyen de $18300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Depuis, dans le cadre de programmes internationaux, de nombreuses mesures ont permis de suivre et d'affiner le débit de ces deux fleuves sur plusieurs années. Les relevés hydrologiques de niveau d'eau sont toujours effectués 5 fois par jours pendant les périodes de mousson par les services hydrologiques du Bangladesh (FFWC et BWDB) ce qui permet de remonter aux débits si la forme de la section du fleuve au point de mesure est connue. Le débit liquide total du Brahmapoutre pour la station de Bahadurabad au Bangladesh a été estimé à $690 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ et celui du Gange à $380 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ en amont du barrage de Farakka en Inde (GRDC, 1996). Le module moyen du Brahmapoutre et du Ganges est donc de $22\ 000$ et $12\ 000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivement. Cela se traduit par un écoulement spécifique sur le bassin du Brahmapoutre d'environ $1.2 \text{ m} \cdot \text{an}^{-1}$ alors que celui du Ganges n'est que de $0.36 \text{ m} \cdot \text{an}^{-1}$ (sans prendre en

compte l'évapotranspiration) en accord avec le régime de précipitations plus élevées à l'est (c.f. II.1.2).

Les flux de matière en suspension sont plus difficiles à déterminer du fait de la forte variabilité de concentration au cours du temps et dans la colonne d'eau. Everest (1832) pris en compte ces variations au premier ordre et estima que le Gange exporte en moyenne 613 millions de tonnes de sédiments par an. Depuis de nombreuses estimations ont été réalisées et sont du même ordre de grandeur que celle d'Everest (1832) (Tableau II.1).

Study	Mean sediment flux (Mt/yr)		Period
	Ganga	Brahmaputra	
Coleman, 1969	480	610	1958-1962
BWDB, 1972	448	507	1967-1969
MPO, 1987	210	390	
FEC, 1989	340	430	
CBJET, 1991	200	500	1965-1988
Hossain, 1992	480	715	1962-1992
RSP, 1996	548	590	1966-1970

Tableau II.1: Principaux travaux estimant les flux annuels du Gange et du Brahmapoutre ainsi que les périodes étudiées lorsqu'elles sont spécifiées.

Ces estimations varient d'environ un facteur 2 d'une étude à l'autre. Elles reflètent les difficultés à comparer les différentes méthodes et les fortes variations inter-annuelles. Sur la base d'une simple moyenne de ces estimations, le flux moyen de sédiments exportés par le Brahmapoutre est de l'ordre de 530 million de tonnes par an et de 390 million de tonnes par an pour le Gange. Ces études montrent qu'environ 90 % de ce flux est exporté pendant les 4 mois de mousson. Les flux se traduisent par des taux d'érosion à l'échelle du bassin de 910 t/km² pour le Brahmapoutre et de 390 t/km² pour le Gange. Cependant ces taux ne prennent pas en compte les fortes hétérogénéités entre la plaine et la chaîne ainsi que le flux de sédiments susceptible d'être stocké dans la plaine. Le Gange-Brahmapoutre est ainsi le plus gros système fluvial en termes d'export de sédiments avec environ 900 Mt/an.

II.2 Géologie du système himalayen

II.2.1 La chaîne himalayenne

La Chaîne himalayenne est le résultat de la collision entre la plaque Indienne et la plaque Eurasiatique il y a environ 55 Ma (Patriat et Achache, 1984). Cette convergence qui continue actuellement au rythme de 36 à 38 mm de raccourcissement par an (Wang et al., 2001), structure la chaîne himalayenne sous la forme d'un arc de cercle globalement est-Ouest, la plaque Indienne venant indenter la plaque eurasiatique (Peltzer et Tapponier, 1988). Les unités lithologiques et structurales suivent cette structure et sont sub-parallèles dans la partie centrale de la chaîne même si les terminaisons Est et Ouest ont une structure plus complexe (Figure II.6). La brève description de la géologie himalayenne est principalement issue des travaux de Le Fort au Nepal central (LeFort, 1975; 1989). Les unités lithologiques himalayennes sont délimitées au Nord et au Sud par de grands accidents tectoniques connectés en profondeur et qui ont permis d'accommoder la déformation générée par la collision (Figure II.5):

- Au Nord de la chaîne on trouve les unités du Trans-Himalaya (TSB: "*Trans-Himalayan Batholits*") qui sont formées de couvertures sédimentaires Paléozoïques à Mésozoïques intrudés de batholites granodioritiques mi-Crétacés à Eocènes (e.g. Gangdese Batholits). Ces batholites sont interprétés comme la trace d'une ancienne zone de subduction de la Thétys formant une zone active d'arc ou d'avant arc (Schärer et al., 1984). Les TSB sont bordés au Sud par la Zone de Suture de l'Indus-Tsanpo (ITZS) qui marque la séparation entre la plaque Indienne et Eurasiatique. Cette structure linéaire présente sur 2000 km d'Est en Ouest est riche en séries ophiolitiques.
- Au Sud de l'ITZS on trouve les Séries Sédimentaires Téthysiennes (TSS) formés d'une épaisse pile de sédiments marins déposés du Protérozoïque à l'Eocène. Riche en fossiles, cette unité est fortement plissée mais peu métamorphisée. Elle enregistre toutes les phases tectoniques de la marge passive Nord-Indienne : des dépôts près rift, syn-rift, océaniques aux dépôts syn-orogéniques de l'Eocène (e.g. Liu et Einsele, 1994; Garzanti, 1999). Cette unité est délimitée au Sud par une zone de détachement (STDZ: "*South Tibetan Detachment Zone*") ayant fonctionnée en faille normale du Miocène à l'Holocène (e.g. Caby et al., 1983; Burg et al., 1984; Hodges et al., 1992; Hodges, 2000).
- Au Sud du STDZ, le coeur de la chaîne est occupé par les formations du Haut Himalaya Cristallin (HHC, ou GH: "*Greater Himalaya*"), formées de méta-sédiments d'âge mal connu mais supposé Neoprotérozoïques à Ordoviciens (Parrish et Hodges, 1996). Ils sont intensément métamorphisés et déformés et sont associés à des intrusions leucogranitiques pouvant être pluri-kilométriques. L'origine de ces leucogranites est attribué à la fusion partielle des unités sous-jacentes lors de l'orogénèse (Le Fort et al., 1987). Le HHC est classiquement découpé en trois formations: FI, FII et FIII (Le Fort, 1975). La FI, à la base de la séquence, est principalement formée de méta-sédiments clastiques formant principalement des gneiss à biotites et muscovite. Le métamorphisme augmente dans la série en passant d'assemblages à distènes à des assemblages à sillimanite dans la moitié supérieure de la formation. La FII se démarque de la FI par une prédominance de gneiss calciques et de marbres. La FIII, au

sommet de la série, est un niveau de gneiss ocellés. Le HHC est délimité au Sud par un chevauchement majeur à vergence Sud le MCT (*“Main Central Thrust”*). Aujourd’hui inactif, le MCT a probablement subi plusieurs phases d’activation entre 22 et 14 Ma avant d’être réactivé au Miocène, même si cette chronologie demeure mal connue (e.g. Harrison et al., 1997; Daniel et al., 2003; Catlos et al., 2004). Ce chevauchement atteste du métamorphisme inverse dans le coeur de la chaîne himalayenne avec le passage du HHC hautement métamorphisé au toit du MCT aux séries du moyen pays (LH: *“Lesser Himalaya”*) plus faiblement métamorphisées au mur du MCT (Gansser, 1964; Le Fort, 1975; Harrisson et al., 1997).

- Le LH est constitué du quartzites, de formations grésopéllitiques riche en carbonates, de grès, schistes et de gneiss (Pêcher, 1978). Cette formation est interprétée comme une séquence sédimentaire de la marge passive Nord du continent Indien, mais est cependant plus ancienne que les TSS avec des âges Mesoprotérozoïque à Cambrien (Brookfield, 1993). Elle est limitée au Sud par le MBT (*“Main Boundary Thrust”*) un autre chevauchement majeur à vergence Sud, sub-parallèle au MCT et mettant en contact le LH avec les unités tertiaires au Sud (Gansser, 1964). Ce chevauchement, plus tardif que le MCT aurait été actif depuis 5 Ma (DeCelles et al., 1998).
- Au Sud du MBT, les premiers reliefs sont formés par les Siwaliks, qui constituent les dépôts molassiques Cénozoïque issus de l’érosion himalayenne et exhumés par la l’avancée du front de déformation (Masclé et Hérail, 1982; Delcaillau, 1992). Les Siwaliks sont constitués des formations détritiques plus ou moins consolidées granulo-croissant des argilites aux conglomérats. Ces reliefs sont séparés de la plaine Indo-Gangétique par le MFT (Main Frontal Thrust) qui accommode la majeure partie du raccourcissement actuel dans la chaîne (Lavé et Avouac, 2000).

II. Objets

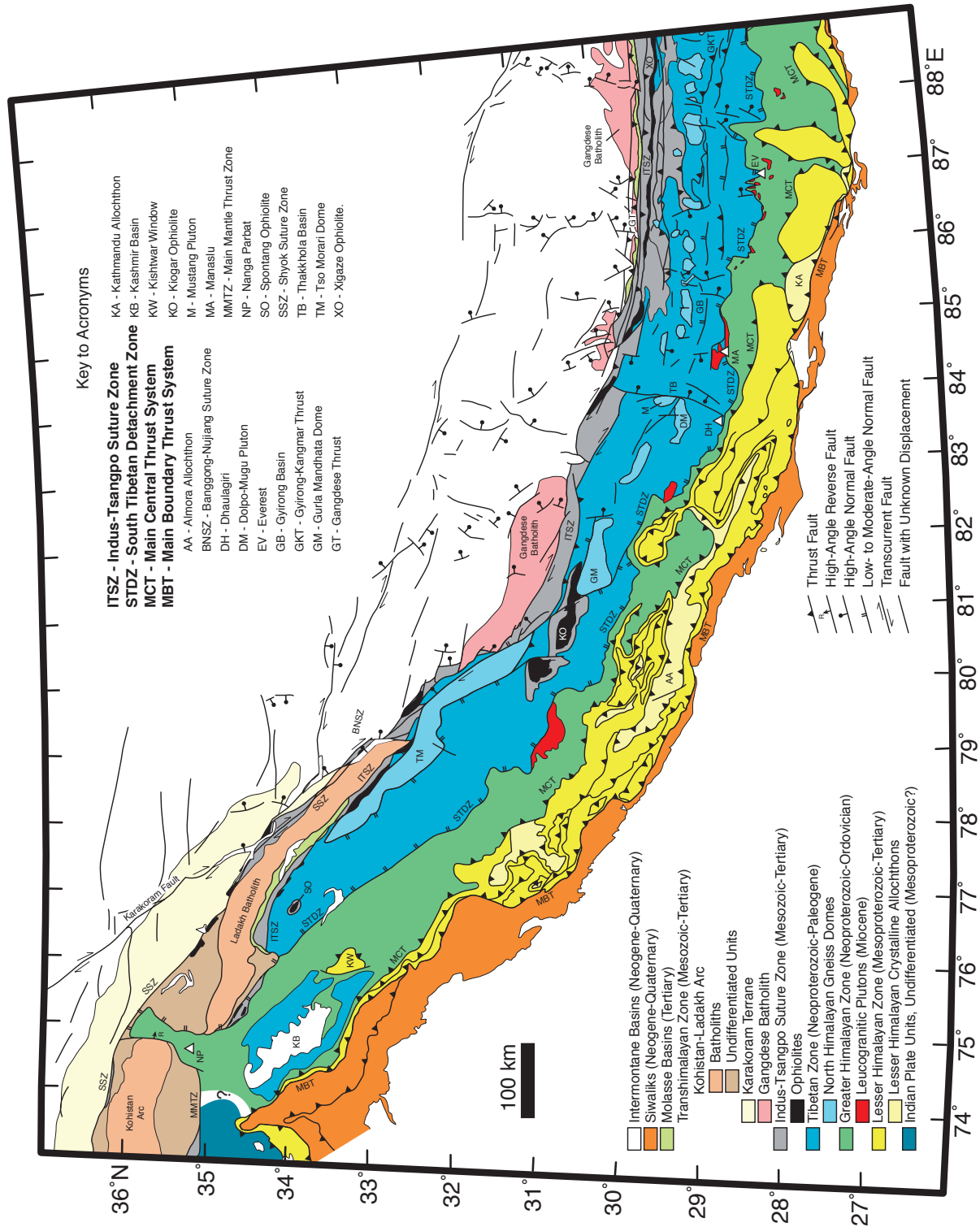


Figure II.5: Carte géologique et structurale de l'arc himalayen compilé par Hodges, 2000.

II.2.2 Bassins sédimentaires

L'érosion de la chaîne himalayenne et du plateau tibétain a donné lieu à la formation de grands bassins sédimentaires principalement au Sud de la chaîne avec les bassins de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre (et le Bengal Fan) mais aussi en Asie du Sud-est grâce aux flux de sédiments provenant du plateau Tibétain (Métivier et al., 1999).

Les dépôts sédimentaires du front Sud de la chaîne himalayenne sont structurés en deux principaux bassins : le bassin sédimentaire continental de la plaine Indo-Gangétique ainsi que le bassin sédimentaire du cône du Bengale au Sud des côtes du Bangladesh. La subduction continentale de la plaque Indienne sous la plaque Eurasiatique ainsi que la charge de la chaîne himalayenne provoquent le bombement flexural de la plaque Indienne au voisinage de la subduction (Lyon-Caen et Molnar, 1983). D'après des forages profonds (e.g. Sastri et al., 1971) ainsi que les modélisations thermo-mécaniques (Hetényi et al., 2006) l'épaisseur maximum de la pile sédimentaire au dessus du socle Protérozoïque est de l'ordre de 4 à 4.5 km à environ 20 km au Sud du MFT. L'âge des dépôts n'est estimé qu'indirectement à partir des séries Siwaliks du début Miocène à Pléistocène (Delcaillau, 1992). Ces dépôts se prolongent actuellement par les dépôts fluviaux de la plaine du Gange qui accommode la subsidence du bassin. Le taux de sédimentation actuel est très variable dans la gamme de 0.05 à 1.5 mm/an (Joshi et Bhartiya, 1991; Sinha et al., 1996; Chandra et al., 2007).

Métivier et al. (1999) estiment qu'environ 94 % du flux sédimentaire est exporté vers le cône du Bengale situé en périphérie du craton Indien, au Sud-est du bassin flexural de la plaine Indo-Gangétique. Le cône du Bengal se développe dans un contexte tectonique complexe de double subduction de la plaque Indienne sous la plaque Eurasiatique au Nord et la plaque Birmane à l'est (e.g. Steckler et al., 2008) ce qui en fait un bassin océanique de type résiduel (Alam et al., 2003; Curray et al., 2003; Uddin et Lundberg, 2004). La pile sédimentaire n'atteint que 1 à 2 km de profondeur au Nord du Bangladesh (Lindsay et al., 1991) mais sa profondeur augmente brusquement vers le Sud-Est au passage de la "Hinge Zone" qui marque la transition d'une croûte continentale épaisse à une croûte océanique (Alam, 1989; Mitra et al., 2005). Jusqu'à 20 km de sédiments sont accumulés directement au Sud des côtes du Bangladesh (Curray, 1994; Radhakrishna et al., 2010) (Figure II.6). Les dépôts sédimentaires remontent vraisemblablement jusqu'à l'Eocène et les forages de la partie distale (ODP Leg 116) remontent à 20 Ma de sédimentation détritique (Cochran et al., 1989) d'origine himalayenne (France-Lanord et al., 1993). La sédimentation quaternaire est cependant mieux contrainte. L'architecture du shelf est composée d'un système progradant de clinofformes, s'étalant de 20 à 110 m de profondeur (des topset aux bottomset) sur 50 à 150 km au Sud. Les topset sont marqués par un taux de sédimentation important de 5 à 10 cm par an (Michels et al., 1998; Suckow et al., 2001) alors qu'il est réduit à 0.3 cm par an au niveau des bottomset qui représentent la surface de bas niveau marine Pléistocène (Kuehl et al., 1997; Michels et al., 1998). Le transport des sédiments vers le cône profond se fait par l'intermédiaire d'un canyon sous marin, le "Swatch of No Ground" (SONG) à l'Ouest du Shelf sous forme de suspensions pendant la mousson ou lors de ruptures en masse pendant les cyclones (Kudrass et al., 1998; Michels et al., 2003; Roger et Goodbred, 2010; Palamenghi et al., 2011). Ces sédiments sont alors transférés vers les parties les plus distales du cône du Bengal par des systèmes de chenaux turbiditiques (Curray et al., 2003; Schwenk et al., 2003; Schwenk et al., 2005).

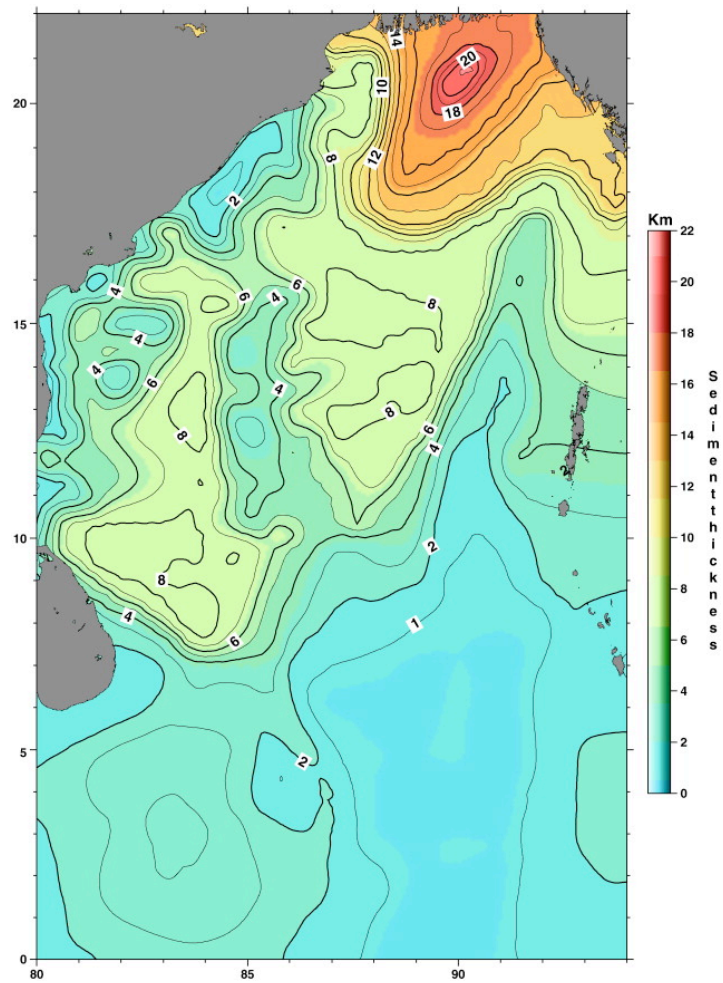


Figure II.6: Isopaques des dépôts sédimentaires dans le cône du Bengale (compilé par Radhakrishna et al., 2010).

III - MÉTHODES



Cette étude a fait appel à de nombreuses méthodes et techniques analytiques différentes. Si celles-ci sont brièvement décrites par la suite ce chapitre donne quelques détails supplémentaires facilitant la lecture des chapitres suivants. Sont développés ici plus particulièrement, le déroulement des prélèvements et mesures faites sur le terrain ainsi que les techniques analytiques relatives à l'analyse des isotopes stables (oxygène et hydrogène) des silicates. Ces dernières ont fait l'objet de quelques développements analytiques qui sont évoqués ici.

III.1 Échantillonnage	41
III.1.1 Stratégies d'échantillonnage	41
<i>Missions d'échantillonnage réalisés</i>	41
<i>L'échantillonnage de sédiments en profondeur</i>	42
<i>Aspects pratiques</i>	43
<i>Autres types d'échantillonnages</i>	45
III.1.2 Mesures des vitesses de courant et de débits	46
<i>Principes de fonctionnement</i>	46
<i>Mesures dans le bassin du Ganges-Brahmapoutre</i>	48
III.2 Méthodes analytiques	52
III.2.1 Isotopes stables comme traceurs de l'altération	52
<i>Le degré d'hydratation des phases silicatés</i>	52
<i>δD et $\delta^{18}O$ des sédiments comme indicateur des conditions d'altération</i>	52
III.2.2 Isotopie de l'hydrogène	54
<i>Déshydratation des sédiments</i>	54
<i>Méthodes classiques</i>	54
<i>Développement de la mesure par analyseur élémentaire (EA)</i>	55
III.2.3 Isotopie de l'oxygène	58
<i>Principes</i>	58
<i>$\delta^{18}O$ des sédiments du Ganges-Brahmapoutre:</i>	58

III.1 Échantillonnage

III.1.1 Stratégies d'échantillonnage

Missions d'échantillonnage réalisés

L'étude présentée dans ce manuscrit s'appuie principalement sur les échantillons collectés dans le système himalayen. La collection d'échantillons du système remonte aux échantillonnages de roches sources de la chaîne himalayenne des années 70 à 90 par, entre autres: P. Le Fort, A. Pêcher, C. France-Lanord, S. Guillot et M. Brouand ... Il faut y rajouter les échantillons de sédiments prélevés dans les rivières himalayennes et de la plaine Indo-Gangétique, en Inde et au Bangladesh par C. France-Lanord, A. Galy et V. Galy de 1998 à 2007. Les missions de terrains effectuées pendant ces trois années thèse ont permis de compléter les échantillonnages précédents par l'échantillonnage de nouvelles rivières du système ou par de nouveaux re-échantillonnages aux points les plus stratégiques afin de documenter la variabilité temporelle des sédiments transportés. Les campagnes d'échantillonnages effectués sont détaillés ci dessous:

- Janvier 2008 (2 semaines) : Échantillonnage des rivières du Bangladesh hors mousson avec notamment un passage dans les mangroves du Sud du Bangladesh, au niveau du front du delta. (Avec C. France-Lanord et V. Galy).
- Mai 2008 (3 semaines) : Échantillonnage des rivières de l'amont du bassin Amazonien (Rio Amazonas) au Pérou en collaboration avec J. Bouchez (IPG Paris), A. Crave (IRD) et P. Fraizy (IRD). Cette mission m'a permis de me familiariser avec l'échantillonnage de sédiments en suspension ainsi que la mesure de débits par méthodes géophysiques (ADCP, voir section suivante). Elle a aussi facilité par la suite les collaborations avec J. Bouchez pour les travaux sur la dynamique du transport sédimentaire et son rôle dans le tri chimique des sédiments.
- Août-Septembre 2008 (6 semaines) : Échantillonnage de rivières dans la partie centrale de l'Inde (Bihar, Uttar Pradesh) pour compléter les échantillonnages précédents. Puis échantillonnages et mesures de débit au Bangladesh pour notamment suivre la décrue du Ganges et du Brahmapoutre. Échantillonnages également au Sud avec une tentative d'échantillonner l'exutoire pendant la mousson. Mission réalisée avec C. France-Lanord et E. Blaes (LHyGe Strasbourg).
- Juillet 2009 (2 semaines) : Échantillonnage et mesures de débit des rivières de l'Ouest de la plaine du Gange en Inde (Gange, Chambal) avec remontée au Nord dans la chaîne pour échantillonner le Gange en amont de son entrée dans la plaine. Bien que cet échantillonnage ait été réalisé pendant la période de mousson habituelle, celle-ci a été très faible entraînant également des débits faibles dans les rivières. Mission réalisée avec C. et L. France-Lanord.
- Novembre 2009 (3 semaines) : Échantillonnages de sols dans le bassin versant de la Khudi Khola, un affluent de la Marsyangdi au Népal central afin de documenter la production de sédiments et leur transfert vers les rivières dans le système himalayen. Puis échantillonnages de berges et de terrasses dans l'est du Nepal.

Mission réalisée avec C. France-Lanord, J. Lavé, N. Puchol (CRPG), E. Dambrine (INRA Champenoux) et A. Gajurel (Université de Tribhuvan, Katmandou).

- Juillet 2010 (3 semaines) : Échantillonnage et mesures de débit au Bangladesh sur le Gange, Brahmapoutre et dans l'estuaire en aval. Puis échantillonnage et mesure de débit de la Narayani en sortie de chaîne au Népal central. Mission réalisée avec C. France-Lanord, V. Galy (WHOI, Woods Hole, US), B. Voss (WHOI) et M. Garçon (LGCA, Grenoble).

Seule une partie de ces missions de terrains est directement valorisée dans ce travail. Il s'agit principalement des échantillonnages de sédiments et des mesures de débits de rivières au Nepal, en Inde et au Bangladesh. Comme 90 % du flux de sédiments au niveau du Gange et du Brahmapoutre est transporté pendant la mousson (RSP, 1996), ces échantillonnages ont eu lieu entre juin et septembre. La mission au Pérou a été effectuée dans le cadre de la thèse de J. Bouchez (soutenue en 2009) et la mission d'échantillonnage de sols entre dans le cadre de thèses démarrées au CRPG par N. Puchol en 2009 et de G. Morin et F. Gallo en 2010. Ces missions ont néanmoins été riches en enseignements et sont la base de collaborations que j'espère durables.

L'échantillonnage de sédiments en profondeur

Les travaux précédents au CRPG sur les rivières himalayennes (Galy, 2007) ont montré que l'échantillonnage de sédiment nécessite quelques précautions. En effet si pour évaluer la composition chimique des éléments dissous, "il suffit" de prélever un échantillon à un point donnée de la rivière pour avoir une image représentative de la composition sur l'ensemble d'une section de rivière (à condition d'être suffisamment en aval de confluences, Bouchez et al., 2010a), l'évaluation de la composition des sédiments est plus compliquée. Ces difficultés sont traitées en détail dans le chapitre sur l'intégration des flux chimiques dans une rivière (chapitre IV) mais pour une meilleur compréhension des procédures d'échantillonnage adoptées il convient d'évoquer brièvement ces aspects.

L'écoulement dans les fleuves étant largement turbulent, les fluctuations du champ des vitesses ainsi que les courants secondaires des cellules turbulentes communiquent une part de leur énergie aux sédiments présents sur le fond. Ceux-ci sont alors mis en suspension dans la colonne d'eau suivant l'énergie hydrodynamique disponible (qui décroît lorsque l'on s'éloigne du fond) mais aussi selon leur masse et leur facteur de forme : une argile étant plus facilement mise en suspension qu'un gros grain de quartz. À l'équilibre, un profil de concentration se met en place qui montre globalement une décroissance de la concentration en s'éloignant du fond. Ce profil est la conséquence du rapport entre l'énergie turbulente qui permet de suspendre les particules et leur vitesse de sédimentation. Le résultat de ces interactions entre fluide et particules est que ce profil de concentration est différent pour chaque type de minéraux (ayant un facteur de forme et une masse distincte). On observe donc un tri minéralogique dans la colonne d'eau qui se traduit par un fort contraste chimique entre des sédiments de différentes profondeurs (Figure III.1):

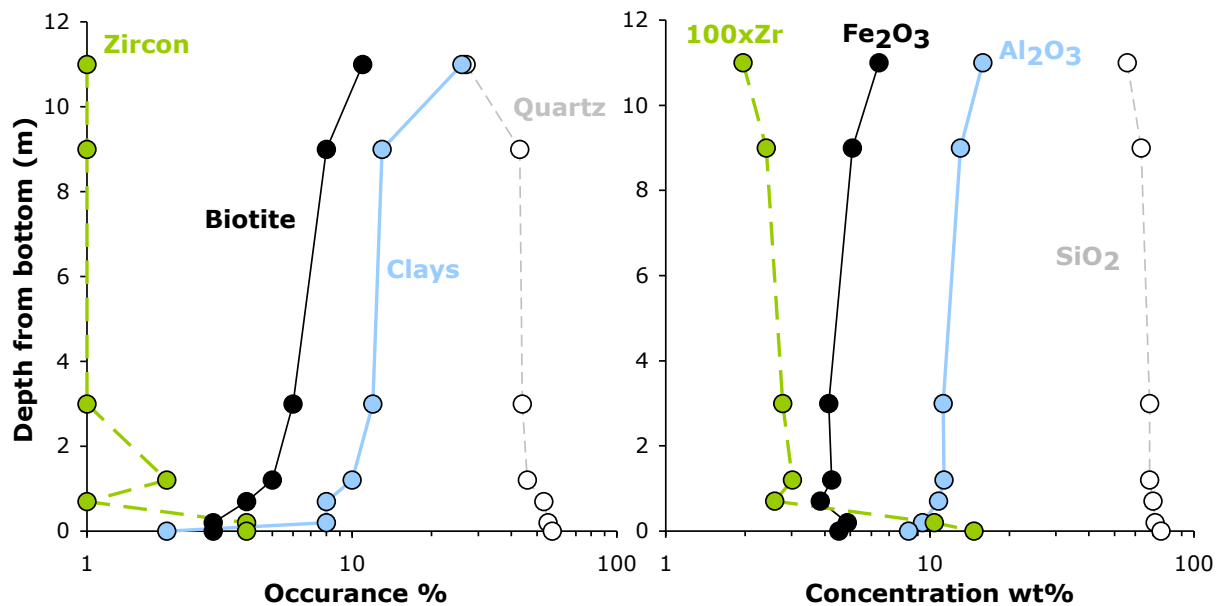


Figure III.1: Tri-minéralogique et géochimique dans la colonne d'eau du Ganges au Bangladesh échantillonné en 2007. Données minéralogiques de Garzanti et al., (2011).

Afin de documenter cette variabilité chimique il a donc été nécessaire de prélever des échantillons à diverses profondeurs dans une même colonne d'eau.

Aspects pratiques

L'échantillonnage des sédiments est fait depuis les embarcations disponibles localement, de préférence équipées d'un moteur pour pouvoir remonter contre le courant. La méthode consiste à échantillonner les sédiments présents dans la colonne d'eau à diverses profondeurs à partir du bateau en surface. Pour les rivières du bassin du Ganges-Brahmapoutre, la profondeur moyenne du chenal est d'environ 15 à 20 m et ne dépasse pas 30 m. Entre trois et cinq échantillons sont alors prélevés dans la colonne d'eau, répartis entre la surface et le fond. L'échantillonnage est réalisé proche du centre du chenal, là où profondeur et vitesse de l'eau sont maximums. Ceci permet d'échantillonner la zone ayant le flux de sédiments le plus important et ainsi d'avoir une vision la plus représentative possible. Les vitesses de courant au centre du chenal pouvant atteindre 4 m/s au plus fort de la mousson, il est impossible de faire plonger l'échantillonneur si le bateau est maintenu dans une position fixe par rapport à la berge (même si la puissance limitée des moteurs ne permet souvent pas de maintenir une position au centre du chenal). C'est pourquoi l'échantillonnage est effectué à la dérive, moteur éteint, à la même vitesse que l'eau de surface. L'échantillonnage d'une colonne d'eau consiste donc en la séquence type: placement au centre du chenal, extinction du moteur et échantillonnage du premier échantillon à la profondeur voulue une fois le bateau à la même vitesse que le courant. Remise en route des moteurs pour remonter au point d'échantillonnage initial déterminé par un point GPS en longeant les berges (le courant y étant moins fort) et ainsi de suite pour couvrir l'ensemble du profil en profondeur. Cette séquence est très consommatrice en temps puisque les périodes de dérive peuvent entraîner le bateau vers l'aval de plus d'un kilomètre et en général un seul site est échantillonné par jour.

L'échantillonneur utilisé pour les sédiments en suspension pour les campagnes 2008 à 2010 consiste en un tube horizontal d'environ 40 cm de long et 14 cm de diamètre intérieur d'une contenance d'environ 5 L. Ce tube est équipé aux deux extrémités de clapets qui peuvent être relâchés pneumatiquement depuis la surface. L'échantillonneur est lesté par un poids de 20 kg et est mis à l'eau, les clapets ouverts, permettant ainsi de renouveler l'eau en continue dans le tube. Un aileron assure le bon positionnement du tube lors de sa descente. Une jauge de pression attachée au corps de l'échantillonneur permet de mesurer la profondeur et de déclencher la fermeture des clapets à la profondeur voulue. L'échantillonneur est alors remonté à la surface avant le redémarrage du bateau.

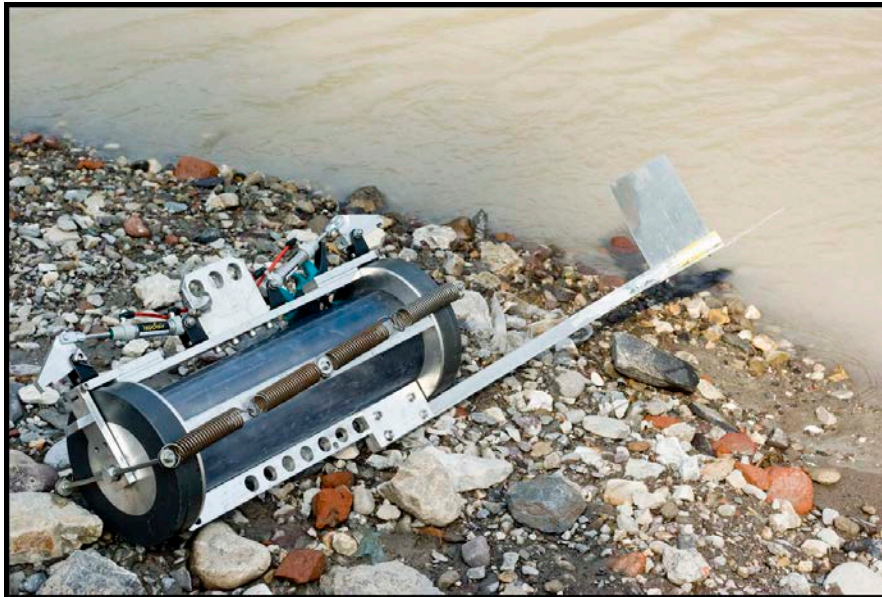


Figure III.2: Echantillonneur de particules en suspension (~5L).

Une fois l'échantillonneur remonté à bord du bateau, son contenu est immédiatement transféré dans des poches plastiques stériles, hermétiques, opaques et qui sont stockés sur le bateau. Une attention particulière est portée au transfert de l'intégralité de l'eau et des sédiments contenus dans l'échantillonneur afin de ne pas perdre de matière. Dans les 48 heures, les échantillons sont filtrés pour récupérer les sédiments et l'eau. La filtration s'effectue sous une pression de 2 à 4 bar dans des unités en inox teflonnées de 1.5 L de contenance. Les sédiments sont récupérés sur un filtre de 90 mm de diamètre avec des pores de 0.2 μm en polyethersulfone (MicroporeTM) qui assure une récupération du résidu aisée et minimise les interactions avec le filtre (Figure III.2).

Un fois filtrés les sédiments sont séchés à l'air libre puis pliés et stockés dans des sachets échantillons stériles et hermétiques pour être envoyés à Nancy. À la réception des échantillons au CRPG, ceux-ci sont lyophilisés avant d'être séparés du filtre et légèrement désagrégés.

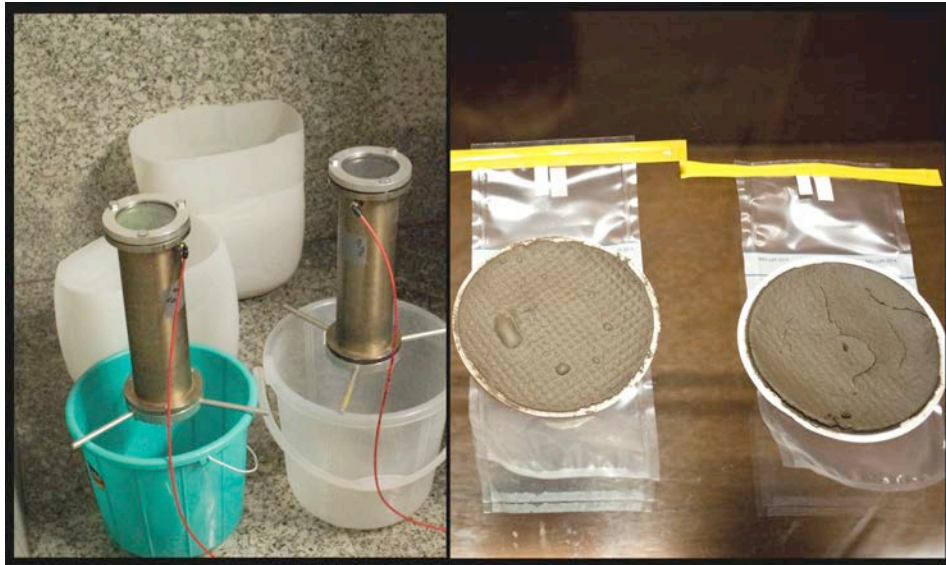


Figure III.3: Unités de filtration (à gauche) et résidus de filtration de 5 L d'eau du Ganges pendant la mousson (à droite).

Autres types d'échantillonnages

L'échantillonnage de sédiments en suspensions selon les méthodes ci-dessus est complété ou remplacé par d'autres types d'échantillonnages:

- Les échantillons dragués au fond du chenal, permettant de documenter le pôle le plus grossier des sédiments transportés par la rivière. Ceux-ci sont si possibles dragués au centre du chenal, lorsque le bateau est à la dérive.
- Un triple-échantillonneur à également été utilisé pour documenter les sédiments transportés près du fond. Celui-ci est composé de trois tubes horizontaux d'un litre environ, fixés à 50 cm, l'un au dessus de l'autre. Lorsque l'échantillonneur touche le fond, une pédale commande la fermeture des tubes permettant d'échantillonner des sédiments à 20, 70 et 120 cm du fond.
- Afin de récupérer de grandes quantités de sédiments en suspension (pour extractions organique, séparations d'argiles, échanges cationiques) des échantillons de 200 L d'eau de surface ont été prélevés. Celle-ci stocké dans des bidons de 20 à 30 L préalablement nettoyés directement depuis le bateau de prélèvement. Ces bidons sont ensuite stockés pendant au moins une semaine afin de laisser se décanter les sédiments. Le surnageant est ensuite siphonné et le fond des bidons filtrés sur les unités de filtrations.
- Lorsque qu'aucune embarcation n'est disponible l'échantillonnage à le plus souvent consisté en un échantillon de surface prélevé d'un pont ou depuis le bord complété par des échantillons de berge récemment déposés.

III.1.2 Mesures des vitesses de courant et de débits

Si l'échantillonnage des sédiments permet de remonter aux concentrations d'éléments transportés par les rivières, il ne permettent en aucun cas de remonter au flux de ces éléments. Celui-ci est pourtant indispensable pour la réalisation de bilans à l'échelle du bassin. La détermination d'un flux nécessite de connaître la quantité de sédiments passant dans la section doit être connue. En déterminant le profil de vitesse de la section et les concentrations en sédiments il est possible de remonter aux débits et flux sédimentaires. La détermination des vitesses de courant à longtermes été faite par des mesures au moulinet (hélice dont la vitesse de rotation est proportionnelle à la vitesse de l'eau) répartis en plusieurs points de la section du chenal. Plus récemment, l'arrivée de méthodes géophysiques comme l'Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) ont considérablement facilités ces mesures, rendant l'estimation de débits sur les rivières comme le Gange et le Brahmapoutre (avec une largeur pouvant dépasser 2 à 3 km) abordables. Cet appareillage a été utilisé durant les missions dans le bassin du Gange-Brahmapoutre afin de compléter l'échantillonnage de sédiments. Même si les applications des mesures de vitesses est détaillé dans le chapitre IV, ce paragraphe donne un aperçus de son principe de fonctionnement. Pour plus d'informations sur le fonctionnement des ADCPs, se reporter aux rapports de RDI (1996; 2007), Simpson (2001) et de l'USGS (2005).

Principes de fonctionnement

Le fonctionnement des ADCPs est fondé sur les principes de propagation des ondes acoustiques dans l'eau. Un signal ultrasonique directionnel est émis par l'ADCP et est rétrodiffusé par les particules, comme les sédiments ou les bulles d'air, présentes dans la colonne d'eau. La mesure du décalage en fréquence entre l'onde émise et l'onde reçus après rétrodiffusion est fonction de la vitesse relative de la particule illuminé par le faisceau incident grâce à l'effet Doppler ($F_r = 2 \cdot F_i \cdot V_p / C$, où F_r est la fréquence reçue, F_i la fréquence émise, V_p la vitesse relative de la particule et C la célérité de l'onde dans le milieu. Le facteur 2 prend en compte le mouvement simultané de la particule et du récepteur). Cependant, seul le déplacement radial de la particule engendre un effet Doppler et le décalage mesuré par le récepteur ne retranscrit qu'une composante du vecteur vitesse de la particule ($F_r = 2 \cdot F_i \cdot V_p / C \cdot \cos \theta$, où θ est l'angle entre le vecteur vitesse relative de la particule et la droite ADCP-particule, Figure III.4). Pour pouvoir reconstruire la totalité du vecteur vitesse il est donc nécessaire de disposer d'au moins 3 émetteurs-récepteurs ayant des orientations différentes. La grande majorité des ADCPs utilisés en hydrologie disposent de 4 faisceaux disposés à 90° l'un de l'autre dans le plan horizontal et à 20° par rapport à l'axe vertical. Le signal est émis sous forme d'un train d'ondes de durée déterminée (un "ping"). Le signal rétrodiffusé, reçus par l'ADCP, est échantillonné dans le temps et reflète les rétrodiffusions de particules de plus en plus éloignées de l'ADCP. Ce dispositif permet donc de déterminer le profil de vitesse d'une colonne d'eau en faisant l'hypothèse que la vitesse des particules est égale à celle de l'eau. La configuration des faisceaux illumine un volume d'eau qui augmente avec la profondeur diminuant ainsi la résolution spatiale à mesure que l'on se rapproche du fond (Figure III.5). Le 4^{ème} faisceau est redondant mais permet de vérifier la cohérence du signal reçus et l'homogénéité des vitesses dans le volume échantillonné.

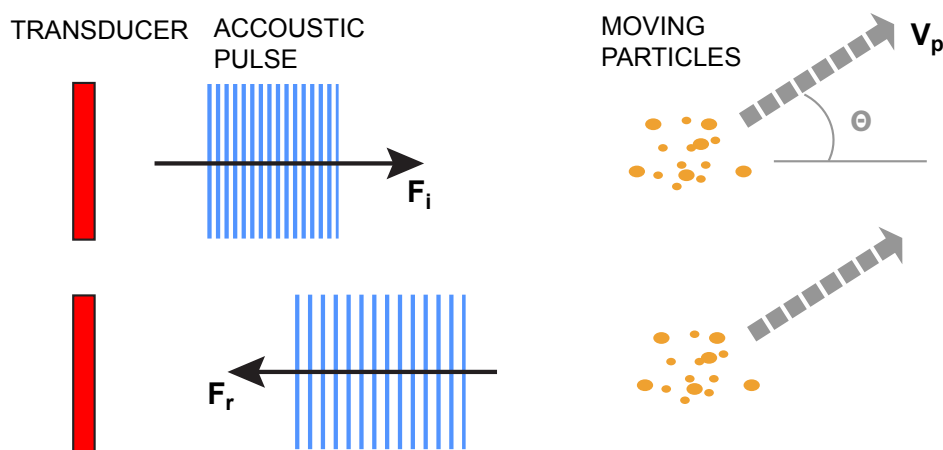


Figure III.4: Effet Doppler entre un émetteur-récepteur et des particules mobiles dans la colonne d'eau. Le décalage en fréquence du signal reçu permet de reconstruire une composante du vecteur vitesse des particules.

Le profil de vitesse ne peut cependant être mesuré sur l'intégralité de la profondeur. Les 30 à 40 cm premiers centimètres depuis la surface ne peuvent être imagés. En effet, le temps de relaxation des émetteurs-récepteurs est de l'ordre 170 μ s. Pendant ce laps de temps, les échos rétrodiffusés ne peuvent être reçus par l'ADCP et la vitesse des particules à proximité de l'ADCP ne peuvent être déterminée. De plus, l'émission du signal s'accompagne d'ondes parasites ("side lobes" orientés à environ 30° à 40° du faisceau principal). A proximité du fond, les ondes parasites illuminent le fond de la rivière avant l'onde principale. Le signal parasite alors rétrodiffusé par le fond masque les échos provenant de particules en suspension proche du fond et qui sont illuminés par le signal principal. L'ADCP ne permet donc pas d'obtenir la répartition des vitesses à proximité du fond (environ 0.25 à 1.5 m suivant les configurations). Les vitesses de surface et proches du fond, sont par la suite extrapolés lors du retraitement des données.

Le profil de vitesse ainsi déterminé n'est cependant pas référencé de façon absolue, il ne s'agit que de vitesses dans le référentiel de l'ADCP. Afin de référencer les vitesses de l'eau dans un référentiel terrestre il est nécessaire de déterminer la vitesse de l'ADCP (et donc du bateau). Pour y parvenir un train d'ondes spécifiques est envoyé, permettant de détecter le fond et de calculer sa vitesse par rapport à l'ADCP (mode "bottom track"). Dans les cas où le fond peut être considéré comme immobile cela permet de déterminer le profil de vitesse de façon absolue. Cependant lorsque les concentrations en sédiments sont très élevées à proximité du fond, l'écho renvoyé provient de cette couche dense. Celle-ci est mobile et se déplace avec le courant entraînant un biais vers des vitesses d'eau déterminées comme étant plus faibles que la réalité. Afin de s'affranchir de cet effet de fond mobile, il est nécessaire de coupler un GPS à l'ADCP. Le GPS permettant de référencer les vitesses dans un référentiel terrestre.

La mesure de débit d'un cours d'eau est alors réalisée en traversant le chenal avec une ADCP perpendiculairement aux lignes de courant. Une mesure du profil de vitesse est alors réalisée toutes les 0.5 à 2 secondes (appelée ensemble) ce qui permet d'imager la distribution des vitesses dans le chenal et donc de déterminer le flux d'eau passant par la section.

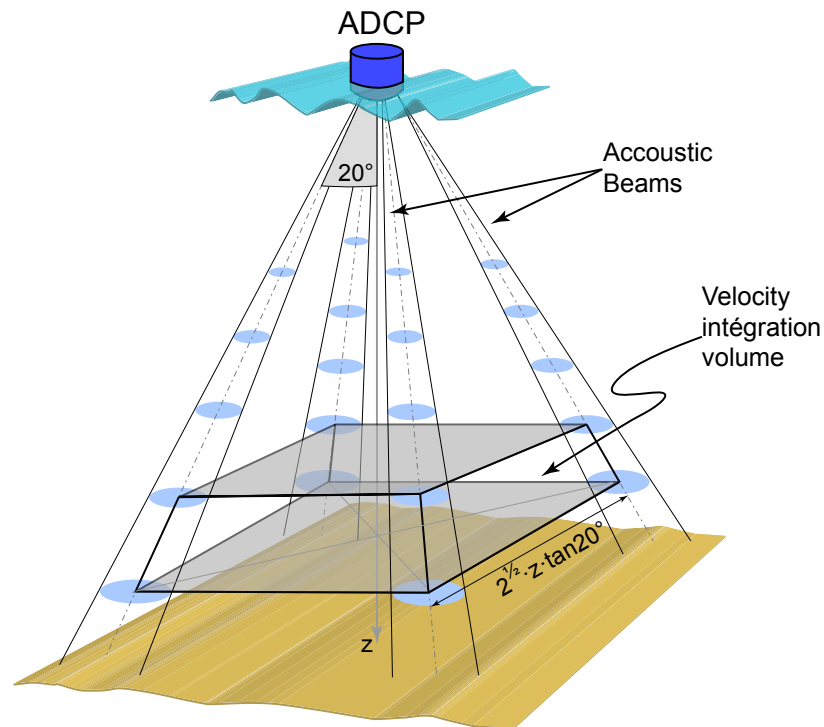


Figure III.5: Configuration des faisceaux ADCP permettant de réaliser un profil de vitesse d'une colonne d'eau. La mesure de vitesse est moyennée sur un volume délimité par les quatre faisceaux et la résolution verticale, ce volume augmente avec la profondeur dégradant la résolution.

Mesures dans le bassin du Ganges-Brahmapoutre

Les mesures ont été réalisées avec une ADCP de modèle Rio Grande, 1200 kHz de chez RD Instruments, appartenant à l'IPGP. Les vitesses d'eau importantes ainsi que le fond sableux des rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre engendrent la formation d'un fond mobile. Un GPS a donc été couplé à l'ADCP. Bien que l'utilisation d'un GPS différentiel soit préconisé, un simple récepteur GPS capable d'envoyer les coordonnées géographiques au format NMEA à l'ordinateur de contrôle de l'ADCP a été utilisé et a donné de bon résultats. La vitesse du fond mobile peut être déterminée par différence entre les vitesses d'eau calculées en "bottom track" et en référence GPS (cd. chapitre IV pour plus de détails). La vitesse du fond mobile peut dépasser 2 m/s sur les rivières du bassin ce qui entraîne un biais considérable sur les vitesses absolues et les débits déterminés sans GPS. Dans l'ensemble, il a été remarqué que l'ajout d'un GPS améliore sensiblement les mesures. Même si le fond est détecté, la cohérence des signaux reçus par les quatre faisceaux n'est souvent pas suffisante pour obtenir une mesure de vitesse du fond valable en mode bottom track, ce qui implique un nombre important d'ensembles manquants. En 2010 l'ajout d'un écho-sondeur (Tritech PA200) a encore permis d'améliorer la qualité des mesures. Celui-ci a une puissance plus élevée ainsi qu'un faisceau plus étroit (6° dans le cas du Tritech) permettant d'avoir une meilleure résolution du fond.

L'acquisition de données ADCP a été effectuée lorsque cela était possible, simultanément à l'échantillonnage de sédiments en suspension. Ceci permet de replacer les échantillons dans leur contexte hydrodynamique et de déterminer le contrôle de l'hydrodynamique sur le tri chimique dans la colonne d'eau (voir chapitre IV). De plus, la

traversée complète du chenal permet de déterminer le débit de la section au moment de l'échantillonnage (Figure III.6 et III.7). La concordance entre débits mesurés à l'ADCP et les débits obtenus grâce à la mesure de l'eau et la courbe de calibration hauteur-débit est bonne (inf. 10%).

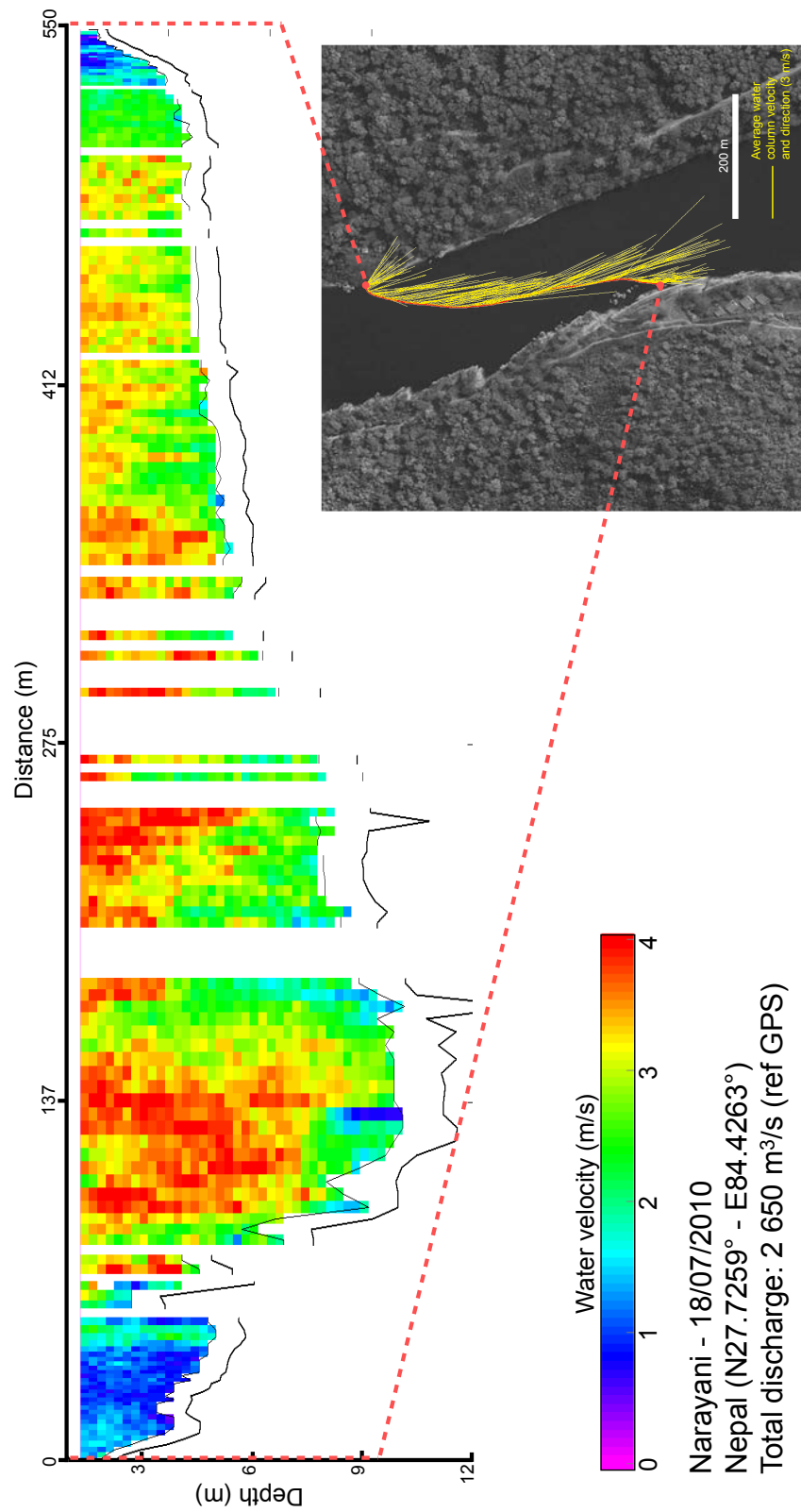


Figure III.6: Profil de vitesse de la Narayani au Népal le 18/07/2010. Les ensembles manquants correspondent à des forts remous ou à une mauvaise détermination du fond. Ceux-ci sont cependant interpolés grâce aux ensembles adjacents pour le calcul du débit.

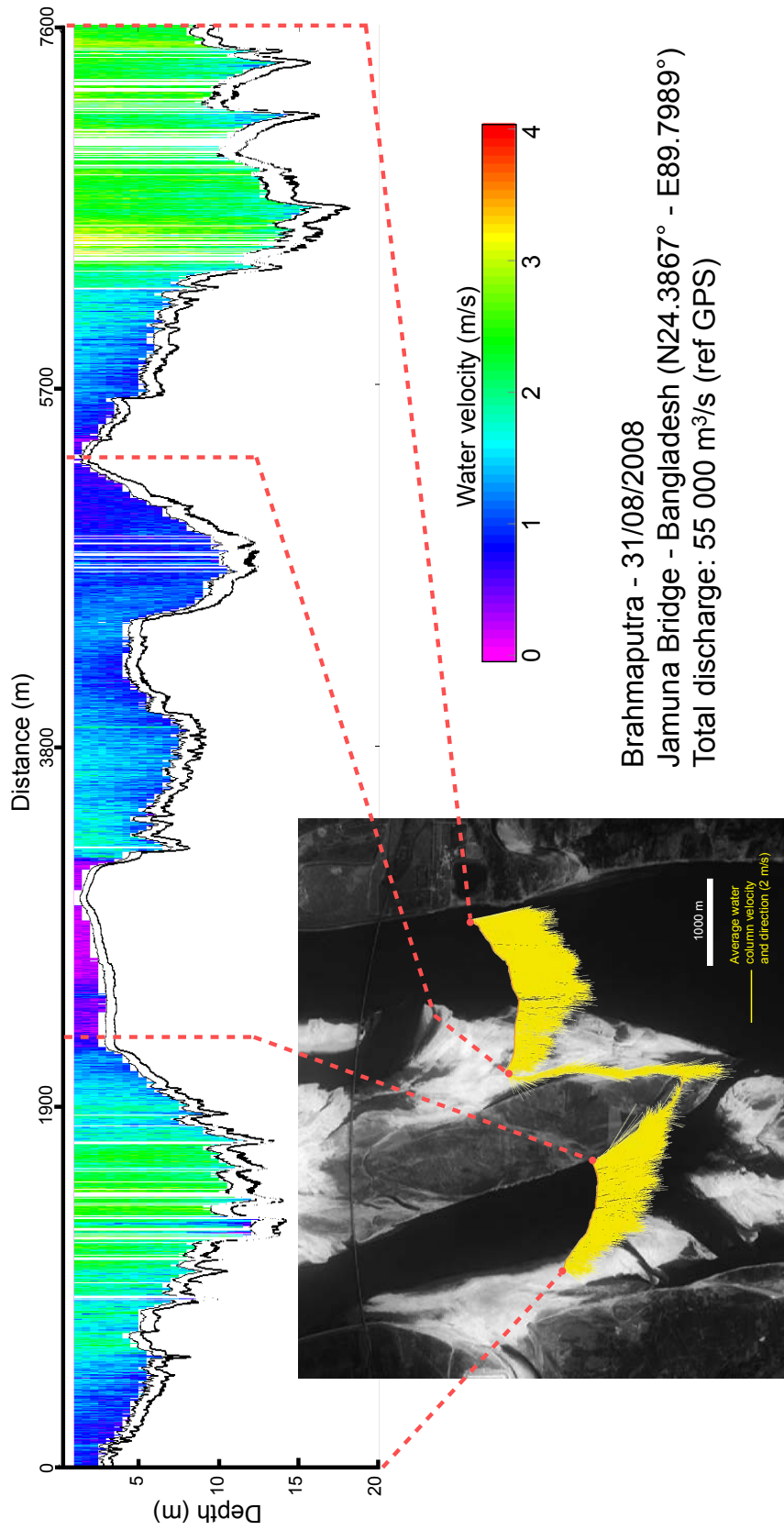


Figure III.7: Profil de vitesse du Brahmapoutre au Bangladesh le 31/08/2008.

III.2 Méthodes analytiques

De nombreuses méthodes analytiques ont été utilisées pour cette étude. Celles-ci sont décrites dans les parties méthodes des différents manuscrits et il convient de s'y reporter pour de plus amples détails. Cependant, beaucoup d'efforts et de temps ont été investis dans la mesure de la teneur en eau ainsi que la composition isotopique de l'hydrogène (D/H - δD) et de l'oxygène ($\delta^{18}O$) des sédiments. Cette partie vise donc à donner quelques détails sur les protocoles développés ou mis en place pour ces mesures.

III.2.1 Isotopes stables comme traceurs de l'altération

Le degré d'hydratation des phases silicatés

L'altération des silicates par hydrolyse de la structure du minéral augmente la concentration des produits de l'altération en hydroxyls, OH^- . En effet les protons présents dans l'eau déplacent les cations les plus mobiles et forment des OH dits structuraux. Le degré d'hydratation des sédiments, désigné $[H_2O^+]$, est donc un traceur direct de l'altération. Ce traceur permet de s'affranchir des effets de la dissolution des carbonates ou des évaporites qui compliquent souvent l'utilisation des index d'altération pour des lithologies variées.

Parmi les nombreux index d'altérations utilisés dans la littérature (e.g. Price et al., 2003), l'index CIA ("*Chemical Index of Alteration*") proposé par Nesbitt et Young (1982) est un des plus utilisés ($CIA = 100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$ en moles et où CaO^* est le CaO d'origine silicaté). Cependant celui-ci nécessite de déterminer la fraction silicatée du CaO ce qui reste difficile à grande échelle dans des bassins versants riches en carbonates comme le Ganges-Brahmapoutre. L'index CIA nécessite donc de nombreuses précautions qui ne le rendent pas forcément idéal dans le cadre de ce travail (Goldberg et Humayun, 2010; Li et Yan, 2010). La mesure de $[H_2O^+]$ permet de tracer l'altération des silicates exclusivement puisque la dissolution de carbonates et d'évaporites n'engendre pas d'augmentation de $[H_2O^+]$. Cependant, $[H_2O^+]$ est dépendant de la lithologie des sédiments érodés puisque de nombreux minéraux primaires sont des minéraux hydratés (Micas, Grenats) contenant 1 à 4 % poids d' $[H_2O^+]$. Il reste donc nécessaire de déconvoluer la part héritée de l'hydratation de la part acquise lors de l'exposition en surface. Ceci oblige également à intégrer le contrôle du tri-minéralogique (§ III.1.1) sur la composition de sédiments prélevés dans les rivières du bassin (mais ceci reste valable pour les autres indices comme le CIA, Bauluz et al., 2000). Le dosage de $[H_2O^+]$ est réalisé en même temps que l'analyse isotopique de la composition en hydrogène des sédiments qui sera décrite dans le § III.2.2.

δD et $\delta^{18}O$ des sédiments comme indicateur des conditions d'altération¹

Lors de l'hydrolyse et de la néoformation de minéraux, les groupements hydroxyls sont directement hérités de l'eau dans laquelle l'altération se produit. La composition

¹ La composition isotopique des isotopes stables est donné en notation δ dans tous le manuscrit. $\delta X = 1000 \cdot (R_{\text{échantillon}} - R_{\text{standard}}) / R_{\text{standard}}$ avec R étant le rapport atomique de l'isotope lourd sur l'isotope léger (D/H; $^{18}O/^{16}O$) dans l'échantillon et un standard référence internationale.

isotopique, D/H et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, incorporée par les sédiments lors de l'altération dépend donc directement de la composition isotopique et de la température de l'eau d'altération (Savin et Epstein, 1970; Lawrence et Taylor, 1971; Lawrence et Taylor, 1972; Suzuoki et Epstein, 1976; Hamza et Savin, 1980; Yapp et Pedley, 1985; Yapp, 1990a; Gilg et Sheppard, 1996; Girard et Savin, 1996; Sheppard et Gilg, 1996; Savin et Hsieh, 1998; Yapp, 2000). Ceci a permis de remonter aux conditions d'altération dans des profils de sols, des enregistrements sédimentaires et marins (e.g. Yeh et Savin, 1976; Eslinger et al., 1981; Yapp, 1990b; France-Lanord et al., 1993; Elliott et al., 1997; Girard et al., 1997; Yapp, 1997; Giral-Karcmarcik et al., 1998; Gilg, 2000; Girard et al., 2000).

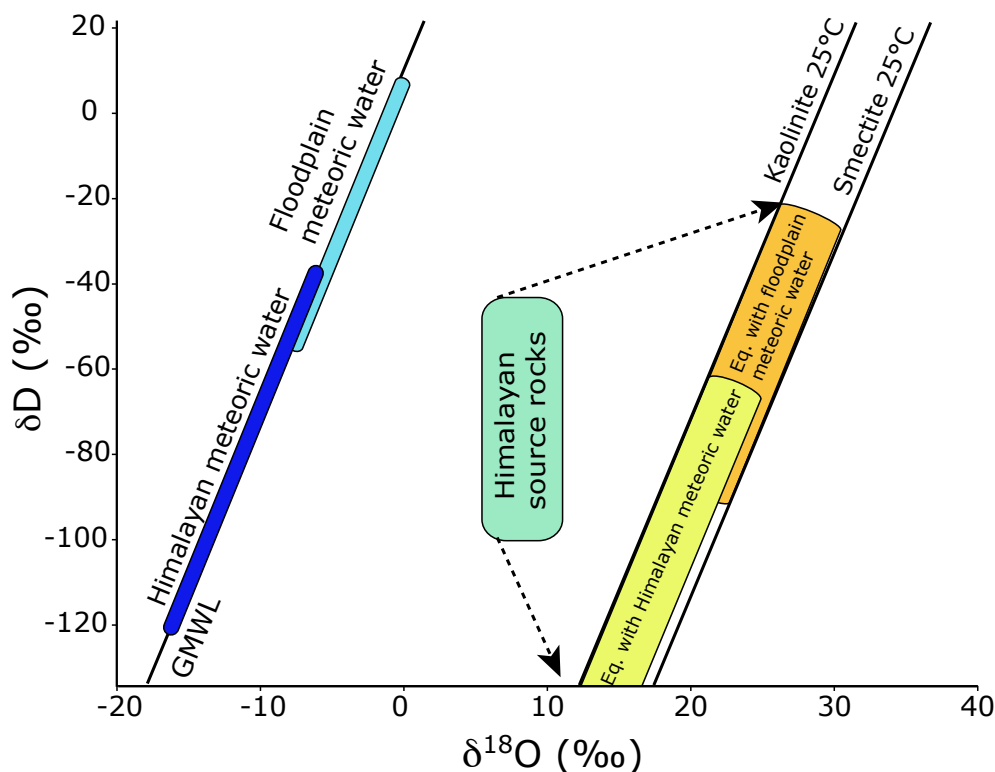


Figure III.8: δD et $\delta^{18}\text{O}$ des roches source himalayennes (France-Lanord, 1987) comparées aux argiles secondaires, kaolinite et smectite, en équilibre avec les précipitations du système himalayen. Lignes d'équilibre de la kaolinite et smectite d'après Lawrence et Taylor (1972), Yeh et Savin (1976) et Yeh (1980). Eaux météoriques de la chaîne himalayenne: Garziona et al. (2000), Gajurel et al. (2006) et Hren et al. (2009). Eaux météoriques de la plaine du Gange-Brahmapoutre: IAEA (1992), Ramesh et Sarin (1992), Sengupta et Sarkar (2006), Gajurel et al. (2007), Mukherjee et al. (2007) et Saha et al. (2011). Graphique modifié d'après Bouquillon et al. (1990).

L'utilisation de l'isotopie de l'hydrogène et de l'oxygène permet, théoriquement, de caractériser l'altération et de pouvoir distinguer entre altération dans la chaîne et altération dans la plaine (Figure III.8). Les précipitations sur la chaîne himalayenne ainsi que les eaux de rivières sont dans l'ensemble plus négatives du Sud vers le Nord (Garziona et al., 2000; Gajurel et al., 2006; Hren et al., 2009). Les précipitations enregistrées sur Kathmandou ont une composition isotopique moyenne d'environ -53‰ δD -VSMOW (-8‰ $\delta^{18}\text{O}$ -VSMOW) alors que sur le flanc Nord de la haute chaîne, les valeurs atteignent -135‰ δD (-18‰ $\delta^{18}\text{O}$). Dans la plaine Indo-Gangétique la composition des eaux de surfaces (précipitations, rivières et forages peu profonds) est sensiblement plus basse avec des valeurs s'étalant de -50 à 5‰ δD (-7.5 à -0.5‰ $\delta^{18}\text{O}$) (IAEA, 1992; Ramesh et Sarin, 1992; Sengupta et Sarkar, 2006; Gajurel et al., 2007; Mukherjee et al., 2007 et Saha et al., 2011). Par conséquent les

argiles néoformées dans la chaîne devraient avoir une composition isotopique différente de celles formées dans la plaine alluviale.

L'analyse de la composition isotopique des sédiments du système himalayen a été envisagée sur la base de ces considérations. Si les séparations argileuses permettaient d'extraire le signal d'altération le plus fort, elles rendent cependant toute détermination quantitative plus difficile. Le choix de travailler sur la totalité du sédiment s'est donc imposé dans un souci de quantification des processus. Les différentes méthodes mis en oeuvre pour l'analyse des compositions isotopiques en H et O sont détaillées ci-dessous.

III.2.2 Isotopie de l'hydrogène

Déshydratation des sédiments

Pour mesurer la composition isotopique en hydrogène et la teneur en $[H_2O^+]$ il est nécessaire de séparer les OH structuraux de ceux adsorbés sous forme d'eau interfoliaire ou à la surface des minéraux. En effet ces derniers ne signent pas l'altération et sa composition isotopique s'équilibre très rapidement avec le milieu ambiant (Savin et Epstein, 1970).

La déshydratation préalable des sédiments est classiquement effectuée à chaud et sous vide. Cependant aucun consensus n'existe dans la littérature au sujet des températures et durées de pompages nécessaires pour s'assurer de la déshydratation des minéraux de façon quantitative. Savin et Epstein (1970) proposent de dégazer les argiles 2-3h à 250°C, Girard et al. (2000) 12h à 200°C, Gong et al. (2007) 4h à 350°C, Garzzone et al. (2008) 20 jours à 70°C. Pour les goethites, Yapp et Pedley (1985) et Girard et al. (2000) proposent un dégazage de 3h à 100°C. Des tests de déshydratation ont été menés sur des sédiments. Ceux-ci ne montrent pas de séparations marquées entre eau échangeable et groupements OH structuraux. Ceci est très probablement imputable à l'aspect poly-minéralogique des sédiments dans le système himalayen. En effet, muscovites, biotites, grenats, argiles, oxyhydroxydes sont les principaux minéraux hydratés retrouvés dans les sédiments. Il est très probable que chaque espèce minéralogique possède une température de déshydratation spécifique qui est partiellement incompatible avec les autres espèces. Il apparaît donc difficile de déterminer une température pour laquelle l'eau adsorbée est éliminée sans que les OH structuraux soient affectés pour l'ensemble des minéralogies. Cependant afin de permettre la comparaison avec les mesures pré-existantes effectuées sur les roches sources himalayennes, il a été choisi de conserver les mêmes températures de déshydratation, à 120°C (France-Lanord, 1987). La durée de déshydratation a été poussé à 48h car les tests de déshydratation montrent que pour une température donnée 12h ne sont pas suffisantes pour l'élimination de l'eau adsorbée. La grande sensibilité des mesures de δD aux conditions de déshydratations nécessite un contrôle précis des températures et temps de pompages. Ceux-ci ont été rigoureusement gardés constants pour tous les échantillons.

Méthodes classiques

La mesure de la teneur en $[H_2O^+]$ et de la composition isotopique δD est classiquement faite sur une ligne d'extraction en verre, sous vide comme cela a été proposé par Bigeleisen et al. (1952). Les sédiments sont au préalable déshydratés, sous pompage

secondaire, à 120°C, pendant 48h, dans des tubes de quartz. L'extraction se fait alors en fusionnant l'échantillon à environ 1600-1700°C au chalumeau oxygène-gaz de ville. Les principaux gaz alors relâchés (H₂O, le CO₂) sont piégés avec un piège à azote liquide (-196°C). Lors de la fusion, une partie de l'eau libérée est susceptible d'être réduite par le fer, Fe²⁺ de l'échantillon formant du H₂ non condensable. Celui-ci est récupéré en bout de ligne. Le CO₂ est ensuite séparé de l'eau à l'aide d'un piège à -90°C. L'eau est libérée et réduite sur un four à uranium maintenu à 800°C au cours de deux passages successifs qui assurent sa réduction complète. L'hydrogène produit est pompé grâce à une pompe Toepler au mercure. La quantité d'hydrogène est mesurée manométriquement grâce à une section de ligne dont le volume a été calibré, ce qui permet de déterminer la teneur de l'échantillon en [H₂O⁺]. L'hydrogène est ensuite transféré dans un tube à échantillon pour être mesuré sous forme d'H₂ en spectrométrie de masse. Les échantillons produits par cette méthode ont principalement été mesurés sur le spectromètre de modèle VG 602 modifié du CRPG.

La reproductibilité absolue moyenne de cette méthode est de l'ordre de 0.2 % pour [H₂O⁺] et 3 ‰ pour le δD. Cette méthode a l'avantage de fournir une mesure absolue de la teneur et de la composition isotopique de l'eau dans les silicates. Cependant elle est relativement consommatrice en temps (4 à 8 échantillons/jour) et n'est donc pas envisageable dans le cas où de nombreux échantillons doivent être mesurés. Elle a néanmoins permis d'effectuer les tests de déshydratation et de calibrer les teneurs en eau de certains échantillons pour la méthode utilisant l'analyseur élémentaire (§ suivant).

Développement de la mesure par analyseur élémentaire (EA)

La nécessité de pouvoir analyser un grand nombre d'échantillons a poussé au développement de méthodes permettant d'automatiser la mesure. Cette méthode est abordée dans le chapitre V mais est également exposée ici. Le schéma de fonctionnement est donné Figure III.9.

Les méthodes existantes de mesures de l'hydrogène sur silicates à l'EA (Sharp et al., 2001; Gehre et Strauch, 2003; Gong et al., 2007; Garziona et al., 2008) ont été adaptées pour la mesure de sédiments de rivières. L'analyse élémentaire consiste à faire réagir un échantillon sur une colonne à chaud et sous flux continu. Les gaz produits par la réaction sont ensuite séparés par une colonne chromatographie en sortie de colonne de réaction et envoyés dans le spectromètre par un capillaire. La colonne chromatographique permet de séparer au maximum l'analyte des autres gaz indésirables. En effet l'analyse isotopique nécessite l'utilisation de gaz les plus purs possibles afin d'éliminer les interférences isobariques et de limiter l'influence d'autres gaz sur l'ionisation du gaz à analyser. L'analyse isotopique est faite en continu sur les gaz en sortie de la chromatographie. L'intensité du signal et le rapport isotopique du gaz analysé en sortie de chromatographie varie dans le temps, à cause de la rétention préférentielle des molécules les plus lourdes sur la colonne chromatographique. La détermination de l'abondance et de la composition isotopique du gaz est donc faite en intégrant le signal mesuré dans le temps. Au CRPG un EA de type Eurovector couplé à un spectromètre de masse Isoprime ont permis d'effectuer ces mesures.

Pour l'analyse isotopique de l'hydrogène des silicates par EA, la première étape consiste à déshydrater les échantillons comme cela est fait pour l'analyse classique. De 2 à 8

mg de sédiments porphyrisés sont pesés dans des creusets en étain et disposés dans un carrousel pouvant contenir jusqu'à 46 échantillons. Celui-ci est placé dans une volume en inox qui est mis en pompage secondaire et chauffé à 120°C à l'aide d'un collier chauffant. Après 48h de déshydratation le volume de pompage est isolé et transporté dans une boîte à gant. Celle-ci est placée sous flux d'azote en présence de dessiquant afin de réduire au maximum l'hygrométrie. Elle permet le transfert des échantillons déshydratés vers un passeur automatique étanche et préalablement ventilé avec de l'hélium, sans contact avec l'humidité ambiante. Le passeur contenant les échantillons est ensuite re-connecté à l'EA et est mis en pompage pendant une vingtaine de minutes. Une fois le vide effectué, le passeur est rempli d'hélium, gaz vecteur dans l'EA et ouvert sur la colonne.

Les échantillons tombent alors un par un dans la colonne de réduction afin de convertir les OH en H₂. La colonne est composé du tube de carbone vitreux (amorphe) rempli dans sa moitié inférieure de copeaux de carbone vitreux. Cette colonne est placée à l'intérieur d'un tube d'alumine qui isole le carbone de l'extérieur. Cet ensemble est chauffé par un four tubulaire, vertical maintenu à 1450°C. La colonne est parcourue en continu par un flux d'hélium jouant le rôle de gaz vecteur. Lors de leur contact avec le carbone dans la zone chaude du four, les échantillons sont déshydroxylés et l'eau libérée est réduite. Les gaz ainsi produits (H₂, CO₂, ...) sont entraînés par le gaz vecteur pour être séparés sur la colonne chromatographique. La température de réaction est un élément important de la reproductibilité des mesures. Pour des températures trop faibles, la déshydroxylation n'est pas instantanée ce qui étale le signal. De plus, à plus faible température, la réduction la conversion de l'eau en hydrogène est incomplète et du méthane est formé (CH₃) (Burgoyne et Hayes, 1998). Un rendement de 100% est nécessaire afin d'éviter les fractionnements isotopiques induits par une conversion incomplète. Il a été observé dans nos mesures que la reproductibilité augmentait avec la température de réaction est devenait optimale entre 1400 et 1500°C, ce qui est également observé par Sharp et al. (2001) et Gehre et Strauch (2003). Cependant à trop hautes températures nous avons observé un vieillissement accéléré des colonnes de réactions.

Après séparation sur la colonne chromatographique maintenu à 60°C, les gaz sont amenés à la source du spectromètre de masse pour l'analyse du rapport D/H directement sur la forme moléculaire de l'hydrogène, HH et HD, en flux continu. Après intégration du signal, un rapport isotopique ainsi qu'une abondance relative de H₂ peut être déterminé. Cependant cette mesure n'est pas une mesure absolue et dépend fortement des conditions dans lesquelles elle a été faite (pression du gaz vecteur, température et construction du four...). Afin de normaliser ces mesures et de s'affranchir du fractionnement instrumental, de nombreux standards sont mêlés aux échantillons et analysés dans les même conditions. La composition isotopique et le dosage de [H₂O⁺] des échantillons sont ramenés aux mesures des standards pour lesquels composition isotopique et [H₂O⁺] sont connues. Pour les analyses, trois standards "internes" différents ont été calibrés et utilisés pour corriger du fractionnement instrumental (une muscovite, MuscD65, une phlogopite, Mica-Mg et un sédiment marin de la Baie du Bengale, SO188). Entre 3 et 4 standards de chaque type (entre 9 et 12 au total) sont mesurés par série de 46 analyses (capacité du carrousel). Ces standards ont été calibrés sur la ligne H₂ classique pour leur teneur en [H₂O⁺] et mesurés contre des standards internationaux certifiés pour leur composition isotopique (IAEA NBS22, NBS30 et CH7). La reproductibilité absolue, long terme de la méthode ainsi utilisée est meilleure que 2 ‰ sur δD et 0.1 ‰ sur [H₂O⁺].

L'automatisation de la mesure de δD a permis d'analyser un grand nombre d'échantillons du système himalayen. Les résultats de ceux-ci sont discutés en détails dans le chapitre V.

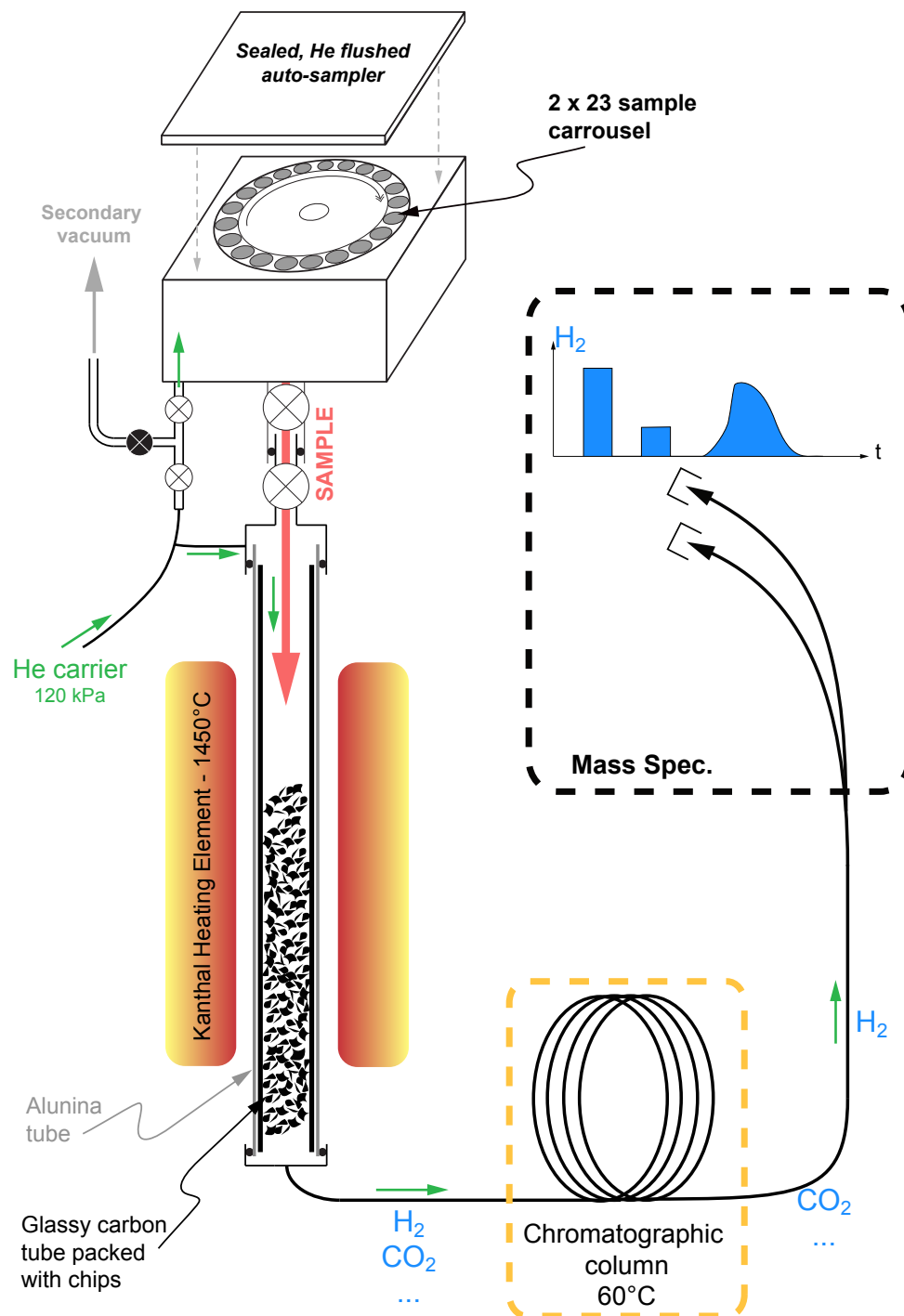
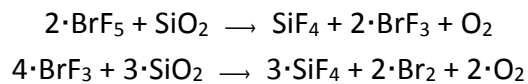


Figure III.9: Schéma de fonctionnement de l'analyseur élémentaire couplé à un spectromètre de masse pour l'analyse de la composition isotopique de l'hydrogène des silicates.

III.2.3 Isotopie de l'oxygène**Principes**

La mesure isotopique de l'oxygène se fait par fluorination à chaud selon les méthodes initialement développées par Clayton et Mayeda (1963). Elle consiste à faire réagir les silicates avec du pentafluorure de brome (BrF_5) pour libérer l'oxygène des silicates suivant:



Deux méthodes de fluorination sont utilisées, la fluorination classique et laser:

- Dans le cas de la fluorination classique, entre 2 et 12 mg de silicates sont mis en présence d'un excès de BrF_5 pendant 12h à des températures de 450 à 600°C. La réaction est faite à l'intérieur de tubes en nickel (nickel 200) isolés de la ligne (Clayton et Mayeda, 1963).
- Dans le cas de la fluorination laser, 0.5 à 2 mg d'échantillons sont disposés sur un support en Ni dans une chambre laser, connectée à la ligne. Une pression de 80 à 100 mbar de BrF_5 est introduite dans la chambre. La réaction entre silicate et BrF_5 est déclenchée à l'aide d'un laser IR (laser Melles Griot CO_2 de 30W au CRPG) focalisé sur les échantillons au travers d'une fenêtre en KBr (e.g. Sharp, 1990; Rumble et Hoering, 1994; Valley et al., 1995; Rumble et al., 1997; Spicuzza et al., 1998; Matsui et al., 2003).

Après réaction, les sous-produits de réaction (BrF_5 , BrF_3 , Br_2 , SiF_4) sont piégés à l'azote liquide. L'oxygène, incondensable, est alors extrait et convertit en CO_2 sur un barreau de graphite maintenu à 700°C. Le rendement de la réaction est mesuré par mesure de la pression de CO_2 dans un volume calibré. La composition isotopique de l'oxygène des silicates est mesurée par spectrométrie de masse, sur le CO_2 ainsi produit. Les sous-produits de réactions sont passivés dans une section de ligne dédiée. Les produits volatiles fluorés sont éliminés par passage sur un piège à KBr à 120°C ce qui permet de précipiter les fluorures sous formes de sel, KF. Le Br_2 produit lors de cette réaction peut alors être éliminé.

 $\delta^{18}\text{O}$ des sédiments du Ganges-Brahmapoutre:

La ligne à oxygène du CRPG a été réhabilitée et les deux méthodes ont été essayées pour la mesure de la composition isotopique dans les sédiments. La reproductibilité communément reportée sur les silicates est de l'ordre de 0.1 à 0.3 suivant les techniques et le type d'échantillons. Les reproductibilités obtenues sont un ordre de grandeur au dessus des attentes et n'ont pas permis d'envisager les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ sur la ligne du CRPG.

Les mesures ont donc été réalisés lors d'un séjour d'une semaine au CEREGE, en collaboration avec Anne Alexandre et Corinne Sonzogni sur une ligne d'extraction à fluorination laser (Alexandre et al., 2006). Les sédiments ont été décarbonatés avant analyse de l'oxygène. Ces mesures ont permis d'analyser une vingtaine d'échantillons en tout, dont

11 sédiments de rivière. Ces données sont résumées dans le tableau III.1 en présence des mesures de δD et du rapport Al/Si (indicatif du tri-minéralogique, voir chapitre 4).

Sample #	River	Location	Depth from bottom (m)	Al/Si (mol/mol)	δD (‰ VSMOW)	$\delta^{18}O$ (‰ VSMOW)
BR8218	Ganga	H. Bridge	10	0.27	-86	13.3
BR8216	Ganga	H. Bridge	5	0.25	-82	13.2
BR8221	Ganga	H. Bridge	Bedload	0.13	-94	11.9
LO750	Karnali	Khotiaghat	5	0.24	-90	13.1
LO748	Karnali	Khotiaghat	3	0.20	-90	12.9
PB80	Karnali	Chisapani	Bank	0.10		13.1
PB60	Narayani	Narayanghat	9	0.27	-96	13.0
PB54	Narayani	Narayanghat	1	0.19	-97	12.8
LO755	Narayani	Narayanghat	1	0.23	-103	12.4
PB68	Kosi	Chatara	4	0.33	-94	11.2
LO763	Kosi	Chatara	Bank	0.15	-92	12.0

Tableau III.1: Composition isotopique d'oxygène de sédiments du bassin du Gange mesurée par fluorination laser au CEREGE (normalisés à NBS28, $\delta^{18}O = 9.60 \pm 0.13$; 8 mesures). Le rapport Al/Si (indicateur de granulométrie) et la composition isotopique (δD) en hydrogène sont également indiqués.

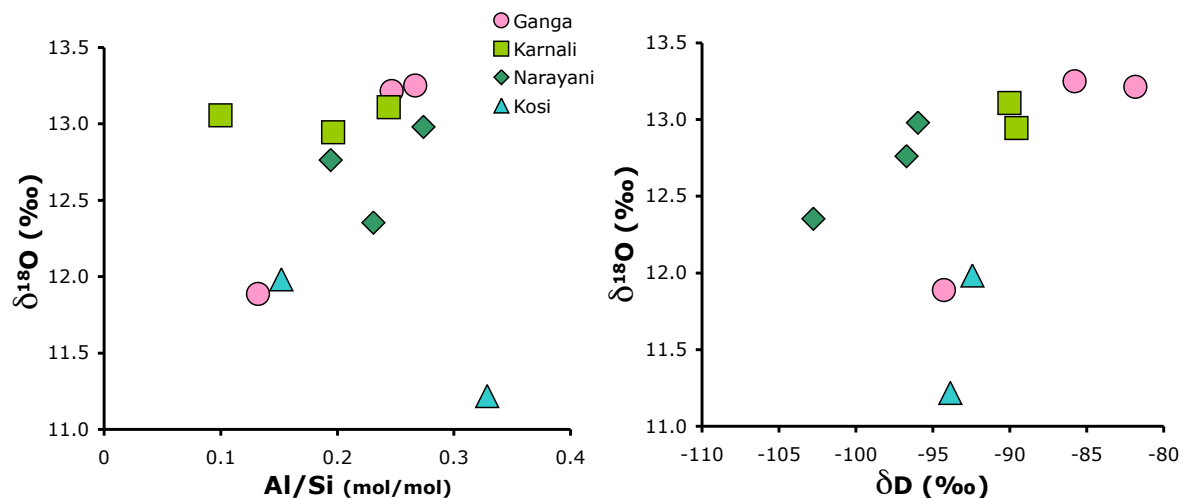


Figure III.10: $\delta^{18}O$ en fonction du rapport Al/Si et du δD de sédiments du bassin du Gange.

La composition isotopique en oxygène des sédiments himalayen est compatible avec les compositions de roches sources mesurées par France-Lanord (1987). Le $\delta^{18}O$ mesuré ne montre pas de relation nette au rapport Al/Si ou à δD . Le rapport Al/Si est un indicateur de granulométrie et de tri minéralogique. Pour des rapports faibles, principalement retrouvés dans le bas de la colonne d'eau, les sédiments sont enrichis en quartz grossiers. Sur le haut de la colonne d'eau, les sédiments sont, au contraire, enrichis en phyllosilicates et argiles avec des rapports Al/Si plus élevés. Si la composition isotopique de l'oxygène des silicates constitue un traceur direct de l'altération, les valeurs les plus élevées de $\delta^{18}O$ sont attendues pour les rapports Al/Si les plus élevés où la présence de phases secondaires, enrichies en ^{18}O , est plus importante. De même, le fractionnement des phases secondaires, également

traçable par le δD , pourrait induire une corrélation entre $\delta^{18}O$ et δD . La faible proportion d'oxygène contenu dans les phases secondaires par rapport aux phases primaires (quartz) laisse présumer que les fractionnements sont très faibles. La variation du $\delta^{18}O$ des sédiments due à l'altération, pourraient alors être beaucoup plus faibles que celles induites par des différences de lithologie entre les bassins versants. L'utilisation du $\delta^{18}O$ des sédiments ne s'étant pas, à ce jour, révélé très concluante il a été décidé de ne pas poursuivre ces mesures.



IV

-

**DYNAMIQUE DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE ET
ÉROSION PHYSIQUE DANS LE BASSIN DU GANGE**

L'utilisation des sédiments détritiques comme traceurs de l'altération nécessite de comprendre le contrôle exercé par les processus physiques, comme la production et le transport, sur la composition chimique. Ce chapitre est articulé autour de deux manuscrits. Le premier traite du rôle exercé par le tri-minéralogique sur la composition chimique des sédiments transportés et propose un modèle pour intégrer leur variabilité. Le second, utilise les isotopes cosmogéniques pour déterminer les taux d'érosions et flux sédimentaires dans le bassin du Gange.

IV.1 Tri sédimentaire et ségrégation chimique des éléments dans le Ganges	63
<i>A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: application to the Ganga basin 64</i>	
1. Introduction	65
2. Sampling strategy and analytical methods	66
3. Results	70
4. Sediment composition modeling	77
5. Implication for Himalayan geochemical budget of erosion	90
6. Conclusion	92
IV.2 Taux d'érosion et flux sédimentaires dans le bassin du Gange - apports des isotopes cosmogéniques	99
<i>¹⁰Be-derived Himalayan erosion rates and sediment budgets in the Ganga basin 100</i>	
1. Introduction	101
2. Geological and geomorphological settings	102
3. Methods	103
4. Results	105
5. Discussion	108
6. Conclusion	115

IV.1 Tri sédimentaire et ségrégation chimique des éléments dans le Ganges

Afin d'utiliser le signal sédimentaire de façon quantitative il est nécessaire de comprendre quels sont les principaux facteurs qui le contrôlent. Lors du transport de sédiments, les forces hydrodynamiques qui s'exercent sur les particules contrôlent la répartition de celles-ci dans la colonne d'eau (cf. chapitre III). Ces forces entraînent une ségrégation des minéraux, les minéraux les plus denses ou les plus grossiers étant préférentiellement enrichis dans le bas de la colonne d'eau. Cette variabilité minéralogique est associée à une forte variabilité de composition chimique des sédiments. Cette variabilité de premier ordre doit être prise en compte lors de la caractérisation et la quantification des flux chimiques solides en un point donné du système. Les échantillonnages effectués dans le cadre de ce travail montrent clairement que la composition chimique de sédiments prélevés varie fortement avec la profondeur ou le moment d'échantillonnage et qu'un seul échantillon n'est pas représentatif de l'ensemble du matériel transporté par un fleuve.

L'article qui suit se propose d'utiliser les lois classiques du transport sédimentaire afin de modéliser la variabilité sédimentaire du Gange au Bangladesh. Ceci permet d'estimer la composition chimique moyenne des sédiments exportés par le bassin du Gange. Grâce à l'utilisation conjointe des mesures de vitesse (ADCP, cf. chap. III) et de l'échantillonnage de sédiments il a été possible de proposer une relation entre la granulométrie moyenne des sédiments exportés dans une colonne d'eau et l'énergie hydraulique disponible pour leur transport (u^*). Cette relation empirique est la base d'un modèle, permettant d'estimer la granulométrie moyenne des sédiments d'abord sur une section complète de rivière puis sur un hydrogramme représentant ~ 25 ans de hauteurs d'eau du Gange. La granulométrie moyenne étant directement corrélée à la composition chimique des sédiments il devient alors possible de déterminer la composition chimique moyenne des sédiments exportés par le Gange. Ce bilan montre que la composition des sédiments du Gange en éléments immobiles comme l'Al et le Si est très proche de celle estimée de la croûte himalayenne (Al/Si = 0.23 pour le Gange et 0.22 pour la croûte). Le principal mécanisme permettant de faire évoluer le rapport Al/Si est la séquestration de sédiments dans la plaine alluviale. En effet, la composition de la plaine est supposée proche de celle des Siwaliks et des sédiments prélevés dans le lit des rivières. Ces sédiments sont dominés par les granulométries grossières aux rapports Al/Si bas (Al/Si ~ 0.17). Une séquestration importante de matériel grossier entraîne donc une évolution de la composition chimique des sédiments transportés vers des rapports Al/Si de plus en plus élevés. La différence entre la composition entre la croûte himalayenne et les sédiments du Gange permet donc d'estimer par bilan de masse géochimique qu'environ 10 % du flux sédimentaire himalayen est retenue dans la plaine du Gange à l'heure actuelle.

A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: application to the Ganga basin

Maarten LUPKER^{1*}, Christian FRANCE-LANORD¹, Jérôme LAVÉ¹, Julien BOUCHEZ^{2,3}, Valier GALY⁴, François MÉTIVIER², Jérôme GAILLARDET², Bruno LARTIGES⁵, Jean-Louis MUGNIER⁶.

¹CRPG-CNRS, 15 rue Notre Dame des Pauvres, 54501 Vandoeuvre les Nancy, FR.

²IPG, 1 rue Jussieu, 75238 Paris, FR.

³GFZ-Helmholtz Zentrum Potsdam, Telegrafenberg Potsdam 14473, DE.

⁴Woods Hole Oceanographic Institution, Department of Marine Chemistry and Geochemistry, 360 Woods Hole Rd., Woods Hole, MA 02543, USA.

⁵LEM, 15 Avenue du Charmois, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, FR.

⁶ISterre, 1381 rue de la Piscine, 38400 Saint-Martin d'Hères, FR.

* Corresponding author:

mlupker@crpg.cnrs-nancy.fr ; Tel: (+33) 3 83 59 42 23

Abstract

The Ganga River is one of the main conveyors of sediments produced by Himalayan erosion. Determining the flux of elements transported through the system is essential to understand the dynamics of the basin. This is hampered by the chemical heterogeneity of sediments observed both in the water column and under variable hydrodynamic conditions. Using Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) acquisitions with sediment depth profile sampling of the Ganga in Bangladesh we build a simple model to derive the annual flux and grain size distributions of the sediments. The model shows that ca. 390 (\pm 30) Mt of sediments are transported on average each year through the Ganga at Haring Bridge (Bangladesh). Modelled average sediment grain size parameters D_{50} , D_{84} are 27 (\pm 4) and 123 (\pm 9) μ m respectively. Grain size parameters are used to infer average chemical compositions of the sediments owing to a strong grain size chemical composition relation. The integrated sediment flux is characterised by low Al/Si and Fe/Si ratios that are close to those inferred for the Himalayan crust. This implies that only limited sequestration occurs in the Gangetic floodplain. The stored sediment flux is estimated to c.a. 10 % of the initial Himalayan sediment flux by geochemical mass balance. The associated, globally averaged sedimentation rates in the flood plain are found to be ca. 0.08 mm/yr and yield average Himalayan erosion rate of ca. 0.9 mm/yr. This study stresses the need to carefully address the average composition of river sediments before solving large-scale geochemical budgets.

1. Introduction

Rivers play a central role in Earth's physical and geochemical cycles. They redistribute mass and chemical elements across the earth surface by transporting the products of erosion to the oceans. Large rivers are also powerful basin scale integrators of the geochemical and physical continental processes [Holeman, 1968; Martin and Meybeck, 1979, Viers et al, 2009]. The analysis of suspended sediments carried by rivers is of prime importance as they provide insights into the physical denudation rates in the basin [e.g. Milliman and Meade, 1983] and the recycling of continental crust [e.g. Taylor and McLennan, 1985; Goldstein and Jacobsen, 1988]. Moreover, suspended sediments are complementary tracers to river-dissolved fluxes of continental silicate weathering rates and organic carbon burial [e.g. France-Lanord and Derry, 1997; Gaillardet et al., 1999a; Gislason et al., 2006; Galy et al., 2007].

This work is an attempt to evaluate the average chemical composition of the sediments transported by the Ganga fluvial system (Figure 1). Ganga is one of the three main conveyors, with the Indus and the Brahmaputra, of the material eroded within Himalayan catchments and assessing the total flux of eroded material is crucial for the understanding of physical processes governing mountain growth and erosion [e.g. Willett, 1999; Avouac and Burov, 1996; Beaumont et al., 2001; Hodges et al., 2001]. The determination of the chemical composition of this eroded material is also important to quantify sedimentary and chemical budgets at the continental scale and to specify the role of Himalayan tectonics in the global long-term carbon cycle [e.g. Raymo et al., 1988; Edmond, 1992; France-Lanord & Derry, 1997; Galy and France-Lanord, 2001; Galy et al., 2007].

Very few studies have tried to assess the integrated annual composition of the sediments transported to the oceans. The mean chemical composition of large river sediments is often estimated through simple averaging of available data [e.g. Martin and Meybeck 1979; Viers et al., 2009 and references therein], which is highly dependent on sampling quality and strategy. The lack of knowledge of the exported chemical flux can be attributed to the difficulty to spatially and temporally average highly heterogeneous properties such as the sediments' composition in a given large river channel. Since it has been recognized that surface samples are not representative of the whole water column [e.g. Curtis et al., 1979] several studies have used depth-sampling methods to reveal spatial variability in sediment characteristics such as grain-size and chemical composition [e.g. Horowitz and Elrick, 1987; Singh and France-Lanord, 2002; Filizola and Guyot, 2004; Galy et al., 2007; Bouchez et al., 2010, 2011a, 2011b]. This variability is the result of hydrodynamic sorting through the combined effect of downward settling forces and upward turbulent forces exerted on the sediments which tends to enrich the bottom of the water column in coarse sediments while the surface is enriched in fine material.

Building upon classical principles of suspension and transport we attempt to model the average grain size of the Ganga river sediment fluxes. The average grain size is then used to infer the chemical composition of the Ganga sediment flux and can be further used in geochemical budgets. Our approach is based on detailed sampling of Ganga sediments through the water column during monsoon season under variable river stage, combined with water velocity measurements.

2. Sampling strategy and analytical methods

2.1. The Ganga fluvial system

The headwaters of the Ganga basin are mainly composed of major trans-Himalayan Rivers that produce most of the sediment load in the system. These rivers drain the four main geological units that extend along the entire Himalayan arc (from North to South: the Cambrian to Eocene marine sedimentary rocks of the Tethyan Sedimentary Series, TSS; schist and gneiss of the High Himalaya Crystallines, HHC; low-grade meta-sediments of the Lesser Himalaya, LH; and Tertiary molasse deposits of the Siwaliks, c.f. *Gansser* [1964]; *Le Fort*, [1975]). After more than 1000 km of transit through the Indo-Gangetic floodplain, the Ganga merges with the Brahmaputra in Bangladesh, to form the lower Meghna that flows into the Bay of Bengal. The Indo-Gangetic floodplain is the surface of a foreland flexural basin developed at the Himalayan subduction front and is filled by several kilometers of sediments eroded from the Himalayan range [*Lyon-Caen and Molnar*, 1985]. In the floodplain, the Ganga also receives contributions from rivers draining the Indian shield to the south of the Indo-Gangetic plain and part of the Deccan traps. The total drainage area of the Ganga covers 1.06 million km² of which 17% lies in the Himalaya, 35% in the Indian shield and 48% the Ganga plain [*Rao*, 1979].

The annual water discharge of the Ganga in Bangladesh (Harding Bridge) varies between 270 and 460 km³/yr with an average value of 352 km³/yr according to the Bangladesh Flood Forecasting and Warning Center (FFWC) and Water Resources Planning Organization (WARPO) hydrological data. The hydrograph is strongly influenced by monsoonal rainfalls (June-September), which account for most of the discharge. About 54% of the Ganga total discharge is derived from Himalayan catchments where precipitation is enhanced due to orographic effects while southern tributaries account only for 22% of the total discharge [*Rao*, 1979; *Singh et al.*, 2008]. Sediment flux follows a pattern similar to that of discharge but with 95% of the suspended matter flux being transported during the monsoon period [*RSP*, 1996; *Islam et al.*, 1999; *Islam and Jaman*, 2006].

In order to document sediment quality and chemical composition as a function of hydrodynamic conditions, water velocity measurements and sediment sampling were performed on the Ganga in Bangladesh during the monsoon in 2002, 2004, 2005, 2007, 2008 and 2010. The section sampled is located immediately downstream of Harding Bridge (N24.0641°, E89.0262°) near the Flood Forecasting and Warning Center hydrological station #90 (detailed map can be found in Appendix A1). This section integrates all tributaries of the Ganga and is located ca. 80 km upstream of the confluence with the Brahmaputra (Figure 1). Depending on the water level, the width of the river ranged from 1 to 2 km and maximum depth reached 20 m.

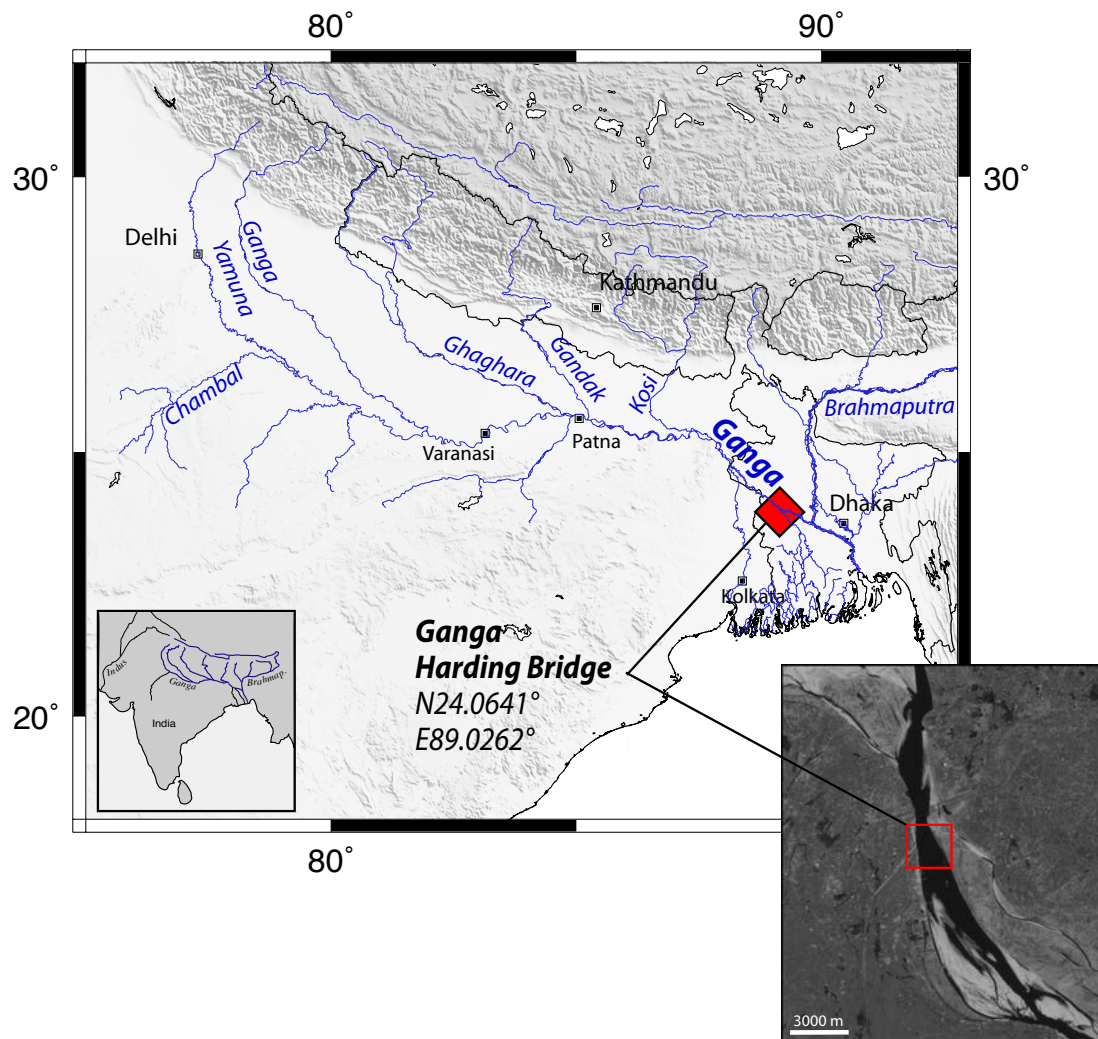


Figure IV.1 : Hydrological setting of the Ganga basin and Landsat image of the sampling zone. River sediment depth samplings were performed during monsoon 2002, 2004, 2005, 2007, 2008 and 2010 on the Ganga downstream of Harding Bridge in Bangladesh.

2.2. ADCP data acquisition

The velocity distribution in the water column was measured continuously during sediment sampling, except for the 2002 campaign, using Acoustic Doppler Current Profiling (ADCP: Rio Grande, RD Instruments, 1200kHz) mounted to the side of the boat [e.g. Filizola and Guyot, 2004; Muste et al, 2004]. Velocity measurements were acquired every 1 to 2 s with a vertical resolution or bin size of 0.25 to 2 m depending on the instrument's configuration. Additionally, full river transects were recorded by crossing the river normal to the flow to measure total water discharge. During the 2007, 2008 and 2010 campaigns a GPS was used in combination with the ADCP to correct for possible moving bed bias. Moving bed bias occurs when the bottom detected by the ADCP is mobile, which tends to underestimate the absolute water velocities [Callède et al., 2000; Muste et al., 2004; Kostaschuk et al., 2005; Gaeuman and Jacobsen, 2006; Mueller and Wagner, 2007]. Before 2007, the velocity data were corrected for this bias. The correction is detailed in section (3.1.1). In

2010 the addition of a depth sounder (Tritech PA200) increased the bottom detection precision and improved the overall data quality.

2.3. Sediment sampling

Sampling was done near the deepest part of the main channel where water velocities are the highest. In 2005 an additional lateral sampling was done under slower water velocities (2005b), and in 2008 the Ganga was sampled 3 times, during yearly maximum discharge (2008a) and 15 and 30 days later, during falling water level (2008b and 2008c, respectively). Although the sampling was systematically performed during the monsoon, the different sampling campaigns cover very contrasted hydrological regimes with discharges ranging from 3700 to 44800 m³/s, the later being close to maximum daily discharge of the Ganga (Figure 2). Part of this sampling has already been used to estimate the flux and fate of particle organic carbon in the Himalayan basin [Galy *et al* 2007, 2008a, 2008b], to infer sediment transfer times using U-series disequilibrium [Granet *et al.*, 2010], to study mineralogical segregation in the water column [Garzanti *et al.*, 2011].

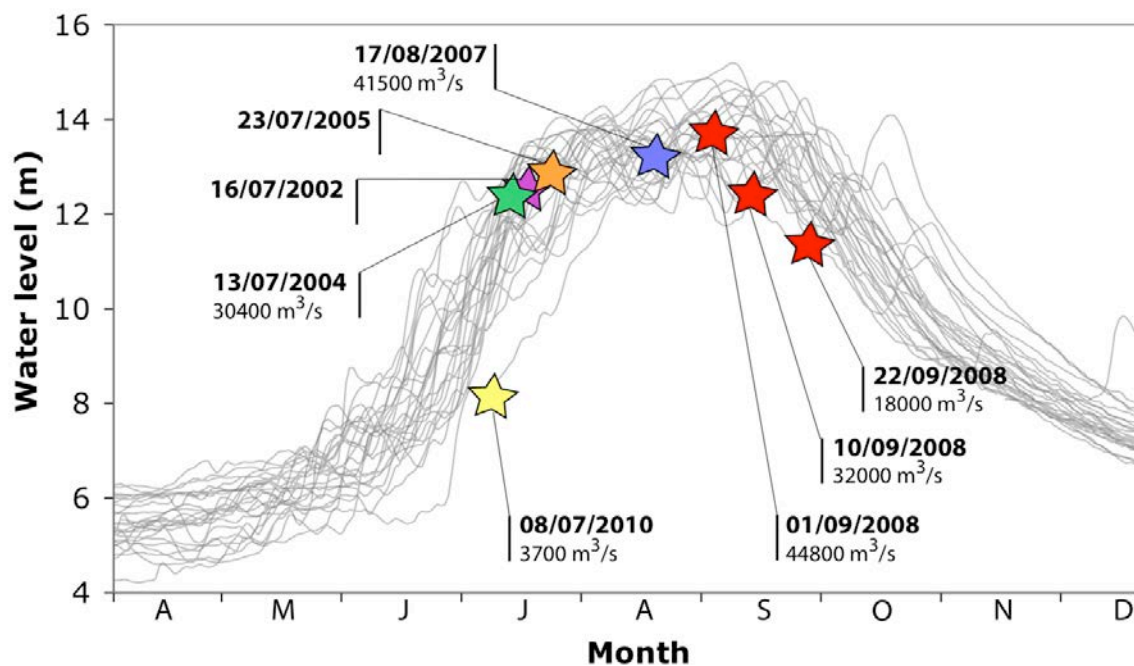


Figure IV.2 : Hydrograms of the Ganga at Harding Bridge (Bangladesh) from 1980 to 2004 for the months of April to December (Bangladesh Water Development Board data). Average arrival and withdrawal dates of the summer monsoon over Bangladesh are 10th of June – 8th of October, respectively [Ahmed and Karmakar, 1993]. Stars mark sampling dates and respective gauged water height of the Ganga. Measured ADCP water discharges are indicated when full transects were performed.

Sediments were sampled at different depth in the water column for a single location and day. From a local boat, the point sampler was lowered while the engine was shut off allowing the boat to drift with the current during the time needed to recover the sample. The boat was repositioned to its original position before acquiring the next sample and this procedure was repeated until the whole water column had been sampled adequately

(Appendix A1). Great care was taken to reposition the boat to the same location between each sample. These procedures were adopted for practical reasons even though it does not allow capturing the instantaneous sediment concentration distribution in the whole water column.

The sampler used during the 2007, 2008 and 2010 campaigns is a horizontal Niskin type bottle comparable to those used on the Amazon by *Filizola and Guyot*, [2004] and *Bouchez et al.*, [2010]. It allows sampling of an approximate volume of ca. 5 liters of water and consists of a plastic tube (id: ~14 cm, L: ~40 cm) open at both extremities and mounted on an aluminum frame. A weight of 20 kg is attached below the frame and a fin ensures that the sampler tube is kept horizontal and parallel to the streamlines. A pressure transducer attached to the frame of the sampler monitors its relative depth. Once the desired depth is reached both doors of the sampler are closed simultaneously using pneumatic actuators and the sampler is lifted back onboard. The sample is then transferred in a plastic container, paying attention to recover any particles left in the sampler. Prior to 2007 sampling was performed using a vertical bottle sampler that was submerged and opened at the desired depth. Comparative tests showed that both methods yield similar samples.

Additionally, sediments were sampled with greater vertical resolution near the bottom, at various places in the river channel in 2007 and 2008 to document near bottom suspended sediments. These samples were acquired using a triple sampler consisting of 3 horizontal 1L Niskin type bottles spaced by 0.5 m and all mounted on a rigid frame. The bottles are pneumatically closed when the sampling device hits the bottom, allowing sampling of suspended sediments at ca. 10, 60 and 110 cm above the bottom.

Finally, bottom sediments ("Bedload": BL) were also dredged, when possible, at the same location as the vertical suspended load profiles using ca. 15 cm i.d. stainless steel tube that was lowered to the riverbed.

2.4. Chemical and grain size analysis

Within 12 to 48h of collection, the sediment samples were first weighed and then filtered through 0.22 μm , 90 mm \varnothing , Poly Ether Sulphone (PES) filters in a pressurized Teflon coated filtration unit. Until 2007 the sediments were removed from the filter using small amounts of pre-filtered river water and the sediment-water mixture was stored in tinted borosilicate bottles. In the lab these bottles were decanted during several days, the supernatant pipetted out and the remaining sediments dried at 50°C before being weighted. After 2007 the filters with sediments were stored in airtight polyethylene sample bags. In the lab the sediments were freeze-dried before being separated from the filter and weighted. No difference in chemical composition, grain-size or aspect was observed between the two methods described above. After drying, the sediments were gently disaggregated in an agate mortar, avoiding crushing and hence changing the grain size of the sample. During all these steps special care was taken to avoid any loss of material. The sediment concentration was computed by dividing the dried sediment weight by the corresponding amount of water recovered by the sampler.

Major and trace element concentrations were measured by ICP-AES and ICP-MS at Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM – CRPG, Nancy-France) on bulk aliquots of ~ 100 mg of sediment after lithium metaborate fusion [*Govindaraju and Mevelle*, 1987; *Carignan et al.*, 2001]. Relative uncertainty for major elemental concentration is better than 2%. Calcite and dolomite content of the samples were measured manometrically on CO₂ released by H₃PO₄ digestion of the bulk sample [*McCrea*, 1950; *Galy et al.*, 1999].

Grain size analyses of the Ganga samples were performed at Laboratoire Environnement et Minéralurgie (LEM, Nancy-France) with laser diffraction sizers (Malvern Mastersizer and Sympatec Helos). Controlled ultrasonification achieved full disaggregation of the sample before analysis. Repeated analysis of identical sediment samples showed analytical reproducibility better than 10% on the modal grain size. We note that diffraction devices do not record any shape information of the particles making them poor predictors of settling velocities [McCave *et al.*, 2006]. This does not change the conclusions of this work but should be kept in mind for further comparison.

3. Results

3.1. ADCP measurements

3.1.1. Correction for moving bed bias

By comparing water velocities measured simultaneously, referenced to the bottom (BT mode) and to the GPS position (GPS mode) it is possible to infer the velocity of the moving bottom layer : $v_{BL} = v_{GPS} - v_{BT}$ [Callède *et al.*, 2000; Rennie *et al.*, 2002; Rennie and Villard, 2004]. ADCP data acquired in 2008 and 2010 shows that for large discharges and high water velocities, the bottom detected by the ADCP is moving (Figure 3). For depth-averaged water velocity smaller than 1.1 m/s no significant moving bed was detected but above this threshold the measured velocities in GPS mode are significantly higher than in BT mode showing that the detected bottom was moving. This apparent moving bed was estimated here to correspond to incipient sheet flow bed load transport (see Appendix A3) and reaches up to 1.5 to 2 m/s. The empirical relation between depth-averaged velocity in BT and GPS modes deduced from the 2008 and 2010 ADCP data was used to correct ADCP data for which no GPS was used. This correction is significant for high water levels and leads to a 40 % discharge underestimation if neglected.

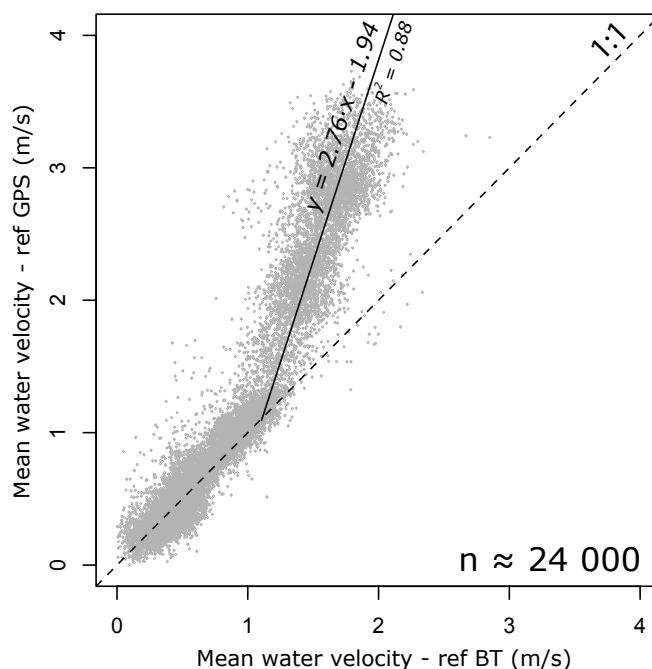


Figure IV.3: Water column mean velocity as measured simultaneously from bottom tracking mode (BT) of the ADCP (assuming fixed river bottom) and from GPS mode (GPS position as reference). These two modes yield similar results up to ~1.1 m/s but diverge for higher water velocities. For higher water velocities significant bed motion is detected. This result can be used to correct measurements where GPS data are not available and that would otherwise be biased towards significantly lower water velocities. These data were generated from ~ 24000 vertical velocity profiles (ensembles) acquired on the Ganga in 2008 and 2010.

3.1.2. River velocity profiles and discharge

Ganga water local velocities reach 4 m/s during peak flood (2008a) and drop to less than 1 m/s at lower water levels (2008c and 2010) (Figure 4). Our discharge measurements and samplings cover most monsoon stages of the hydrograph (Figure 2), from rising water level to peak flood and falling water level. The maximum discharge of the Ganga was measured during August 2008 with a modulus of 44800 m³/s for a gauged water level of 13.8 m, consistent with the ~ 46 000 m³/s discharge deduced from the Bangladesh Water Development Board (BWDB) rating curve for the same water level.

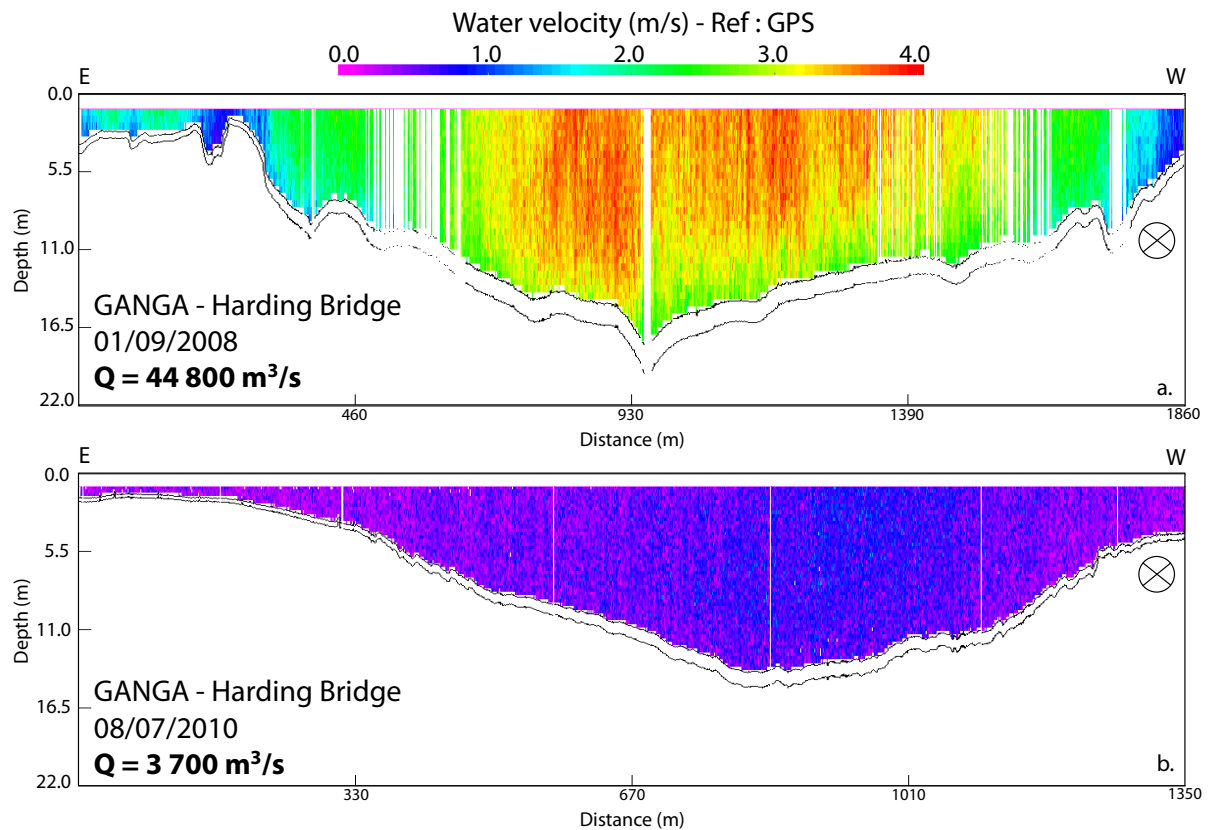


Figure IV.4 : Water velocity distribution of the Ganga at Harding Bridge. Velocity was acquired with an ADCP mounted on the side of the boat and referenced to the GPS position. a. Ganga section of 01/09/2008 during high flow with maximum velocities over 4 m/s. Measured discharge was 44800 m³/s. b. Ganga section of 08/07/2010 during low flow conditions (velocity < 1.5 m/s). Measured discharge was 3700 m³/s.

3.1.3. Vertical velocity profiles

ADCP measurements were used to document the local hydrodynamic conditions that prevailed during sediment sampling. To avoid the influence of local perturbations, the ADCP signal was averaged over 30 ensembles (40 to 70 m) to obtain a representative velocity profile for each sediment sample. A composite vertical velocity profile was then produced by stacking the individual velocity profiles of all samples composing the vertical profile (Figure 5

and supplementary data file Table S1). The uncertainty is propagated from the standard deviation of all ensembles used for a sampled vertical profile and the uncertainty in the moving bed correction when applicable (see section 3.1.1).

The hydrodynamic conditions prevailing during sampling can be determined through the shear velocity (u^*) of the water column. Shear velocity is linked to the basal shear stress τ_0 through $u^* = (\tau_0/\rho)^{1/2}$, with ρ the fluid density. Here, u^* is derived from the depth-average velocity \bar{u} following eq. (1) [Wilcock, 1996], which was shown to yield a more precise estimation of u^* from ADCP velocity data than unconstrained law of the wall fitting algorithms [Sime et al., 2007]:

$$u^* = \frac{\bar{u} \cdot \kappa}{\ln\left(\frac{H}{e \cdot z_0}\right)} \quad (1)$$

with κ the von Karman constant (taken as 0.41, Garcia [2008]), H the water depth (m) and e the base of the natural logarithms and z_0 the bottom grain-scale roughness. \bar{u} is derived by fitting and integrating a power law over the velocity profile. A bed roughness of $z_0 = 0.1 \cdot D_{84} = 3 \cdot 10^{-5}$ m was used for this work based on average grain size of the dredged bedload samples [Whiting and Dietrich, 1990; Sime et al., 2007]. The measured depth-averaged velocities range from 0.5 m/s (08/07/2010) to 2.7 m/s (17/08/2007) which yields shear velocities from 0.017 to 0.09 m/s, respectively (Table 1) covering a large range of hydrodynamic conditions.

By using (1) and the z_0 imposed by bedload grain size, we implicitly formulate that bed shear stress originates from grain scale roughness only, neglecting eventual bed form roughness. The Simons and Richardson [1966] diagram suggests that the high flow profiles mainly occur over an upper plane type of bed. Furthermore, no evidence of large bed forms was imaged by the ADCP (even if the ADCP beams are oriented at 20° from the vertical and average the bottom depth over ca. 25 m² for a 10 m water depth) or by the depth sounder used in 2010. Including bed form roughness would also lead to unrealistic u^* and water surface slope to be able to reproduce the measured water column velocity. We however recognize that further high resolution imaging of the river bottom would be required to fully answer the bedform question, but so far no direct evidence of these effects have been found in our data. This observation does also not preclude the occurrence of bedforms in other less constricted reaches of the Ganga.

Sampling date	Depth m	u ADCP m/s	u* ADCP m/s	D ₅₀ μm	D ₈₄ μm	q _s kg/m/s	q _b kg/m/s
13/08/10	10.0	0.50 (± 0.24)	0.017 (± 0.008)	7	21	0.89	0.002
01/09/08	12.0	2.10 (± 0.22)	0.071 (± 0.007)	21	99	36.83	0.324
10/09/08	14.0	2.18 (± 0.29)	0.072 (± 0.010)	23	102	27.19	0.348
22/09/08	13.0	1.08 (± 0.15)	0.036 (± 0.005)	14	64	8.10	0.043
17/09/07	10.5	2.71 (± 0.08)	0.092 (± 0.001)	37	141	43.55	0.676
23/07/05a	12.5	2.13 (± 0.30)	0.071 (± 0.010)	18	88	28.81	0.334
23/07/05b	11.0	1.02 (± 0.12)	0.034 (± 0.004)	11	39	10.10	0.037
13/08/04	10.0	1.84 (± 0.33)	0.063 (± 0.011)	21	92	19.96	0.232

Table IV.1: Depth and depth averaged velocity of the sampling verticals computed from ADCP velocity data. The shear velocity u^* was derived from \bar{u} using (2). D_{50} , D_{84} and q_s (suspended sediment flux) were derived for the studied vertical profile from the depth sampled sediments.

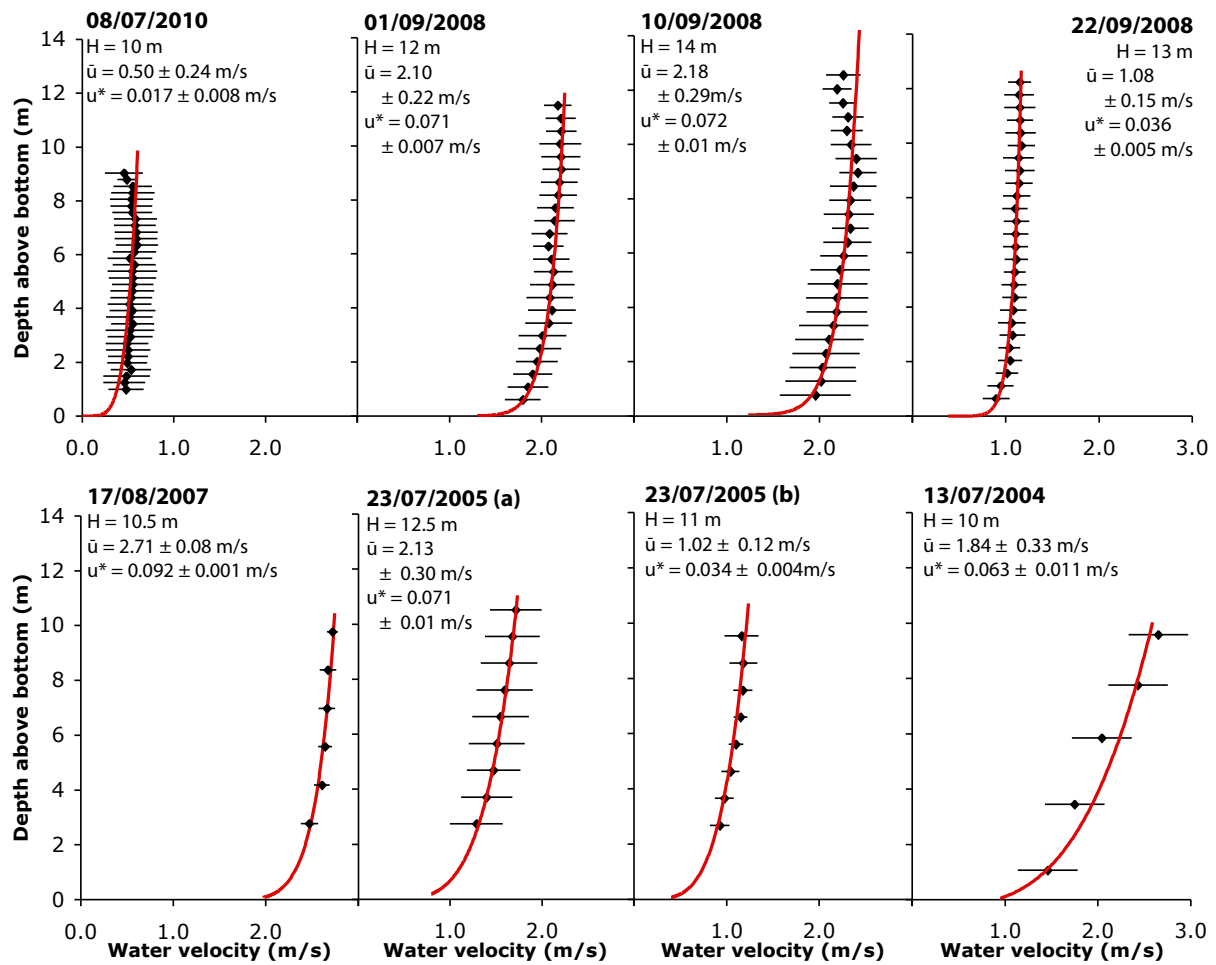


Figure IV.5 : Composite velocity profiles of the sampled water columns of the Ganga at Harding Bridge. Velocity profiles are derived from ADCP measurements performed during sampling and allowed the calculation of the average water column velocities (\bar{u}) and the shear velocity (u^*). Uncertainties are propagated from uncertainty in velocity measurements and when applicable from uncertainty in moving bed correction (2004 and 2005).

3.2. Suspended load

3.2.1. Sediment concentrations and grain size

Total sediment concentrations are given in Table 2. Amongst the different profiles, the sediment concentration is highly variable between 0.14 and 3.08 g.l^{-1} with a mean value of 1.25 g.l^{-1} . A systematic increase in sediment concentration towards the bottom is observed for all profiles with concentrations near the bottom 2 to 3 times higher than the surface. Sediment concentration at the surface varies from 0.14 g.l^{-1} (2010) to 0.94 g.l^{-1} (2005a) while for the deepest samples it varies from 0.24 g.l^{-1} (2008c) to 3.3 g.l^{-1} (2007). Comparison of 2005a central profile with lateral profile 2005b, where velocities are lower, shows limited contrast of concentration except for the deeper sample level. Profiles 2008a, b, c show a decrease in sediment concentration during the fall of water level and discharge with particularly low sediment concentration for 2008c. Sediments sampled using the triple

sampler show that concentrations increase in the near bottom region and reach values up to 6.55 g/l^{-1} .

Ganga suspended sediments are poorly sorted, with an average mode of $22 \mu\text{m}$ and a maximum grain size of $370 \mu\text{m}$. The grain size mode is increasing from surface to bottom sediments and varies in the range of 7 to $109 \mu\text{m}$. Other grain-size parameters such as D_{84} or D_{90} (grain size under which respectively 84 % and 90 % of the sample volume is distributed) (Table 2) show a similar trend with depth, indicating the predominance of coarser particles near the river bed (Figure 6). Grain size distributions are predominantly uni-modal at the surface and tend to become bi-modal close to the riverbed. The fine fraction ($< 4 \mu\text{m}$) reaches 20 -30 % (by volume) in surface samples and decreases to 6 - 10 % in bottom sediments while the silt mode ($4 - 63 \mu\text{m}$) decreases from 60 - 70 % to 30 - 40 % close to the bottom. The sand fraction in sediments close to the bed reaches 60 % but drops to 4 - 7 % in surface sediments.

Dredged sediments have an average D_{50} of $222 (\pm 38) \mu\text{m}$ with D_{84} and D_{90} reaching $314 (\pm 39)$ and $358 (\pm 44) \mu\text{m}$ respectively. They are mainly composed of fine to medium sand with clay ($< 4 \mu\text{m}$) and silt ($2 - 63 \mu\text{m}$) fractions representing less than 0.2 % and 2.5 % of the total sample, respectively. The complete grain-size distribution of samples used in this study can be found in the supplementary data file, Table S2.

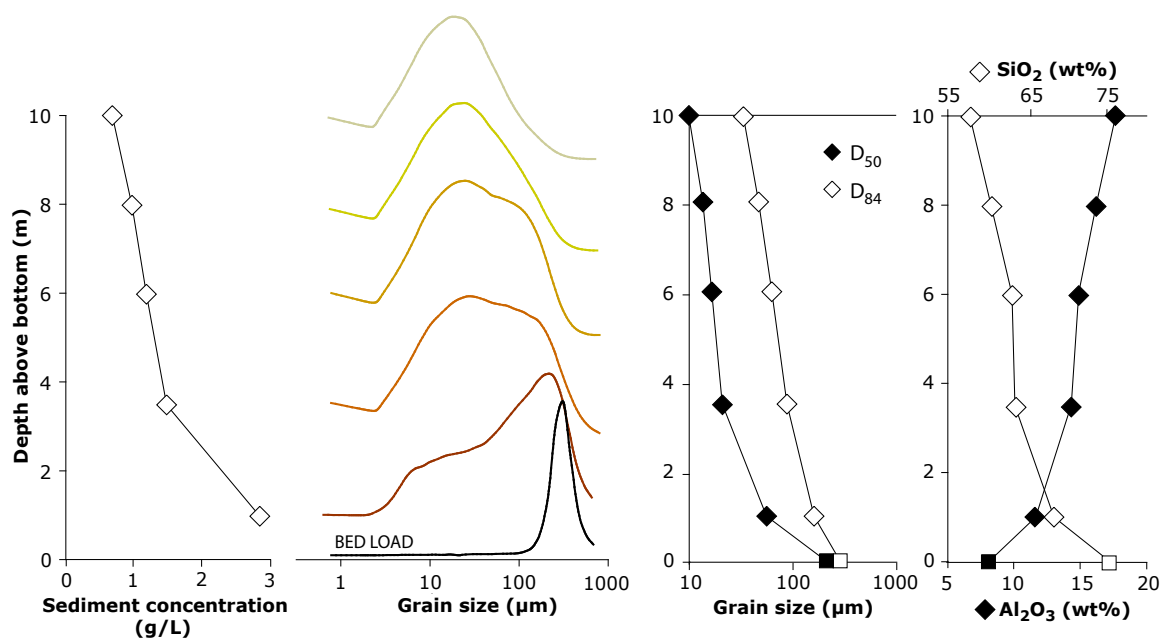


Figure IV.6 : Vertical profile of suspended sediment concentration, grain size distribution, grain size parameters D_{84} , D_{50} and chemical composition (SiO_2 and Al_2O_3 wt%) of the Ganga sediments (13/08/2004 profile). Diamonds denote suspended sediments and squares, dredged sediment.

IV. Dynamique du transport sédimentaire et érosion physique dans le bassin du Gange

Sample	Type	Depth m	Load g/l	D50 µm	D84 µm	D90 µm
"08/07/10						
BR1026	SL	9.7	0.14	7.0	17.9	22.8
BR1025	SL	5	0.21	7.4	25.4	38.9
BR1024	SL	1	0.24	8.1	28.1	41.4
BR1028	SL	0.2	0.27	8.9	33.7	49.9
"01/09/08						
BR8222	SL	11.9	0.92	11.1	39.9	53.8
BR8218	SL	10	1.39	18.8	86.8	124.8
BR8217	SL	8	1.59	17.1	70.7	91.5
BR8216	SL	5	1.59	24.8	126.4	167.1
BR8215	SL	0.1	3.30	109.0	213.9	246.0
BR8219A	tri SL	1.1	1.51	38.6	170.6	205.3
BR8219B	tri SL	0.6	1.78	33.4	145.0	175.5
BR8219C	tri SL	0.1	1.36	50.6	185.9	218.5
BR8221	BL			259.4	353.8	386.8
"10/09/08						
BR8253	SL	13.9	0.62	11.7	39.9	53.0
BR8250	SL	5	1.08	22.8	93.8	123.0
BR8251	SL	2	1.19	26.6	113.1	151.9
BR8255a	tri SL	1.1	1.15	21.2	87.2	116.8
BR8255b	tri SL	0.6	1.15	20.5	83.5	112.0
BR8255c	tri SL	0.1	1.30	32.6	125.4	158.8
BR8256a	tri SL	1.1	1.40	33.6	140.3	173.3
BR8256b	tri SL	0.6	1.23	27.3	129.1	170.3
BR8256c	tri SL	0.1	1.49	46.2	179.1	213.5
BR8252	BL			228.2	325.8	407.2
"22/09/08						
BR8281	SL	12.9	0.37	10.6	32.2	43.7
BR8280	SL	8	0.61	13.5	55.2	76.1
BR8279	SL	3	0.60	14.5	67.3	101.1
BR8283	BL			269.0	361.7	398.7
"17/08/07						
BR713	SL	0.5	3.08	91.8	172.0	195.9
BR714	SL	2.5	2.24	52.6	158.1	185.2
BR715	SL	7.5	1.44	24.3	111.8	144.2
BR716	SL	10.4	0.71	13.4	41.8	56.5
BR 718 A	tri SL	1.1	2.37	53.8	160.5	185.5
BR 718 B	tri SL	0.6	3.07	83.0	170.4	194.3
BR 718 C	tri SL	0.1	6.55	127.3	196.8	216.0
BR717	BL			184.5	265.6	300.9
"23/07/05a						
BR 515	SL	10.9	0.94	8.4	23.2	30.4
BR 514	SL	8.5	1.42	12.2	49.7	69.4
BR 513	SL	6	1.71	13.9	58.2	78.4
BR 512	SL	4	1.81	17.3	84.9	110.3
BR 511	SL	1	2.44	30.6	100.2	122.2
BR 516	BL			176.5	284.1	325.3
"23/07/05b						
BR 519	SL	9.9	0.66	7.6	19.2	24.8
BR 518	SL	5	1.53	12.9	52.6	71.7
BR 517	SL	0.2	1.81	15.8	69.2	87.2
"13/07/04						
BR 415	SL	9.9	0.80	9.8	33.3	45.2
BR 414	SL	8	1.00	13.4	47.1	65.4
BR 413	SL	6	1.30	16.4	63.3	84.7
BR 412	SL	3.5	1.50	20.8	88.9	119.8
BR 411	SL	1	2.90	56.3	163.9	192.1
BR 418	BL			215.3	293.2	329.7
"16/07/02						
BR 212	SL	21	0.57	9.3	28.1	38.4
BR 211	SL	18.5	0.75	10.7	37.6	51.5
BR 209	SL	17	0.71	10.8	37.0	51.6
BR 208	SL	12	0.74	11.6	42.9	58.0
BR 210	SL	5	1.25	22.8	77.1	96.5
BR 214	BL			129.9	212.6	248.4

Table IV.2: Sediments sampled on the Ganga at Harding Bridge with sampling date, sample type (MES: Suspended Sediments, tri MES: triple sampler, BL: Bedload), sampling depth, sediment load, and grain size parameters D_{50} , D_{84} , D_{90} .

3.2.2. Chemical composition and grain size relations

The complete chemical composition for major and trace elements of samples used in this study is reported in the Supplementary data file (Table S3). Sediments at Harding Bridge are dominated by three major elements: silicon (52 to 81 wt% SiO_2), aluminum (2 to 8 wt% Al_2O_3) and iron (7 to 20 wt% Fe_2O_3). Other major element concentrations vary from 3.6 (± 0.8) wt% for CaO to less than 1wt% for MnO. Carbonate content of sediments is dominated by both calcite with 3.9 (± 0.9) wt% and dolomite with 2.5 (± 0.4) wt%, which account for respectively 80 % and 28 % of the total Ca and Mg content of the sediment. Most major elements show strong relations between grain-size and chemical composition (Figure 7).

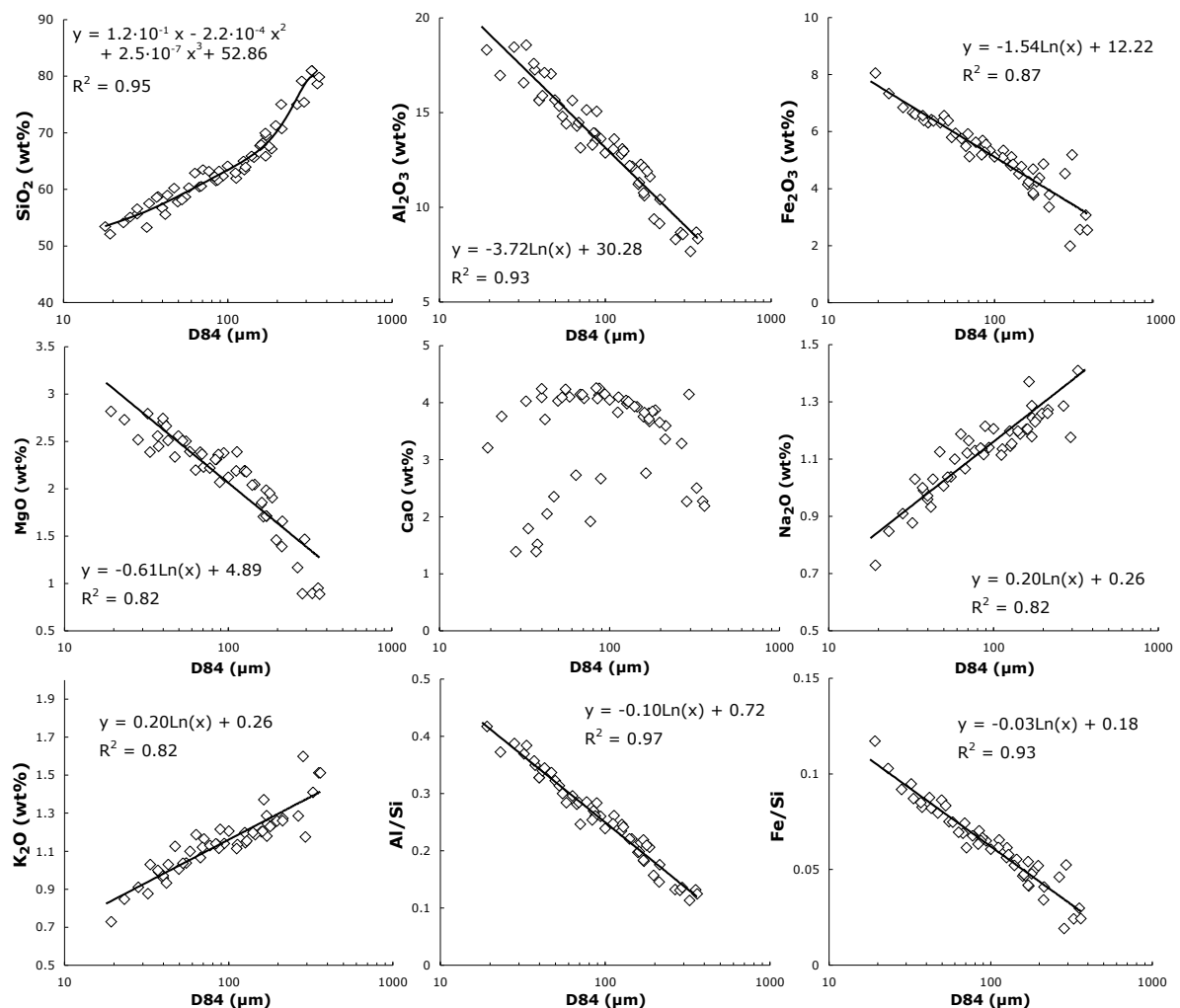


Figure IV.7 : Relation between chemical major element composition of sediments and grain size parameter D_{84} . Concentration in major elements is primarily controlled by the grain size of the bulk sample. Regressions are improved by using normalized ratios such as Al/Si or Fe/Si (molar ratios) as these ratios exclude dilution by variable carbonate content.

Partitioning of chemical elements between grain-size classes in river and oceanic sediments has already been observed [e.g. *Horowitz and Elrick, 1987; Vdovic et al., 1991; Singh et al., 1999; Bouchez et al., 2011b*] but here we link sample bulk grain size parameters to chemical elements concentrations. SiO_2 and Na_2O concentrations increase bottomward

and are positively correlated to D_{84} while Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , and K_2O concentrations decrease bottomward and are negatively correlated to D_{84} . A log-linear fit between D_{84} and the chemical composition of the sediments yields correlation coefficients $R^2 > 0.8$. For SiO_2 , fitting a third order polynomial law improved the correlation significantly and was preferred over a log law with respect to the use of this element in geochemical mass balance calculations. D_{84} was preferably used over other grain size parameters as smaller grain size parameters such as D_{50} were less discriminant while higher grain size parameters such as D_{90} were subject to higher uncertainty during sediment transport modeling and grain size analysis. Calcite and dolomite content, but also CaO and MnO , do not show any simple relation to sample grain size or sampling depth. The notable presence of carbonates dilutes the mono-elemental / grain-size relationships and introduces additional variability. Using elemental ratios such as Al/Si or Fe/Si , which are not affected by carbonate content, improves the overall relations (Figure 7).

Concerning trace elements in the suspended load: As, Ba, Bi, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Rb, V and Zn concentrations are negatively correlated to D_{84} and higher in the suspended load compared to bedload samples. Be, Eu, Hf, Nb, Zr are enriched in the bedload and their concentration in the water column is positively correlated to D_{84} . Other trace minerals such as Ce, Dy, Er, Gd, Ge, Ho, La, Lu, Nd, Ni, Pr, Sr, Ta, Th, Tm, U, W, Y and Yb are not affected by mineral sorting in the suspended load and have even concentrations over the entire range of D_{84} values even if they may be strongly enriched in the dredged bedload samples. Finally a few elements: In, Sb, Sm and Sn, do not show any relation with grain size and have very variable concentration through the water column. Elements strongly enriched in the bedload also show a large sample-to-sample variability, suggesting that these elements are associated to dense minerals and affected by placer effects (cf. *Garzanti et al.* [2010] and *Garzanti et al.* [2011] for a mineralogical study of Ganga sediments).

The relations between chemical composition and grain-size can be conceptually understood as the effect of the hydrodynamic conditions on sediment transport as particles are segregated based on their settling velocity. Turbulent settling predicts that the settling velocity increases with particle radius and density. The abundance of coarse particles, such as quartz or albite grains and, to a lesser extent, micas is diluting other minerals in the water column. This dilution is maximum close to the bottom where coarse-grained quartz concentration is maximum. This implies that bottom sediments are enriched in elements such as Si while surface sediments are enriched in Al, Fe and other elements carried in small or platy minerals such as micas or clays.

4. Sediment composition modeling

To determine the chemical composition and flux of the sediments we use the strong correlation that exists between the grain size and chemical composition of Ganga sediments. Deriving the grain size of transported sediments requires prediction of the average flux of sediments in every grain-size class, Q_s^i . For this, the velocity field $u(z,x,t)$ and the concentration of sediments in every grain size class $C^i(z,x,t)$ should be predicted and extrapolated spatially across the river channel (dx, dz) and temporally across the hydrograph (dt) over the studied period T, following eq. (2):

$$Q_s^i = \frac{1}{T} \iiint C^i(z,x,t) \cdot u(z,x,t) \cdot dz \cdot dx \cdot dt \quad (2)$$

The total average sediment flux Q_t is simply derived by summing Q_s^i of every grain size class:

$$Q_t = \sum_i Q_s^i \quad (3)$$

The average chemical composition $[X]$ and flux Q_x for element X of the exported sediments is given by:

$$Q_x = [X] \cdot Q_t = f(D_{84}) \cdot Q_t \quad (4)$$

In the following we explore the possibility to use a fully predictive model as described by eq. (3) and eq. (4) to estimate the grain size composition of the Ganga sediments.

4.1. Vertical particle concentration,

4.1.1. Rouse model

Sediment transport and concentration profiles in open channel have been the focus of several decennia of extensive work using both theoretical approaches and flume experiments [e.g., Vanoni, 1946; Coleman, 1970; Mazumder, 1994; Muste and Patel, 1997; Cellino and Graf, 1999; Graf and Cellino, 2002; Mazumder et al., 2005, Mazumder and Ghoshal, 2006]. The variation of suspended sediment concentration with depth in large alluvial rivers has also been recognized for a long time and at the first order the concentration profile of sediments in a water column can be described by the Rouse equation [Rouse, 1950]:

$$C^i(z) = C_0^i \cdot \left(\frac{(H-z)/z}{(H-z_0)/z_0} \right)^{Z_R^i} \quad (5a)$$

$$Z_R^i = \frac{w_s^i}{\beta \cdot \kappa \cdot u_{Zr}^*} \quad (5b)$$

With $C^i(z)$ being the concentration of the grain size class i at a height z above the bed, C_0^i the reference concentration of sediments in the grain size class i at the reference height z_0 above the bed. The Rouse number, Z_R^i , is defined as the ratio of the settling velocity, w_s^i and the bottom shear velocity u_{Zr}^* with κ being the von Karman constant (taken as 0.41, Garcia, [2008]) and β the ratio of sediment and water momentum diffusion coefficients, generally assumed to be 1 [e.g. Muste et al., 2005].

For each grain size class, Ganga concentration profiles are well described by the Rouse equation (5) (Figure 8), which enables the prediction of the concentration over the full water column. For this study the reference height was taken as a fixed fraction of total

water depth H ($a = 0.001 \cdot H$) while C_0 and Z_r were adjusted to fit the concentration data. No general consensus exists in the literature about the reference height. The transition between bedload and suspended load covers a wide range of values from $3 \cdot D_{90}$ [Smith and McLean, 1977] to $0.01 \cdot H$ [van Rijn, 1984a]. Sediment concentration of samples collected near the bottom ($10 \text{ cm} \sim 0.01 \cdot H$) did not exceed 6.5 g/l and were thus not considered as being part of the proper bedload flux.

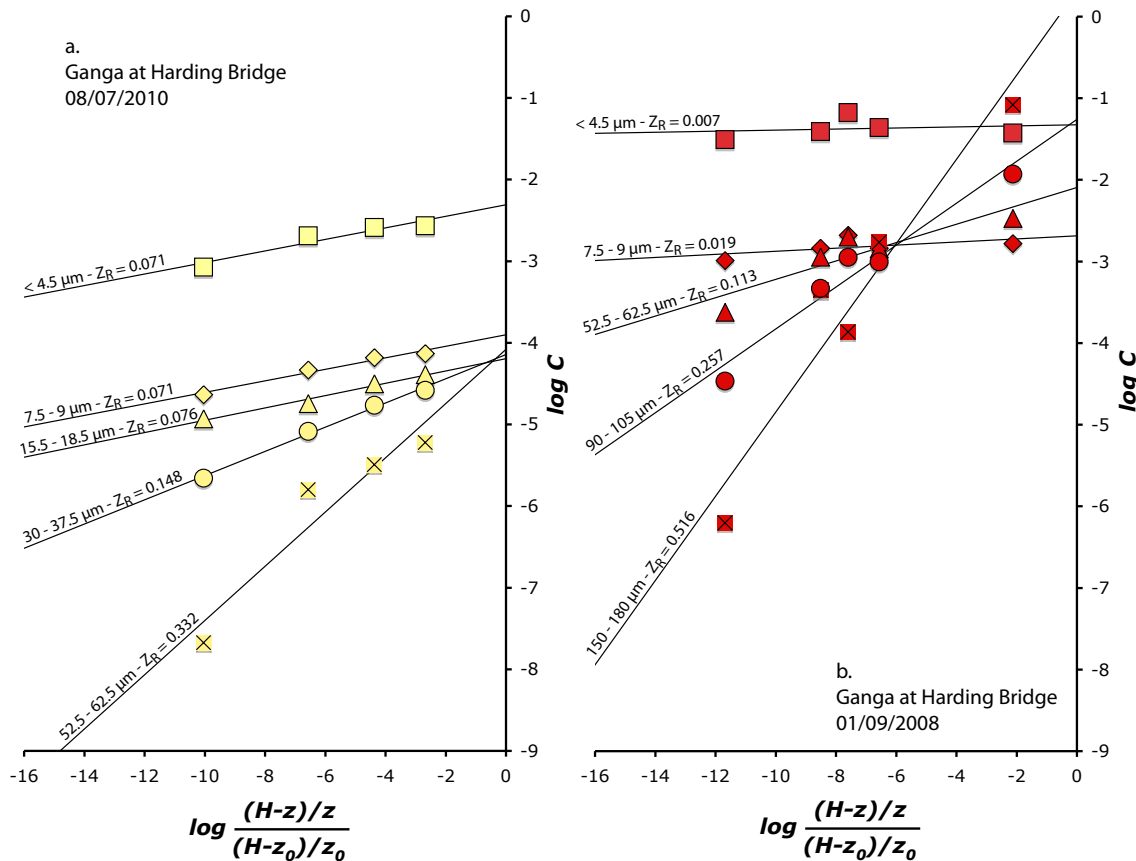


Figure IV.8 : Different grain size classes of two sampled verticals from the Ganga at Harding Bridge (a. 08/07/2010 and b. 01/09/2010) plotted in Rouse coordinates. As grain size increases, the gradient of sediment concentration increases (increasing Z_R).

For all profiles, the Rouse number increases with grain size implying that coarse particles are strongly segregated and concentrated near the bottom while fine particles are distributed homogeneously through the water column. Near bottom concentrations also increase with grain size even though for several profiles (01/09/2008, 17/08/2007 and 23/07/2005) the maximum modeled concentration at the reference height is in the range of $150\text{-}250 \mu\text{m}$, which corresponds to the average mode of bedload sediments.

4.1.2 β factor and grain size

Predicting the full sediment concentration profile from the Rouse eq. (5) requires β and the fall velocity w_s to be known. The fall velocity law derived by Dietrich [1982] is used for w_s and β can then be computed as the ration u_{zr}^*/u^* , where u^* is the shear velocity

derived from ADCP measurements and u_{zr}^* the shear velocity derived from fitting the Rouse profile to the available sediment samples. This shows that β is not constant over all grain sizes and does not equal 1 (Figure 9). It has long been recognized that the ratio of sediment and water momentum diffusion coefficients depends on w_s/u^* , which directly influences the value of β in river and channels [Nordin, 1963; Coleman, 1970; Benett et al., 1998; Graf and Cellino, 2002]. Deviations of β from unity have been inferred from experimental data [e.g., van Rijn, 1984b] (also represented on Figure 9), field measurements in the Mississippi River [Jordan, 1965; Scott and Stephens, 1966] and in the Amazon River [Bouchez et al., 2010]. Several reasons have been invoked. First, β is sensitive to the sediment settling velocity law used and the settling velocity may be overestimated in the case of flaky and fine grained sediments that are not well determined by diffraction grain size analyzers [McCave et al., 2006]. Second, Bouchez et al. [2011a] stressed the effect of particle aggregation on β in the Amazon River. Aggregation is typical of fresh water environments [e.g. Walling and Moorehead, 1989; Droppo and Ongley, 1994] and acts on settling velocities through changes in apparent size and density of the transported sediments. Because aggregates are disintegrated after collection [Phillips and Walling, 1995], the computed w_s and therefore β could be biased.

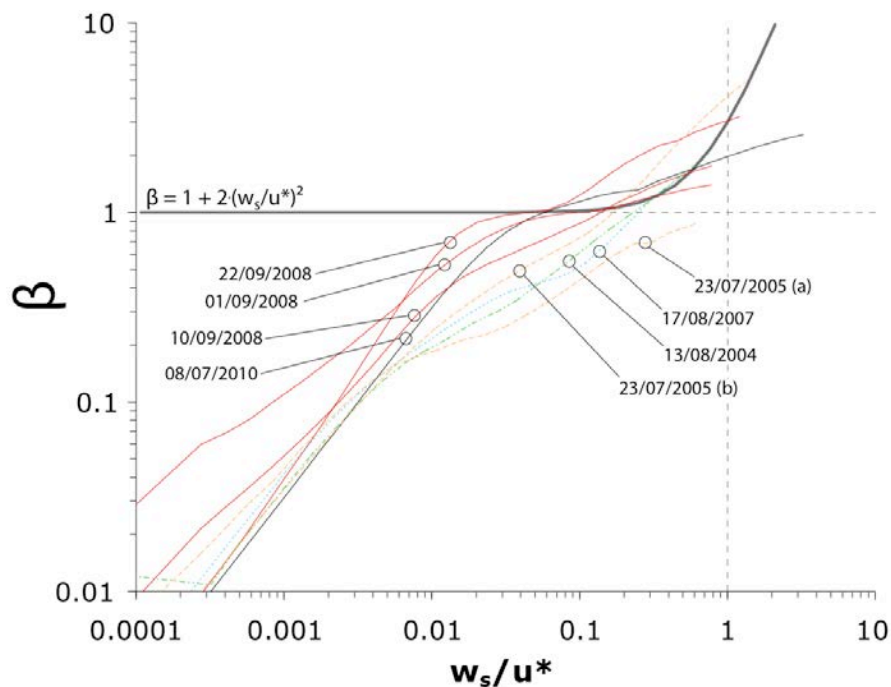


Figure IV.9 : Evolution of β as function of w_s/u^* for the different profiles of the Ganga at Harding Bridge. The relation derived by van Rijn [1984b], $\beta = 1 + 2 \cdot (w_s/u^*)^2$, is also plotted for comparison.

The use of u^* measurements along with a single surface sediment sample would theoretically be sufficient to predict the whole vertical profile using the Rouse model [Bouchez et al., 2011a]. We do not obtain, however, a single relation for β over the different sediment profiles, which might arise from our depth-sampling repositioning strategy or from the underlying assumptions that the Rouse equation is derived for an equilibrium profile where local erosion matches deposition, which might not always be the case in our profiles. Those systematic but temporally scattered deviations from unity prevent therefore to use, in

this study, the Rouse model as a purely predictive model to extrapolate the concentration based on measured or modeled shear velocities alone.

4.2. Instantaneous sediment fluxes and grain size

4.2.1 Suspended load

To circumvent the difficulties of predicting the Rouse profile in space and time, we consider in the following a more empirical approach, by analogy to classical sediment transport capacity expressions that are expressed as a function of u^* or τ_0 . The instantaneous sediment flux per width unit (q_s^i) for every grain size class (i) through a vertical column can be computed from the water velocity profile and the sediment concentration obtained from fitting the Rouse profile eq. (5) to the sampled column following eq. (6):

$$q_s^i = \int_{0.001 \cdot H}^H C^i(z) \cdot u(z) \cdot dz \quad (6)$$

where $C^i(z)$ is the concentration of grain size i at depth z , $u(z)$ the velocity at depth z and H the water height. The computed D_{50} and D_{84} of the sediments transported through the water column are reported in Table 1 along with the total sediment flux and the associated shear velocities of the profile. Uncertainties in the predicted D_{84} (D_{50}) and flux for a vertical profile were estimated as the average residual of the modeled and measured D_{84} (D_{50}) and flux of each sample, respectively 11 and 12 %.

The deduced, grain size parameters and instantaneous total sediment fluxes are positively correlated to the local hydrodynamic conditions using a power law type of relation: $q_s = \alpha \cdot u^{*\gamma}$ ($r > 0.9$) (Figure 10).

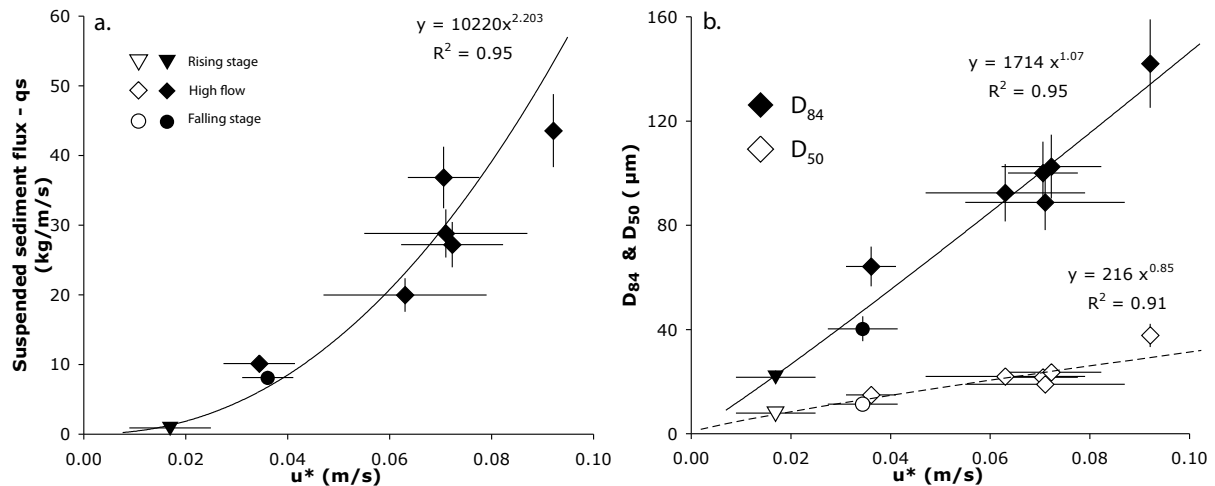


Figure IV.10 : Instantaneous suspended sediment flux (a) and $D_{84} - D_{50}$ (b) of the transported sediments as a function of friction velocity u^* . Data points were obtained from extrapolation of concentration of the different grain size classes of the samples through the water column and integration over depth. Local hydrodynamic conditions are a first order control on sediment transport with higher fluxes of coarser sediments being transported with increasing u^* . Rising and falling stage samples are marked respectively by a triangle and circle and do not show any clear departure from the general trend.

This relation holds also for individual grain size classes, q_s^i and friction velocity (Appendix A2). High levels of hydraulic energy (high u^*) are consistent with high-suspended sediment transport stages of coarser material. Samples collected during rising and falling water level stage do not deviate significantly from the trend defined by high flow samples suggesting a limited hysteresis effect and we assume that a single $q_s^i=f(u^*)$ relation is sufficient to describe sediment transport in the Ganga. This relation is used to build a predictive model for the sediment flux of a vertical water column, in every grain size class eq. (7) that requires only knowledge of the friction velocity (u^*) and can be integrated over the river cross-section (dx) and through the hydrograph (dt).

$$Q_s^i = \frac{1}{T} \iint q_s^i(u^*) \cdot dx \cdot dt \quad (7)$$

4.2.2 Bedload fluxes

The precise determination of the amount of sediment mobilized as bedload has proven to be difficult and several studies have provided parameterizations of bedload fluxes (e.g. Garcia, [2008]). In this study, bedload fluxes (q_b) were estimated using a simplified formula for bedload transport, proposed by van Rijn [1984a, 1993] and recalibrated on natural sand-bed river bedload transport data sets [van Rijn, 2007]:

$$q_b = \varepsilon \cdot \rho_s \cdot \bar{u} \cdot H \cdot \left(\frac{D_{50}}{H} \right)^{1.2} \cdot (M_e)^\eta \quad (8a)$$

$$M_e = \frac{\bar{u} - \bar{u}_{cr}}{\sqrt{R \cdot g \cdot D_{50}}} \quad (8b)$$

with \bar{u} the depth average water velocity, \bar{u}_{cr} the depth averaged critical velocity deduced from the critical shear stress for initiation of motion using the Shields diagram and eq. (1), H the water column height, $R = (\rho_s - \rho) / \rho$ the submerged specific gravity of the sediment and the coefficients $\varepsilon = 0.015$ and $\eta = 1.5$.

Instantaneous bedload fluxes calculated using this formulation range from 0.002 kg/m/s for the 08/07/2010 profile to 0.680 kg/m/s for the most energetic conditions of 17/08/2007. Comparison with the integrated suspended load fluxes shows that $q_b / q_s < 0.016$ for all vertical profiles of this study. The ratio q_b / q_s increases with u^* , for a constant depth, but the instantaneous bedload flux as formulated above represents less than 2% of the suspended load for $u^* < 0.15$ m/s ($\bar{u} = 4.3$ m/s for $H = 10$ m) which represents a probable upper limit of the flow of the Ganga at Harding Bridge. The ratio q_b / q_s is dependant on the chosen transition height between bedload flux and suspended-load flux, which is not universally agreed on, as discussed earlier. Nevertheless, choosing a reference height of $0.01 \cdot H$ instead of the $0.001 \cdot H$ for the suspended load integration and keeping q_b constant, only slightly increases q_b / q_s from 0.0155 to 0.0165 for the 17/08/2007 vertical profile.

This bedload to suspended load ratio is lower than that found in some other sandbed rivers where it may reach well over 30 % [e.g. Abdel Fattah, 2004; Turowski et al., 2009]. We emphasize that bedload fluxes found here are in the same order of magnitude as in other studies [e.g. Gaweesh and Van Rijn, 1994; Abdel Fattah, 2004] and the low q_b / q_s are thus essentially caused for the Ganga by high suspended sediment concentrations and integrated

volumes over large water depth. This observation agrees with a general decreasing trend in q_b / q_s with increasing suspended load concentrations found in the data set compiled by *Turowski et al.* [2009]. However our ratio cannot easily be extrapolated to the entire Ganga reach as the Harding Bridge section is a single-thread, relatively narrow channel compared to up and downstream sections. Flow acceleration may increase the bed shear velocity transferring a significant amount of sediments from bedload to suspended load transport.

4.3. Integration of sediment flux and grain size

4.3.1. Lateral extrapolation of sediment fluxes and grain-size

Using the ADCP channel transects we derived the local u^* across the channel and computed the sediment flux and grain size according to eq. (7) (Figure 11). Bedload fluxes are estimated using eq. (8).

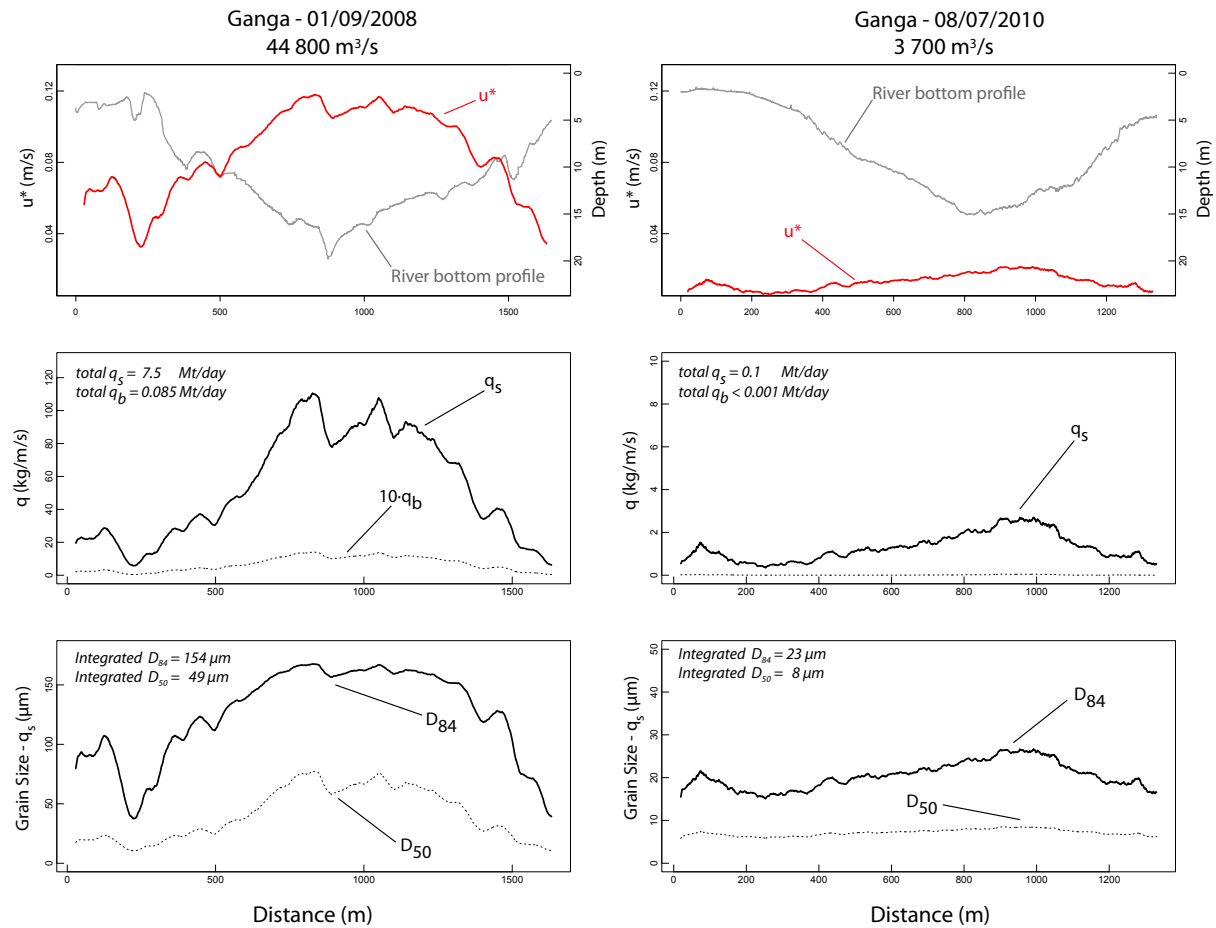


Figure IV.11 : Spatial integration of the suspended sediment flux (q_s), bedload flux (q_b) and D_{50} , D_{84} grain size of two transects of the Ganga at Harding Bridge (01/09/2008 and 08/07/2010). The depth average velocity is computed from the ADCP velocity yielding the local u^* value. Local q_s , q_b and D_{50} , D_{84} are deduced from the empirically calibrated relations (see text) and integrated over the whole river section to estimate the total instantaneous flux and grain size of the river.

The sediment flux integrated over the whole river section was computed for the samplings of 2004, 2007, 2008 and 2010 when full channel ADCP transects were performed.

Total suspended fluxes reach over 7 Mt/day of coarse sediments during high flow but drop to less than 0.2 Mt/day of fine grained sediments when the water level drops by ca. 4 m. Integrated bedload fluxes represent less than 100 t/day for the 2010 section and reach 150 000 t/day during high flow as calculated for the 01/09/2008 section (Table IV.3). Uncertainty in the modeled fluxes and grain size distributions was propagated from the uncertainty in the fitted power law between u^* and q_s^i using a Monte Carlo approach.

Sampling date	Mesured Q m ³ /s	Water level m	q_s Mt/d	$D_{50} q_s$ μm	$D_{84} q_s$ μm	q_b Mt/d
13/08/10	3700	9.5	0.14 (\pm 0.02)	7.6 (\pm 1.4)	22.5 (\pm 2.9)	< 0.001
01/09/08	44800	13.8	7.51 (\pm 0.41)	49.8 (\pm 6.7)	153.6 (\pm 9.4)	0.085
10/09/08	32000	13.2	4.46 (\pm 0.18)	29.6 (\pm 2.7)	126.9 (\pm 7.1)	0.051
22/09/08	18000	11.4	0.99 (\pm 0.05)	12.2 (\pm 1.0)	49.4 (\pm 3.5)	0.007
17/08/07	41500	13.6	6.20 (\pm 0.32)	45.8 (\pm 5.8)	150.2 (\pm 9.6)	0.071
13/08/04	30400	12.2	2.53 (\pm 0.09)	16.1 (\pm 1.0)	76.7 (\pm 4.7)	0.024

Table IV.3: ADCP measured discharges and gauged water level of the Ganga at Harding Bridge. q_s and q_b are the daily fluxes of suspended and bedload sediments computed from spatial extrapolation of sampled vertical profiles. Modeled average D_{50} and D_{84} grain size parameters of the suspended load of the Ganga is also reported.

4.3.2. Annual integration of the sediment flux and grain size

Variations in water level and discharge through the annual hydrological cycle of the Ganga govern sediment transport and have to be accounted for to compute average sediment flux and grain size over several years. In this model we use the measured hydrograph of the Ganga at Harding Bridge to predict first order variations in shear velocity in the river section and derive sediment fluxes and grain sizes.

For a steady, turbulent, uniform, and open channel flow, the basal shear stress (τ_0) is a function of water height (H) and the water energy slope (S - generally approximated by the water surface slope) following $\tau_0 = \rho g H S$. In many simplified settings, it is assumed that S is constant and equal to the regional slope. However, partial embankment and constriction upstream of the sampling site may affect the water surface slope of the Ganga at Harding Bridge.

We estimate the local apparent energy slope, S , from the ADCP measurements using the local water depth H and the calculated u^* of a vertical water column. An average energy slope of the channel was then calculated by averaging the local values of S over the central part of the channel (the lateral 100 to 200 m parts of the channel were not used). The average energy slope for the Ganga ranged from $2.4 \cdot 10^{-6}$ ($\pm 1.5 \cdot 10^{-6}$) the 08/07/2010 to $73 \cdot 10^{-6}$ ($\pm 17 \cdot 10^{-6}$) between the lowest and highest discharge sections measured (Figure 12). S is positively correlated ($R^2 = 0.99$) to the water level measured at the Harding Bridge gauging station and can be predicted at first order using a power law relation: $S = 2.19 \cdot 10^{-15} \cdot H^{9.24}$. The above relation is qualitatively consistent with direct measurements showing that the local slope is dependent on water discharge from $4 \cdot 10^{-5}$ during flood season to almost zero during lean season [RSP, 1996] and with the average distal Ganga plain surface slope of $4 \cdot 10^{-5}$ [Singh et al., 2007].

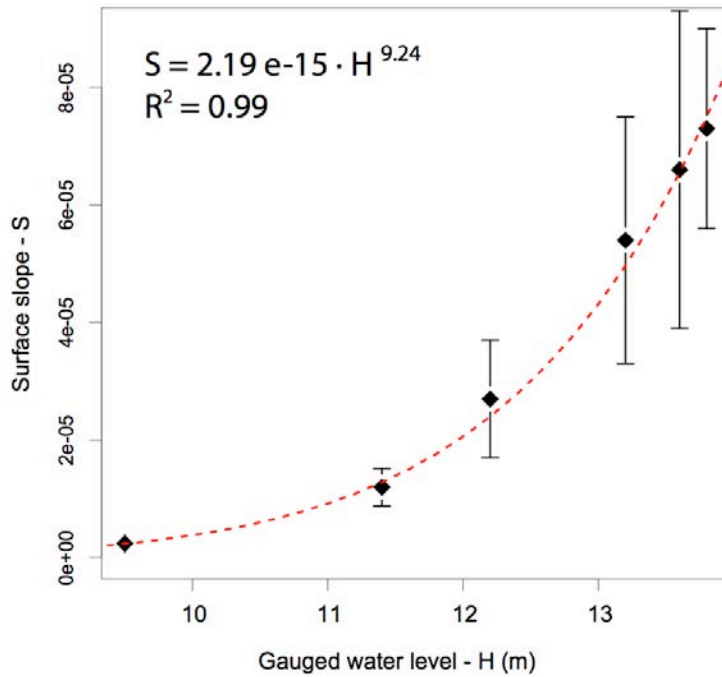


Figure IV.12 : Evolution of the local surface slope of the Ganga at Harding Bridge as a function of the gauged water high. The local slope is derived from the interpretation of ADCP measurements.

Using the available river section bottom profiles it is then possible, using the empirical relation for the water surface slope to predict variations in u^* with changing water level. These values of u^* can then be used to extrapolate fluxes and grain size spatially for each water level of the hydrological cycle. Water level measured at Harding Bridge from 1980 to 2005 (station #90, FFWC and WARPO) was used to produce an average hydrograph of the Ganga (supplementary data, Table S4).

The model was run using the four available river section profiles of 2008 and 2010 as reference profiles and averaged (Figure 13). High sediment transport rates of up to 5-6 Mt/day occur during peak flow whereas fluxes are almost negligible during non-monsoon. High transport rates are concomitant with coarse grain transport and D_{50} , D_{84} reaching 35 μm and 140 μm respectively. The 24 year averaged modeled suspended sediment flux of the Ganga is 390 (± 30) Mt/yr, which is in reasonable agreement with previous studies (Table 4). The modeled average D_{50} and D_{84} are respectively of 27 (± 4) and 123 (± 9) μm . Bedload fluxes, as formulated in the model, appear limited with 4 Mt/yr which is ca. 1 % of the total sediment flux. As for the lateral integration, model uncertainties were estimated from Monte Carlo realizations.

IV. Dynamique du transport sédimentaire et érosion physique dans le bassin du Gange

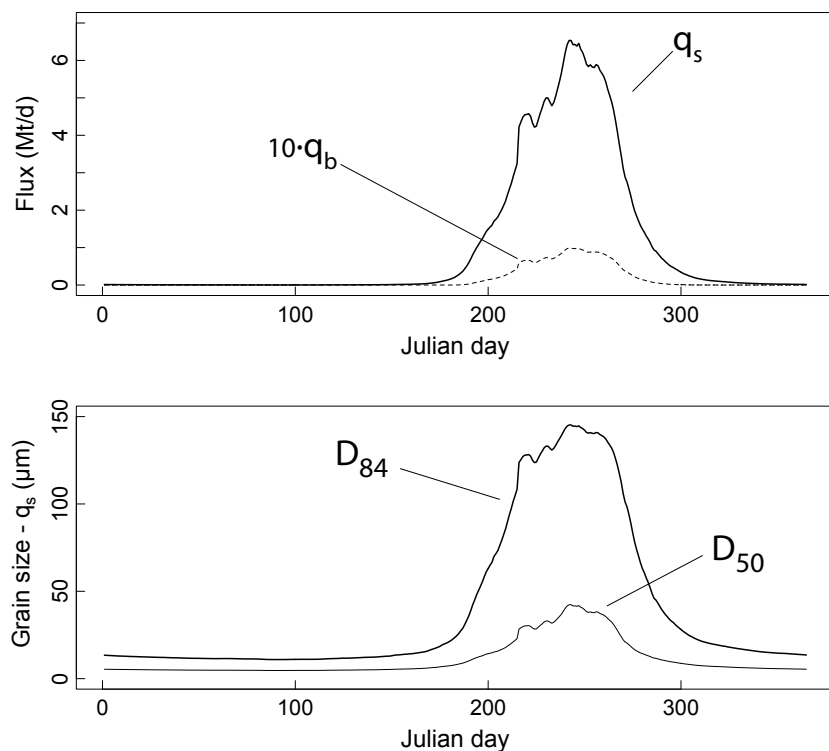


Figure IV.13 : Modeled daily suspended sediment flux (q_s), bedload flux (q_b) and D_{50} , D_{84} of transported sediments using a 24 year average hydrogram of the Ganga at Harding Bridge. The different curves were obtained from different river profiles (see text for details).

Study	mean flux Mt/yr	max flux Mt/yr	min flux Mt/yr	Period
Coleman, 1969	480	740	260	1958-1962
Holeman, 1968	1600			
BWDB, 1972	448	482	430	1967-1969
MPO, Technical report, 1987	210			
FEC, 1989	340			
CBJET, 1991	200			1965-1988
Hossein, 1992	480			1962-1992
RSP, final report	548			1966-1970
This study	390	420	360	2004-2010

Table IV.4: Compilation of yearly sediment fluxes of the Ganga at Harding Bridge with integration period of study when available. BWDB : Bangladesh Water Development Board; MPO : Master Plan Organization; FEC : French Engineering Consortium; CBJET : China Bangladesh Joint Expert Team; RSP: River Survey Project.

4.4. Grain size – chemical inversion

The integrated chemical composition of the Ganga is estimated from the modeled D_{84} and the grain size – chemical compositions relations including bedload contribution (normalized to the Upper Continental Crust composition of *Taylor and McLennan* [1985, 1995] in Figure 14). For elements that do not show clear relationship with grain size (marked with a * in Figure 14), the chemical composition reported here is derived from the simple average of all available samples. Detailed results for all elements are reported in Table 5.

The integrated composition of Ganga sediments modeled in this work: $\text{SiO}_2 = 66.91$ wt% (± 1.03), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.33$ wt% (± 0.41), $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4.75$ wt% (± 0.20) is characterized by relatively high Si concentrations. Using this integrated composition, we estimate that the Ganga delivers annually $4.4 \cdot 10^{12}$, $9.6 \cdot 10^{11}$ and $2.4 \cdot 10^{11}$ mol of particulate Si, Al and Fe further downstream. Compared to the composition of surface suspended sediments, the integrated Ganga sediments are enriched in Si by 20 % and depleted in Al, Fe by 27 % and 30 % respectively. Carbonates represent only 2 to 4 %wt in our samples and cannot explain the depletion observed for Al and Fe. For other elements the composition of the integrated Ganga and surface sediments is also significantly different by up to 120 % for Cd. This highlights that sorting effects have to be taken into account to derive reliable river sediment compositions and that a strong bias is introduced by analyzing surface samples only

IV. Dynamique du transport sédimentaire et érosion physique dans le bassin du Gange

Element	Ganga	Ganga	Ganga	Ganga
	Total sedime	Bed load	Surface sedi	/UCC
	wt%	wt%	wt%	
SiO2	65.29	76.77	55.39	0.99
Al2O3	12.35	8.70	17.01	0.81
Fe2O3	4.77	3.38	6.82	1.06
MnO	0.07	0.08	0.09	1.01
MgO	1.93	1.17	2.67	0.87
CaO *	3.37	3.06	3.28	0.80
Na2O	1.20	1.40	0.91	0.31
K2O	2.64	1.90	3.40	0.78
TiO2	0.64	0.59	0.77	1.28
P2O5 *	0.14	0.14	0.14	0.69
LOI	5.83	2.61	8.96	
	mol:mol	mol:mol	mol:mol	mol:mol
Al/Si	0.232	0.136	0.375	0.842
Fe/Si	0.056	0.034	0.095	1.082
	ppm	ppm	ppm	ppm
As	7.3	3.0	12.0	4.9
Ba	427.5	296.4	561.5	0.8
Be	2.7	2.4	3.4	0.9
Bi	0.8	0.4	1.2	6.4
Cd *	0.4	0.4	0.2	4.4
Ce	85.2	155.8	85.0	1.3
Co	11.3	6.1	17.1	1.1
Cr	71.6	44.3	98.5	2.0
Cs	8.1	4.2	12.3	2.2
Cu	20.3	3.7	40.2	0.8
Dy	5.3	8.7	5.6	1.5
Er	2.9	4.8	3.1	1.3
Eu	1.2	1.5	1.4	1.4
Ga	17.0	11.3	24.1	1.0
Gd	5.9	10.0	6.2	1.6
Ge	1.8	1.8	2.1	1.1
Hf	7.0	15.6	4.8	1.2
Ho	1.0	1.7	1.1	1.3
In *	0.2	0.1	0.2	3.1
La	42.0	77.3	41.9	1.4
Lu	0.5	0.8	0.5	1.4
Mo *	0.4	0.0	0.5	0.3
Nb	12.1	11.7	14.4	0.5
Nd	35.7	63.7	36.0	1.4
Ni	37.8	15.6	48.7	1.9
Pb	22.8	17.6	29.5	1.1
Pr	9.6	17.4	9.7	1.4
Rb	138.7	87.6	191.6	1.2
Sb *	1.2	0.8	1.5	5.9
Sm	7.0	12.2	7.1	1.6
Sn	6.5	10.4	6.9	2.6
Sr *	97.3	94.8	92.5	0.3
Ta	1.4	1.7	1.6	0.6
Tb	0.9	1.5	1.0	1.4
Th	18.4	34.7	19.6	1.7
Tm	0.4	0.7	0.5	1.3
U	3.8	6.3	4.1	1.4
V	70.9	44.3	108.6	1.2
W *	3.4	3.5	3.9	1.7
Y	29.9	48.7	31.5	1.4
Yb	3.0	5.0	3.1	1.3
Zn	66.9	34.5	105.4	0.9
Zr	257.0	608.6	173.8	1.4

Table IV.5: Ganga sediment chemical composition. Integrated sediment composition was obtained using the modeled suspended load chemical composition and bedload chemical composition. Bedload: average of all bedload samples chemical composition. Ganga surface sediments: chemical composition all surface samples of Ganga. Integrated sediment/UCC : Ganga modeled total sediments chemical composition normalized to the upper continental crust of *Taylor and McLennan* [1985,1995]. Details and uncertainty are reported in the supplementary data file, Table S5. Elements for which no relation with grain size was found and that could not be modeled are marked by *, the estimate of average composition is derived from the average of all available data.

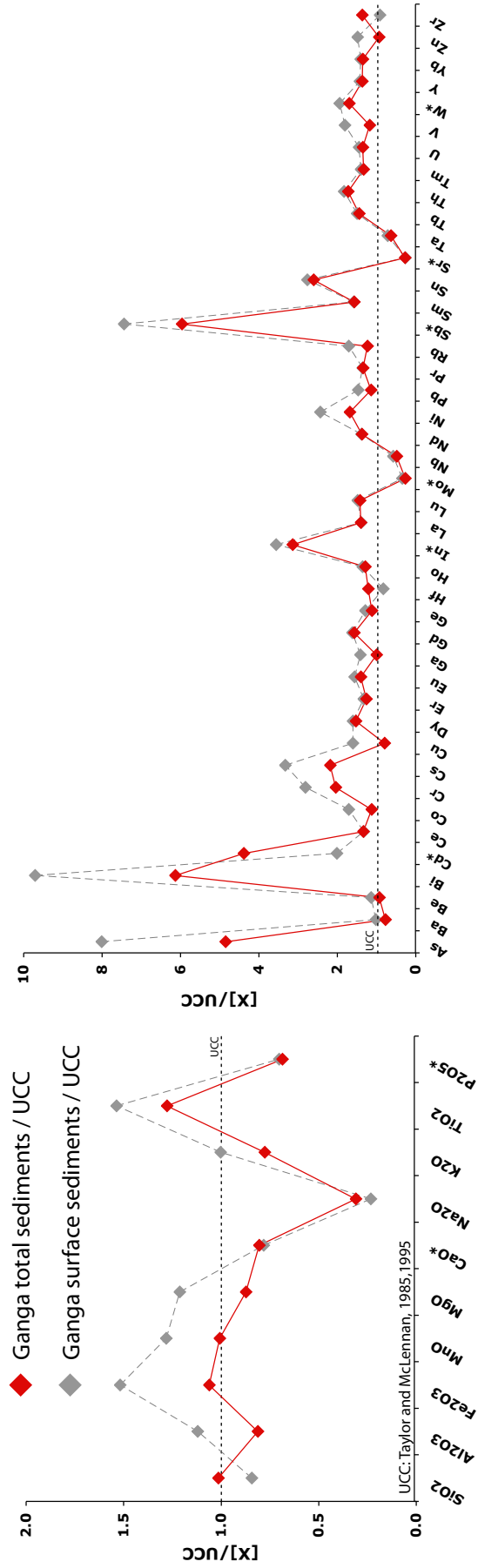


Figure IV.14 : Average chemical composition of Ganga sediments modeled in this study normalized to the Upper Continental Crust (UCC) as defined by Taylor and McLennan [1985, 1995]. The chemical composition was derived from the average D_{84} of the Ganga sediments using the chemical composition - D_{84} relationships observed. For elements that do not exhibit clear relationships with grain size, the chemical composition reported here is the average of all available sediments, those elements are marked with a star. Ganga surface sediments normalized to UCC are plotted in grey diamonds with dashed line for comparison with integrated Ganga sediments.

5. Implication for Himalayan geochemical budget of erosion

The flux of sediment calculated at Harding Bridge represents the major part of the modern Himalayan erosion flux but the Gangetic plain is the geomorphic evidence that part of the sedimentary flux is stored upstream of Bangladesh. Because sediments deposited in the floodplain are enriched in quartz relative to suspended sediments, geochemical mass balance allows this flux, hence the total flux of erosion in the Himalaya, to be constrained. This approach was followed by *Galy and France-Lanord* [2001] using suspended sediment compositions essentially derived from sediments sampled at the surface, hence much more aluminous than modeled in this study. Here, we revisit this budget with a Ganga sediment composition that is better constrained.

5.1 Floodplain sequestration

Figure 15 shows the chemical composition of the sediment flux at Harding Bridge compared with that of surface suspended load, UCC, the estimated Himalayan crust [*Galy and France-Lanord*, 2001], suspended and bed sediments of the Ganga, and Siwaliks for immobile elemental ratios Al/Si and Fe/Si. The integrated sediment composition of the Ganga is only slightly differentiated compared to the average composition of the Himalayan crust. The Himalayan crust composition of *Galy and France-Lanord*, [2001], is also very close to the average composition of suspended sediments sampled at the Himalayan outflow of Ganga, Karnali, and Narayani Rivers (supplementary data file, Table S6). These dept samplings have been realized during peak flow at the center of the channel and very high turbulence prevents major differentiation in the water column, therefore the weighted average composition, unlike the Ganga in Bangladesh, likely approximates the average composition of the material exported from the Himalaya.

The composition of the sediments stored in the floodplain is approximated by (1) the average composition of Siwaliks sediments from two sections from Nepal (supplementary data file, Table S7) and, (2) the average composition of bed sediments, either dredged at the bottom of river channels during the monsoon or sampled in the river bed during dry season all over the Ganga floodplain (supplementary data file, Table S8). Floodplain bedloads and Siwaliks sediments have comparable Al/Si and Fe/Si ratios even though absolute Si, Al and Fe concentrations of the later are lower due to high carbonate content in Siwaliks rocks. Floodplain sediments may also store significant amounts of fine-grained material with higher Al/Si ratios (Tripathi et al., 2007), which might lead to slight underestimation of the sequestered flux.

Using the average chemical compositions of the different end-members of the Ganga system, we attempt to estimate the flux of sediments stored in the floodplain. This approach relies on the hypothesis that, at steady state, for any element the flux produced by Himalayan erosion must balance the sum of the corresponding elementary fluxes: sediments and solutes exported out of the basin plus sediments stored in the flood plain [*Gaillardet*, 1997; *Galy and France-Lanord*, 2001]. We derive the relative fluxes by solving a chemical mass balance for element X (Si, Al, and Fe) using compositions of the Himalayan bedrock (Him), the dissolved fluxes (Diss), the integrated transported sediments (ITS), and the flood plain sediments (FloodP).

$$\Phi_{\text{Him}} \cdot [X]_{\text{Him}} = \Phi_{\text{ITS}} \cdot [X]_{\text{ITS}} + \Phi_{\text{Diss}} \cdot [X]_{\text{Diss}} + \Phi_{\text{FloodP}} \cdot [X]_{\text{FloodP}} \quad (9)$$

We calculate Φ_{FloodP} using eq. (9) for Si, Al and Fe. Dissolved Si fluxes are taken from *Galy and France-Lanord* [1999] while dissolved Al and Fe fluxes are neglected in eq. (9). The computed sequestration flux is $43 (\pm 97)$ Mt/yr, corresponding to a mean sequestration flux of ca. 10 % of the total Himalayan eroded flux. This flux is quite limited, as expected given the chemical propinquity of the Ganga integrated sediments at Harding Bridge and Himalayan source compositions.

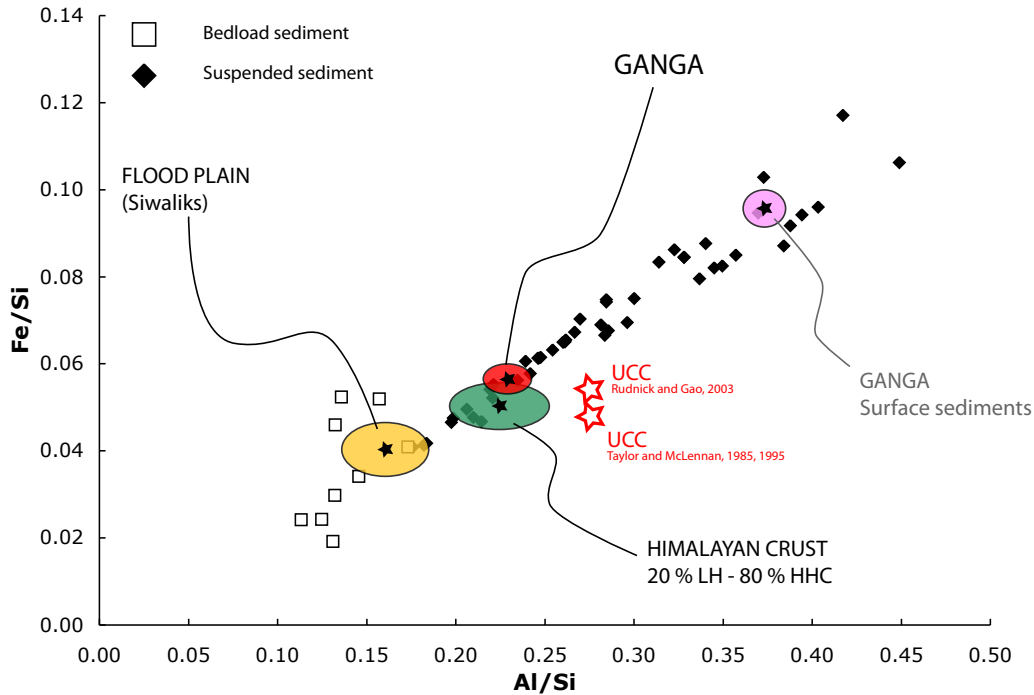


Figure IV.15 : Al/Si versus Fe/Si for the Ganga sediments as modeled in this work, Siwaliks as modern flood plain sediments analogues, Himalayan crust from *Galy and France-Lanord* [2001] and Ganga surface sediments for comparison (molar ratios). Individual sampled suspended sediments and dredged bedload samples are plotted as black diamonds and open squares respectively. Also plotted is the Upper Continental Crust (UCC) as defined by *Taylor and McLennan* [1985, 1995] and *Rudnick and Gao* [2003].

Over the floodplain area (ca. 350 000 km²), the calculated sequestration flux implies sedimentation rates of $0.08 (\pm 0.19)$ mm/yr (for an average upper soil density in Bangladesh of 1500 kg/m³ [*FAO*, 1971]). The large uncertainty does not exclude net erosion in the modern flood plain even if this is unlikely at the scale of the entire Ganga floodplain [*Sinha et al.*, 2005]. Inferred sequestration fluxes are of the same order as local measured Holocene subsidence rates that span from 0.05 up to 1.5 mm/yr [*Joshi and Bhartiya* [1991]; *Sinha et al.*, [1996]; *Chandra et al.* [2007]]. From sediment volume reconstructions, *Métivier et al.* [1999] show that an amount equivalent to about 6 % of the flux delivered to the Bay of Bengal is stored in the Ganga basin over the last 2 Ma.

5.2 Erosion rate of the Himalayan sub-basin

Assessing the actual Himalayan erosion rate requires summing the different fluxes involved. The net chemical erosion flux occurring as dissolved load, in the Ganga basin is limited to ca. 48 Mt/yr [*Galy and France-Lanord*, 1999]. Furthermore, non-Himalayan

tributaries draining the Southern part of the Ganga basin were not accounted for. According to Sr, Nd and Os isotopic signatures, the sediment flux associated to these rivers does not exceed 5% of the whole Ganga sediment flux [Singh *et al.*, 2008; Paul, 2008]. But, part of the total Ganga flux is diverted into the Hooghly before Harding Bridge. According to Mukhopadhyay *et al.*, [2006], the water discharge of the Hooghly represents less than 10% of the discharge at Harding Bridge. We therefore speculate that the sediment flux delivered by the non-Himalayan tributaries counterbalances the flux of sediments diverted into the Hooghly and that these fluxes do not alter significantly our estimate of Himalayan erosion.

Summing the physical and dissolved fluxes results in a total mass flux exported by the Himalaya of 485 (± 112) Mt/yr. Rescaled to the Himalayan area of the Ganga basin (ca. 210 000 km²) this translates into an average erosion rate of the bedrock of 0.9 (± 0.3) mm/yr (assuming a density of 2700 kg/m³). These estimates are on the lower end of typical contemporaneous Himalayan erosion rates (1-3 mm/yr) derived from different methods and studies [e.g. Brunsden *et al.*, 1981; Delcaillau, 1992; Sinha and Friend, 1994; Lavé and Avouac, 2001; Burbank *et al.*, 2003; Vance *et al.*, 2003; Garzanti *et al.*, 2007; Gabet *et al.*, 2008] but, unlike other studies, it represents an integration of Himalayan erosion over a broad segment of the Himalayan range.

6. Conclusion

Large rivers are often studied for their ability to deliver an integrated signal of the surface processes operating in their basin. Nevertheless, the interpretation and use of the sediment signal is often hampered by the spatial and temporal variability observed within rivers. Better constraining the chemical composition of the exported sediments is a step towards a better understanding of the redistribution of elements across the earth's surface by allowing us to make continental scale chemical budgets. This work stresses the need to carefully address the chemical composition of sediments in large rivers to resolve basin scale processes. For this purpose, samplings limited to surface sediments are not representative of the integrated flux and should be used with caution, as they are likely systematically biased.

In the Ganga River, the sediment concentration profiles are well explained by a Rouse type equation, which allows us to estimate the instantaneous sediment flux and average grain size of a river water column. These parameters are correlated to the local hydraulic energy of the flow expressed as the bottom shear velocity. This empirical relation is used to further extrapolate sediment fluxes and grain size laterally across the river channel and finally, using the recorded hydrograph, over the whole hydrological year. Ganga sediments chemical compositions are strongly correlated to the grain size parameter D_{84} that was determined from the integrated fluxes. Using the model output the estimated flux of Si, Al and Fe to the oceans is respectively $4.4 \cdot 10^{12}$, $9.6 \cdot 10^{11}$ and $2.4 \cdot 10^{11}$ mol/yr for the Ganga. The total modeled solid flux of ca. 400 Mt/yr is in agreement with previous studies. While the sediment flux calculated using this approach appears to be realistic, the calculated chemical composition is much more silica rich than previously reported for suspended sediment of the Ganga. This is due to the fact that high concentrations of coarse, siliceous material are carried in the deeper layers, which is generally not documented in large rivers.

The comparison of the Ganga sediment chemistry with Himalayan crust and flood plain chemical composition end members shows that approximately 10% of the initial sediments produced by Himalayan erosion are currently deposited in the plain. The Ganga basin is thus largely bypassed by the Himalayan sediments and the limited difference between the

chemical composition of Ganga sediments and the Himalayan crust is evidence that the floodplain does not have a major influence on the exported sediments in terms of immobile elements even though this may have been varying during the Quaternary as a response to strong climate shifts.

Appendix A1

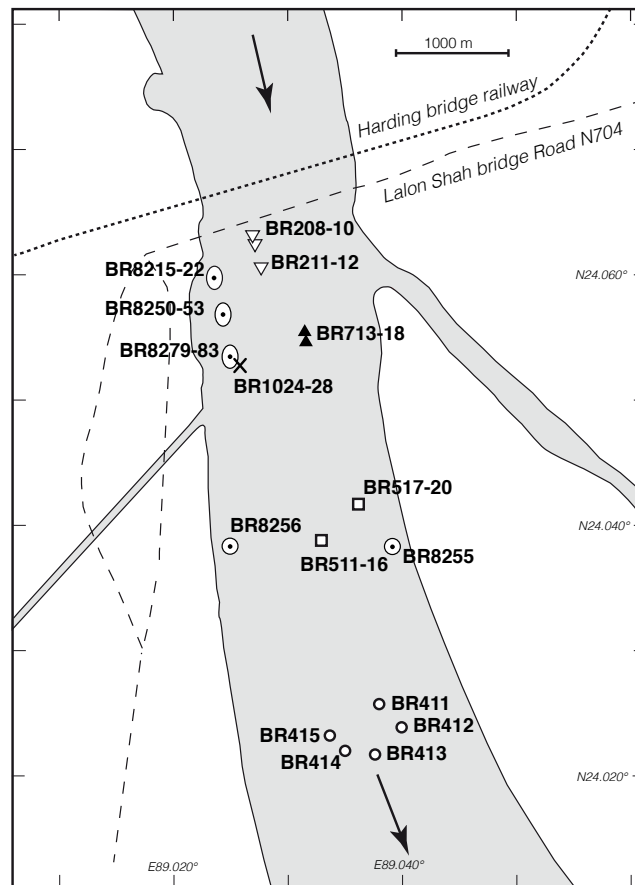


Figure IV.A1 : Detailed map of sample location, downstream of Harding Bridge on the Ganga.

Appendix A2

Average D_{84} of Ganga sediments was computed from the spatially and temporally extrapolated sediment flux in every grain size class. This extrapolation was based on the relation between total sediment flux in grain size q_s^i and local shear velocity u^* . Figure IV.A1 shows the fitted power law parameters for each grain size class. The grain size classes 255-305 μm , 305-365 μm and 365-435 μm were stacked in a single 255-435 μm size class for more robust calculations in the large grain size classes. This does not affect D_{84} calculations as $D_{84} < 255 \mu\text{m}$.

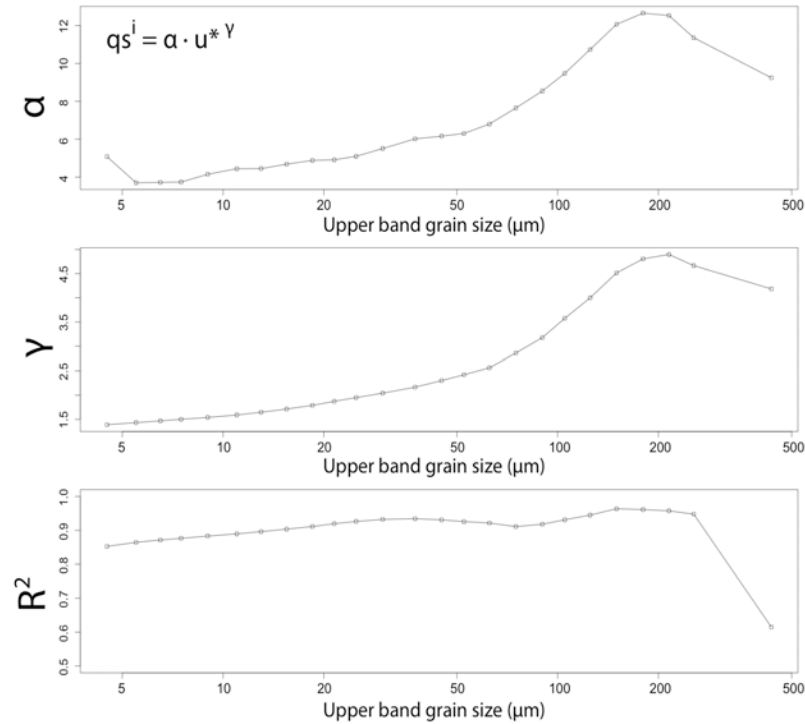


Figure IV.A2 : Regression parameters α and γ obtained from fitting instantaneous sediment fluxes in every grain size class (q_{si}) as a function of u^* and associated R^2 regression statistic. α and γ were used to predict q_{si} from u^* for both spatial and temporal extrapolation of sediment flux and grain size.

Appendix A3

ADCP measurements detected the occurrence of moving bed for average water column velocities of 1.1 m/s (Figure 3) and a threshold in the shear velocity of $u^* > 0.03 - 0.04$ m/s (or $\tau_0 = 0.9 - 1.3$ N/m², Figure A3). This is significantly higher than the threshold for bed sediment motion that marks the onset of saltation bedload transport. For sediments of 220 μm diameter (average D_{50} of Ganga bedload) critical shear stress for initiation of motion using a Shields diagram is $\tau_c = 0.16$ N/m² ($u_{c*} = 0.013$ m/s) [Vanoni, 1964; Brownlie, 1981] meaning that bed sediments are already mobilized when moving bed is detected. The onset of a sheet flow bedload transport regime is proposed to occur for dimensionless shear stress, $\theta = \tau_0/[g \cdot (\rho_s - \rho) \cdot D_{50}]$, exceeding 0.6 to 1 (where τ_0 is the bed shear stress, g is the acceleration of gravity, ρ_s = grain density, ρ = fluid density and D_{50} the median grain size) [Nnadi and Wilson, 1995; Sumer et al., 1996; Abrahams, 2003]. ADCP moving bed is detected before the occurrence of sheet flow, as $u^* = 0.03 - 0.04$ m/s implies $\theta = 0.24 - 0.44$, and suggests that for sand bed rivers the ADCP measurements are sensitive to bedload motion occurring as saltation.

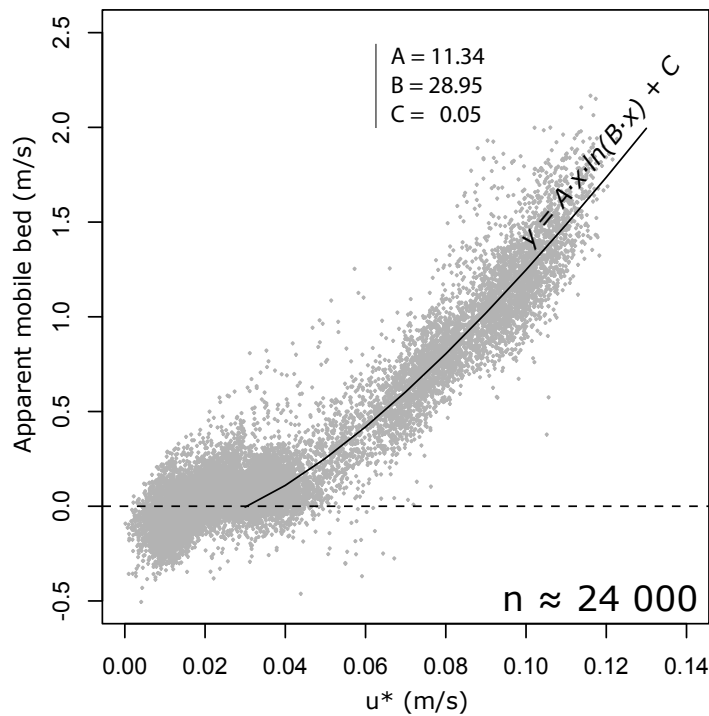


Figure IV.A3 : Apparent moving bed velocity (computed by the difference between GPS and BT reference water velocity measurements) as a function of shear velocity (u^*). Moving bed conditions are encountered for $u^* > 0.03 - 0.04$ m/s.

The literature reports a wealth of bedload flux formulas (see Garcia [2008] for a list). A large number of bedload fluxes can be expressed as dimensionless bedload transport rate (q^*) that can be related to a volumetric bedload flux (q_b^v) through:

$$q^* = \frac{q_b^v}{D\sqrt{gRD}} \quad (\text{A3-1})$$

To complete and compare the fluxes calculated by the *van Rijn* [1984a, 1993, 2007] equation (10), we used three other formulations of bedload transport. First, a reformulation [Wong and Parker, 2006] of the *Meyer-Peter and Muller* [1948] originally developed for coarse sand and gravel bed streams but widely used in sand bed streams (equation A3-2), second an empirical relation from *Wilson* [1966] derived for high bedload transport rates (equation A3-3) and third a relation from *Cheng* [2002] that does not rely on the critical shear stress notion (equation A3-4):

$$q^* = 3.97 \cdot (\tau^* - 0.0495)^{3/2} \quad (\text{A3-2})$$

$$q^* = 12 \cdot (\tau^* - \tau_{cr}^*)^{3/2} \quad (\text{A3-3})$$

$$q^* = 13 \cdot \tau^{*3/2} \cdot \exp\left(\frac{-0.05}{\tau^{*3/2}}\right) \quad (\text{A3-4})$$

where the dimensionless shear stress $\tau^* = \tau / \rho g R D$ with g the acceleration of gravity, $R = (\rho_s - \rho) / \rho$ the submerged specific gravity of the sediment, ρ_s and ρ the sediment and water

density, D the grain-size of the considered material (here the average D_{50} of all available bedloads) and τ_{cr}^* is determined from the Shields diagram. Instantaneous bedload fluxes for the available water column profiles were calculated and results can be found in Table A3. All bedload flux relation predict fluxes that are of the same order of magnitude as the relation of *van Rijn* [1984a, 1993, 2007], equation (10), used in this work. Equation A3-4 yields the highest bedload fluxes with up to 1.6 kg/m/s for profile 17/09/2007, which is ca. 2.5 times higher than the *van Rijn* relation. All relations agree on the fact that bedload flux represents less than 5% of the suspended load flux.

Spatial and temporal extrapolation of the bedload flux across the channel and during the hydrological cycle yields 3 Mt/yr for (A3-2), 10 Mt/yr for (A3-3) and 9 Mt/yr for (A3-4) which should be compared to the 4 Mt/yr flux derived from the *van Rijn* relation (10) and the modeled 390 Mt/yr of suspended-load flux.

Sampling date	τ^*	qb (a) kg/m/s	qb/qs (a) %	qb (b) kg/m/s	qb/qs (b) %	qb (c) kg/m/s	qb/qs (c) %
13/08/2010	0.079	0.001	0.08	0.003	0.33	0.001	0.12
01/09/08	1.374	0.218	0.59	0.663	1.80	0.730	1.98
10/09/08	1.413	0.227	0.84	0.692	2.55	0.763	2.80
22/09/08	0.353	0.024	0.30	0.075	0.92	0.077	0.96
17/09/07	2.307	0.484	1.11	1.471	3.38	1.616	3.71
23/07/05a	1.374	0.218	0.76	0.663	2.30	0.730	2.53
23/07/05b	0.315	0.020	0.19	0.061	0.61	0.062	0.62
13/08/04	1.082	0.150	0.75	0.457	2.29	0.503	2.52

Table IV.A3: Instantaneous bedload fluxes (q_b) and ratio of suspended- (q_s) to bedload flux in %. Calculation was made using (a) a reformulation [Wong and Parker, 2006] of the *Meyer-Peter and Muller* [1948], equation (A2-2), (b) *Wilson* [1966], equation (A2-3) and (c) *Cheng* [2002], equation (A2-4).

Appendix A4

The chemical budget (12) can be written for all three immobile elements Si, Al and Fe. Combining these equations for Si and Al on one hand and Si and Fe on the other hand to eliminate Φ_{Him} , yields (A4-1) and (A4-2) and two estimates of Φ_{FloodP} [Galy and France-Lanord, 2001]:

$$\phi_{FloodP} = \frac{\phi_{Diss} \cdot [SiO_2]_{Diss} + \phi_{IntSed} \cdot \left([SiO_2]_{IntSed} - [Al_2O_3]_{IntSed} \cdot \frac{[SiO_2]_{Him}}{[Al_2O_3]_{Him}} \right)}{[Al_2O_3]_{FloodP} \cdot \frac{[SiO_2]_{Him}}{[Al_2O_3]_{Him}} - [SiO_2]_{FloodP}} \quad (A4-1)$$

$$\phi_{FloodP} = \frac{\phi_{Diss} \cdot [SiO_2]_{Diss} + \phi_{IntSed} \cdot \left([SiO_2]_{IntSed} - [Fe_2O_3]_{IntSed} \cdot \frac{[SiO_2]_{Him}}{[Fe_2O_3]_{Him}} \right)}{[Fe_2O_3]_{FloodP} \cdot \frac{[SiO_2]_{Him}}{[Fe_2O_3]_{Him}} - [SiO_2]_{FloodP}} \quad (A4-2)$$

This calculation relies on SiO_2 , Al_2O_3 and Fe_2O_3 concentrations in the Ganga sediments, and in the floodplain. It only requires the $[\text{SiO}_2]/[\text{Al}_2\text{O}_3]$ and $[\text{SiO}_2]/[\text{Fe}_2\text{O}_3]$ ratios of the Himalayan crust which has the advantage of being independent of carbonate content of source rocks which are difficult to estimate for the whole Himalayan arc. The end member compositions used for the calculation are given in Table IV.A4.

Solving (A4-1) and (A4-2) for Φ_{FloodP} yields respectively: $3.9 (\pm 136)$ Mt and $123 (\pm 177)$ Mt of stored sediments with the Siwaliks and the Himalayan crust composition as end-members. This is in accord with a total sequestration of 43 Mt (± 97), which represents 10% of the total Himalayan erosion flux.

Reservoir	SiO2 wt%	Al2O3 wt%	Fe2O3 wt%
Ganga (Ssed)	65.29 (± 0.81)	12.35 (± 0.40)	4.77 (± 0.19)
Siwaliks (FloodP)	64.47 (± 3.31)	7.73 (± 0.98)	3.03 (± 0.39)
Ganga plain BL	74.12 (± 4.18)	9.33 (± 1.25)	3.32 (± 0.64)
	SiO2/Al2O3	SiO2/Fe2O3	
Himalayan crust (Him)	5.31 (± 0.66)	14.93 (± 0.11)	
Himalayan front rivers	5.4 (± 0.54)	15.46 (± 1.54)	

Table IV.A4: Chemical composition of the reservoirs used for solving the chemical mass balance of Himalayan erosion fluxes. The Ganga sediment composition are from this study. The composition of the Siwaliks as analogue for flood plain sediments is based on 72 samples from the Suraï and Karnali sections (Supplementary data file, Table S7). Ganga floodplain sediments are also given for comparison and reported in Supplementary data file, Table S8). The Himalayan source rock composition from *Galy and France-Lanord* [2001] and is comparable to Himalayan rivers sampled at the Himalayan front (Supplementary data file, Table S6).

Even if the absolute concentration of SiO_2 , Al_2O_3 and Fe_2O_3 in both floodplain end members, the Siwaliks and the Ganga plain bed-loads, is different due to variable carbonate content, the Al/Si and Fe/Si ratios are identical. The use of Ganga plain bedload sediments as floodplain end member yields similar results within uncertainty (45 ± 88 Mt) compared to the Siwaliks end member used above. Similarly the chemical composition of the Himalayan crust and Himalayan-front Rivers is very similar and has only a minor influence on the sequestration flux computed from A4-1 and A4-2 (68 ± 78 Mt). This stability gives us confidence in the values used as end-members.

Acknowledgments:

The authors are greatly indebted to Prof. Mustafizur Rahman of Dhaka University that provided great support and help during field campaigns in Bangladesh. We also thank Estelle Blaes, Marion Garçon and Britta Voss for their enthusiastic help with sampling and ADCP data acquisition. We would also like to thank Rolf Aalto, three other anonymous reviewers and the editor for their comments that helped to improve the quality and readability of the manuscript. This work was supported by INSU program "Relief de la Terre" and ANR Calimero. Valier Galy was supported by the U.S. National Science Foundation (Grant OCE-0851015).

IV.2 Taux d'érosion et flux sédimentaires dans le bassin du Gange - apports des isotopes cosmogéniques

Les isotopes cosmogéniques sont produits à la surface terrestre par l'interaction entre les particules secondaires du rayonnement cosmique et des éléments cibles de la croûte terrestre. L'étude présentée ci-dessous s'appuie sur l'isotope ^{10}Be qui est formé par spallation neutronique et capture muonique sur les atomes d'oxygène, ce qui rend la méthode le plus aisément applicable au quartz (SiO_2). La production de ^{10}Be décroît rapidement avec la profondeur du sol ou de la roche exposée. Sa concentration est donc fonction du temps pendant lequel un grain de quartz a séjourné dans les premiers mètres de la surface terrestre. Elle peut donc être reliée au temps d'exposition ou au taux d'érosion de la surface (un taux d'érosion fort se traduisant alors par une concentration ^{10}Be faible). La mesure de la concentration du ^{10}Be dans les sédiments de rivière permet de remonter au taux d'érosion moyen de tout un bassin versant utilisant ainsi le rôle intégrateur des rivières (ex. Granger et al., 1996). Cependant l'utilisation des isotopes cosmogéniques dans le but de quantifier les processus de surface est assez récente. La très faible abondance du ^{10}Be (10^{-13} à 10^{-14} fois moins abondant que l'isotope le plus abondant, le ^9Be) et les difficultés analytiques à le mesurer (interférences avec le B, beaucoup plus abondant, utilisation d'un spectromètre de masse couplé à un accélérateur,...) rendent la détermination des taux d'érosions élevés comme ceux rencontrés en Himalaya difficile. Pour plus d'informations sur l'utilisation des isotopes cosmogéniques pour la compréhension des processus de surface, il convient de se reporter à Dunai (2010).

Dans le manuscrit qui suit, le ^{10}Be a été mesuré dans les échantillons prélevés dans le bassin du Gange afin de documenter les taux d'érosions et les flux sédimentaires à l'échelle du bassin. Les taux d'érosion déterminés pour les principaux affluents trans-himalayen du Gange (Yamuna, Ganga, Karnali, Narayani et Kosi) sont très variables entre 2 années d'échantillonnage et vont de 0.7 à 3.3 mm/an. Ces taux contrastent nettement avec le taux d'érosion déterminé pour le craton Indien s'élevant à 0.007 mm/an. Au Bangladesh, dans la partie la plus distale du bassin du Gange, les taux d'érosions calculés pour l'ensemble de la chaîne himalayenne drainée par le Gange, sont remarquablement homogènes entre 1.3 et 1.4 mm/an. De plus, aucune évolution significative du signal ^{10}Be n'est observée lors du transfert des sédiments dans la plaine, validant ainsi l'utilisation des échantillons distaux pour remonter aux taux d'érosion à l'échelle du bassin. Cependant au sein de la plaine, plusieurs échantillons suggèrent une perturbation récente des flux sédimentaires avec une augmentation de la proportion relative de sédiments provenant du craton Indien. Le flux sédimentaire issu de l'érosion himalayenne dans le bassin du Gange et déduit des taux d'érosions ^{10}Be sont de l'ordre de 730 à 810 Mt/an. Cette estimation est 1.5 à 2 fois plus élevée que les estimations faites à partir des mesures des concentrations de sédiments en suspension. La raison de cette différence n'est pas encore éclaircie en raison des incertitudes élevées rattachées aux deux méthodes. Cependant le flux sédimentaire déduit du ^{10}Be est intégré sur plusieurs centaines d'années alors que la mesure de sédiments en suspension est une mesure qui ne s'étend qu'à quelques années dans le meilleur des cas. Ces différences, si elles sont avérées, pourraient alors refléter une diminution récente des taux d'érosions dans la chaîne himalayenne.

¹⁰Be-derived Himalayan erosion rates and sediment budgets in the Ganga basin (in preparation for submission)

Maarten LUPKER^{1*}, Pierre-Henri BLARD¹, Christian FRANCE-LANORD¹, Jérôme LAVÉ¹, Didier BOURLÈS², Julien CHARREAU¹, Laetitia LEANNI², Raphaël PIK¹, Nicolas PUCHOL¹

¹Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG-CNRS), 15 rue Notre Dame des Pauvres, 54501 Vandoeuvre les Nancy, France.

²Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), Europole Méditerranéen de l'Arbois, BP80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France.

*Corresponding author: mlupker@crpg.cnrs-nancy.fr

Abstract

We measured in situ cosmogenic ¹⁰Be concentration in detritic quartz sampled in the main rivers of the Ganga basin. These sediments were collected over several years in the main trans-Himalayan Rivers (Yamuna, Ganga, Karnali, Narayani and Kosi) from the Himalayan front downstream to the Ganga's mouth in Bangladesh. At this distal position, the Ganga sediments integrate all the erosion products of the central part of the Himalayan range. The measured ¹⁰Be erosion rates of the trans-Himalayan Rivers sampled at the Himalayan front vary by up to a factor 2 between different sampling years and range from 0.7 mm.yr⁻¹ to 3.3 mm.yr⁻¹. These contrast sharply with the erosion rates of the Indian craton eroding at ca. 0.007 mm.yr⁻¹. In Bangladesh, the erosion rates computed for the whole Himalayan range display a remarkable low variability and range between 1.3 and 1.4 mm.yr⁻¹. This work shows that for the Ganga basin, no systematic evolution of the average ¹⁰Be concentrations is observed during floodplain transfer. This result implies that distal samples can be used to determine integrated erosion rates representative of the whole Himalayan range. However within the floodplain, several samples point towards a recent perturbation of the sediment transport dynamics with a recent increase in the relative proportions from southern tributaries. Sediment fluxes deduced from the ¹⁰Be rates predicts a Himalayan sediment flux of ca. 730 to 810 Mt.yr⁻¹. This value is ca. 1.5 to 2 times higher than independent estimates based on suspended sediment gauging. The reason of this discrepancy remains unclear, as underlying uncertainties in both estimates are large. However they could be reconciled considering the different times scales of both methods and would then suggest a transient decrease in erosion rates over the last few kyrs.

1. Introduction

The interaction of large scale tectonics, crustal deformation, extreme topography and intense monsoonal climate found in the Himalayan range has fostered many studies probing and modeling the feedbacks between climate, erosion and tectonics (e.g. Avouac and Burov, 1996; France-Lanord and Derry, 1997; Beaumont et al., 2001; Burbank et al., 2003). However, a key parameter to understand the evolution of the orogen and its impact on earth surface processes is the knowledge of the mass removed from the system through physical erosion and sediment export. Indeed, erosion induces crustal scale isostatic rebound, that itself triggers uplift (Stephenson and Lambeck, 1985). It also promotes silicate weathering through the creation of new reactive surfaces (Stallard and Edmond, 1983) and enhances the organic carbon burial through sedimentary deposition (Galy et al., 2007). Physical erosion thus represents an efficient sink of atmospheric CO₂ at the geological timescale. It is thus a major player of global long-term climate.

Erosion rates of the Himalayan range have been widely derived from thermochronological studies (e.g. Blythe et al., 2003; Huntington et al., 2006; Thiede et al., 2009), river incision rates (e.g. Lavé and Avouac, 2001) and sediment budgets or gauging (Gabet et al., 2008; Lupker et al., submitted b). These methods resolve erosion rates on contrasted time scales, from 10⁰-10¹ for the sediment discharge studies to 10⁵-10⁶ yr for the thermochronological data. At intermediate time-scale of 10² to 10³ yr, cosmogenic nuclides in fluvial sediments allows studying basin-averaged erosion rates (Brown et al., 1995; Granger et al., 1996) and can be used to determine sediment fluxes in large river systems (Wittmann, et al., 2011). Their application to the Himalayan range are however limited, mainly owing to the analytical limitations of analyzing low ¹⁰Be concentrations and also to sample accessibility. Recent progresses have permitted to reduce the ¹⁰Be detection limit (Arnold et al., 2010), and pioneer studies have proved the capability of the ¹⁰Be method to derive erosion rates in the Himalayan range (e.g. Vance et al., 2003; Finnegan et al., 2008).

The use of ¹⁰Be in fluvial sediments however relies on a number of assumptions such as the absence of significant sediment storage in the catchments (von Blanckenburg, 2005) or short transit in the river system compared to the time spent in the erosion profile (Wittmann and von Blanckenburg, 2009). If these assumptions seem reasonable for small, rapidly eroding intramontane basins, their application to continental scale basin may not be straightforward. Extensive cosmogenic nuclides measurements have recently been performed on river sediments in the Amazon basin (Wittmann et al., 2009; 2011a; Wittmann-Oelze et al., 2011). These authors show that ¹⁰Be concentrations are mostly conserved during floodplain transfer and reflect to a first order modern sediment fluxes. In this work we are testing the use of cosmogenic ¹⁰Be to derive large-scale erosion rates in the Ganga basin. The ¹⁰Be results presented here document erosion rates in the central Himalaya as well as sediment fluxes transported by the Ganga drainage basin. It also provides a further insight into the behavior of the cosmogenic signal during floodplain transfer that should be fully investigated before tackling large-scale ¹⁰Be derived denudation rates or paleo-erosion rates (e.g. Charreau et al., 2011).

2. Geological and geomorphological settings

The collision between India and Eurasia, initiated ca. 50 Ma ago (Patriat et Achache, 1984), has shaped the Himalayan orogen into a broadly east-west structured range. This collision has formed one of the most prominent topographic features of the modern earth surface with average altitudes over 5000 m in the center of the range. The Himalayas are classically divided in four main E-W trending units bound by major tectonic discontinuities and faults that accommodated crustal deformation within the range (Gansser, 1964),. From north to south: the Tibetan Sedimentary Sequence (TSS), formed by a poorly metamorphosed, Proterozoic to Eocene marine sedimentary sequence; the High Himalaya Cristalines (HHC) composed of highly metamorphosed and folded, Neoproterozoic metasediments, with large leucogranitic intrusions; the Lesser Himalaya (LH), which is composed of low-grade meta-sediments ranging from quartzite, phyllite, black shist to limestone; and to the south, the Siwaliks consists of Tertiary siltstones, sandstones and conglomerates that filled the Gangetic plain and were exhumed by the thin skin tectonics. South of the Himalayan front, the Ganga sedimentary basin is developed owing to the flexure of the subducting Indian plate and this active depression is mainly filled with the products of Himalayan erosion (Lyon-Caen and Molnar, 1985) (Figure IV.16). The Ganga basin is bordered to the south by the Indian craton that stand in elevation above 200 m, with a large variety of Neoproterozoic to Paleoproterozoic marine deposits and sandstones as well as the Cretaceous Deccan Traps (Krishnan, 1982).

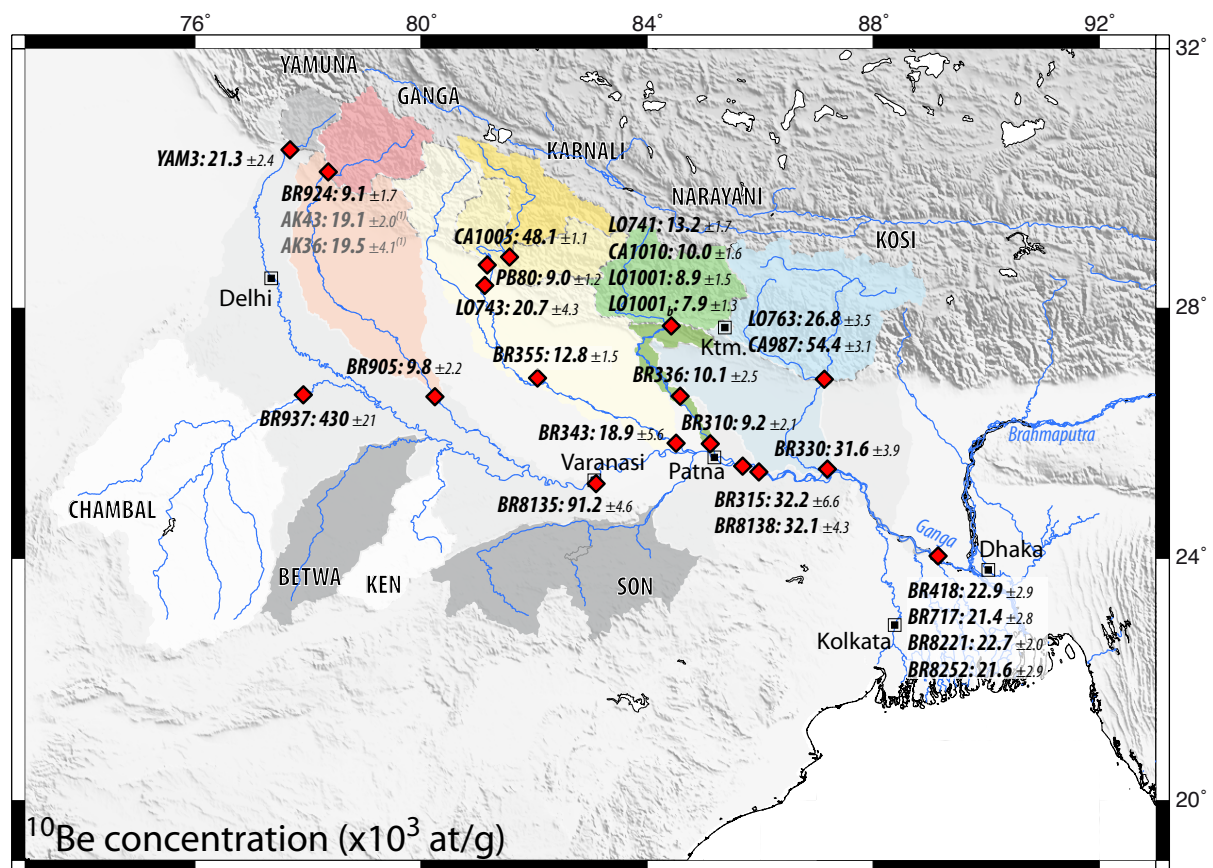


Figure IV.16: Map of the Himalayan system and ^{10}Be concentration of the analyzed river sediments. Contours indicate the major hydrological basins upstream of the sampling locations. (1)Concentration data from Vance et al. (2003) also indicated for comparison. b denotes analyses of the 250 - 400 μm grain size fraction. 1σ analytical uncertainty.

The Himalaya watershed divides in 3 major basins: from West to East the Indus, Ganga and Brahmaputra. The Ganga basin collects waters from both Himalayan Rivers and Indian cratonic Rivers. The major trans-Himalayan Rivers draining to the Ganga are from West to East: the Yamuna and upper Ganga Rivers in India, the Karnali, Narayani and Kosi Rivers in Nepal (Figure IV.16). These rivers transit through the floodplain for 200 to 600 km before merging with the main stream Ganga in the southeast of the Gangetic plain (Figure IV.16). The main southern tributary, the Chambal, drains the Indian craton and joins the Yamuna and then the Ganga in the western part of the basin. East of the Chambal, additional minor southern tributaries such as the Betwa, Ken and Son Rivers also contribute to the water and sediment load of the Ganga during its course to Bangladesh. The Ganga in Bangladesh merges with the Brahmaputra, forming the Lower Meghna that transfers the products of Himalayan erosion to the Bay of Bengal and the Indian Ocean. 90 to 95 % of the total $380 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ water discharge and the sediment flux of the Ganga is transported during the monsoon from June to September (GRDC, 1996; RSP, 1996).

3. Methods

3.1 Sampling

River sediments were sampled in order to document the main rivers of the Ganga fluvial system from the Himalayan front down to its mouth in Bangladesh (see Figure IV.16). The main trans-Himalayan Rivers were sampled close to the Himalayan front and further downstream before entering the Ganga mainstream. The Chambal River was also sampled (BR937) as a representative catchment of the southern cratonic contributions to the sediment load of the Ganga. The Ganga mainstream was sampled in the floodplain in Varanasi (BR905, after the confluence with the Yamuna and the Chambal), downstream of Patna which comprises all major Ganga tributaries, but the Kosi (BR315 and BR8138) and finally in Bangladesh. This most distal location, ca. 80 km upstream of the confluence with the Brahmaputra, integrates all Ganga tributaries and is thus representative of the total exported sedimentary flux of the Ganga basin.

These sediments comprise bedload and bank sediments. Bed load sediments were dredged mainly during monsoon in the center of the channel from local boats and are representative of the coarse material carried by the rivers. Alternatively, when dredging was not possible, or during dry season, coarse bank sediments were collected in the active parts of the channel, paying a special attention to select the most recent deposits. The same locations were sampled over several years (from 2004 to 2010) as an attempt to capture the temporal variability of the cosmogenic ^{10}Be signal. These sediments are mainly composed of quartz, feldspar and mica assemblages with a grain size mode of 200 to 300 μm . Detailed geochemical and sedimentological characteristics of the Ganga sediments can be found in Galy et al. (2008); Garzanti et al., 2010; Lupker et al., (submitted a) and Lupker et al., (submitted b).

3.2 AMS measurement

After drying, between 0.5 to 2 kg of sediments were sieved in several grain size classes. This study focused mainly on the 125 – 250 μm fraction, which yielded abundant sample material and is representative of average bedload material. One sample was

duplicated in the 250 – 400 μm fraction. Quartz was first pre-concentrated from these fractions by magnetic separation followed by repeated leaching in H_2SiF_6 and HCl to eliminate all other mineral phases. Meteoric Be was then removed from these quartz fractions by three sequential HF etchings in stoichiometric proportions so as to dissolve 10 wt% of the sample during each step (Brown et al., 1991). For 16 samples, an aliquot of ca. 0.5 g purified quartz was used to measure the total natural ^9Be content of the sample. This measurement was done by ICP-MS at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM-CRPG, Nancy, France). The purified quartz was then totally dissolved in HF after addition of $\sim 100 \mu\text{l}$ of an in-house $3 \cdot 10^{-3} \text{ g/g}$ ^9Be carrier (Merchel et al., 2008). Be was purified by ion exchange resins and alkaline precipitation and oxidized to BeO. BeO targets were measured at the ASTER AMS facility (Aix-en-Provence, France). ^{10}Be concentrations are normalized to SRM 4325 NIST reference material using a certified value of $(2.79 \pm 0.03) \cdot 10^{-11}$ for the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio. Repeated procedural blanks yielded average $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of $(3.6 \pm 3.8) \cdot 10^{-15}$ that were propagated through the calculations. ^{10}Be concentrations were calculated by taking into account the total amount of ^9Be present in the samples, i.e. the sum of the added carrier and the amounts of ^9Be measured in the purified quartz samples. All calculations were performed considering a ^{10}Be half-life of $(1.39 \pm 0.01) \cdot 10^6 \text{ yr}$ (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010).

3.3 Basin wide erosion rates

Provided that river sediments are well mixed, the ^{10}Be concentration measured in river sediments, N (at.g-1), can be directly related to the basin wide erosion rate, ε (cm.yr-1) (e.g. Brown et al., 1995; Granger et al., 1996 and review in von Blanckenburg, 2005) through (1):

$$N = \frac{\bar{P} \cdot p_n}{\varepsilon \cdot \rho / \Lambda_n + \lambda} + \frac{\bar{P} \cdot p_{\mu s}}{\varepsilon \cdot \rho / \Lambda_{\mu s} + \lambda} + \frac{\bar{P} \cdot p_{\mu f}}{\varepsilon \cdot \rho / \Lambda_{\mu f} + \lambda} \quad (1)$$

Where \bar{P} is the average basin wide ^{10}Be production rate (at.g $^{-1}$.yr $^{-1}$); $\rho = 2.5 (\pm 0.2) \text{ g.cm}^{-3}$ is the average density of the eroded material, and λ the ^{10}Be radioactive decay constant (yr $^{-1}$). p_n , $p_{\mu s}$ and $p_{\mu f}$ are the relative contributions of fast neutrons, slow muons and fast muons reactions to the production rate so that $p_n + p_{\mu s} + p_{\mu f} = 1$ and $p_{\mu s} = 0.003$ and $p_{\mu f} = 0.008$ (Braucher et al., *in prep.*). The effective apparent attenuation length of the three reactions was taken as: $\Lambda_n \sim 160$, $\Lambda_{\mu s} \sim 1500$ and $\Lambda_{\mu f} \sim 4320$ (g.cm-2) (Braucher et al., *in prep.*).

The basin wide ^{10}Be production rate \bar{P} was determined following (2):

$$\bar{P} = \frac{1}{S} \iint_{x,y} P(x,y) \cdot F_{\text{topo}}(x,y) \cdot F_{\text{glacier}}(x,y) \cdot dx dy \quad (2)$$

where S is the basin area, $P(x,y)$ the local production rate at each point of the basin and F_{topo} and F_{glacier} are topographic and glacier correction factors integrated over the basin surface ($dx dy$) and determined as follows. To calculate $P(x,y)$, the sea level high latitude (SLHL) ^{10}Be production rate was scaled for latitude and local altitude according to Stone (2000). A SLHL ^{10}Be spallogenic production rate of $4.5 \pm 0.3 \text{ at.g}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ (after Amidon and Farley, 2011)

recalculated from Balco et al., 2008) was used, plus fast and slow muonic contribution as expressed earlier. A topographic correction factor (F_{topo}) from shielding by surrounding topography was considered on a pixel-by-pixel bases for 10° azimuth steps and a 15 km surrounding area following Dunne et al. (1999). F_{topo} further included a correction for grid resolution using local variance of the topography as proposed by Norton and Vanacker (2009). Production rates under glacial areas were set to zero (F_{glacier}) using the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) glacier database (Armstrong et al., 2005). At the time of writing, the GLIMS database is complete for Nepal and China but remains incomplete for India. The production rates computed for the Yamuna and Ganga in India may thus be overestimated by 5 to 10%. No correction for quartz ubiquity was applied, apart from the southern tributaries where the Deccan Trapps were excluded from the calculation.

For sediments sampled in the floodplain Rivers and having a significant upstream Himalayan drainage, we derive an apparent Himalayan erosion rate by restricting the mean production rate (\overline{P}_{fp}) to the Himalayan topography, i.e. by considering the area upstream of the floodplain to Siwalik transition. This calculation assumes no sediment addition by incision or significant in-situ ^{10}Be production in the Ganga plain, and such hypothesis will be discussed more at length in the section 5.2.

All calculations were based on the Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) Digital Elevation Model with a ~ 90 m horizontal resolution and performed on readily available, open source software (GRASS GIS and R).

4. Results

Results are summarized in Table IV.6 and details can be found in the supplementary data file, table S1. ^{10}Be concentrations for Himalayan Rivers range from $(7.9 \pm 1.3) \cdot 10^3 \text{ at.g}^{-1}$ in the Narayani to $(54.4 \pm 3.1) \cdot 10^3 \text{ at.g}^{-1}$ in the Kosi (Figure IV.16). Concentrations in Himalayan front samples at different periods vary by a factor of two for the Ganga (between our data and Vance et al. (2003) data), the Karnali and the Kosi Rivers. On the contrary, three samples of the Narayani show stable concentrations. Furthermore, no difference between grain size fractions is observed from the 250 - 400 μm duplicate of sample LO1001. The ^{10}Be concentration of Himalayan River sediments sampled further downstream in the floodplain, before merging with the Ganga mainstream, are compatible with their respective upstream samples. No systematic evolution in ^{10}Be concentrations is observed during transfer through the northern part of the Gangetic floodplain. The Chambal River is marked by significantly higher concentrations $(430 \pm 21) \cdot 10^3 \text{ at.g}^{-1}$ than the river of the Himalayan ranges. A higher concentration is also observed further downstream after the Chambal confluence in the Ganga. Indeed, in Varanasi, Ganga sediments are characterized by high ^{10}Be concentrations (sample BR8135: $91.2 \pm 4.6 \cdot 10^3 \text{ at.g}^{-1}$). The four different samples of the Ganga at Harding Bridge sampled during monsoon between 2004 and 2010 have similar ^{10}Be concentrations within uncertainty, $(22 \pm 1) \cdot 10^3 \text{ at.g}^{-1}$.

Erosion rates of the main transhimalayan Rivers at their range outlet were determined according to eq. (1) using the production rate reported in Table IV.6 and Figure IV.17. As mentioned earlier, for samples in the floodplain, only Himalayan regions above the floodplain/Siwaliks transition (ca. 300 m) were considered as contributing significantly to the

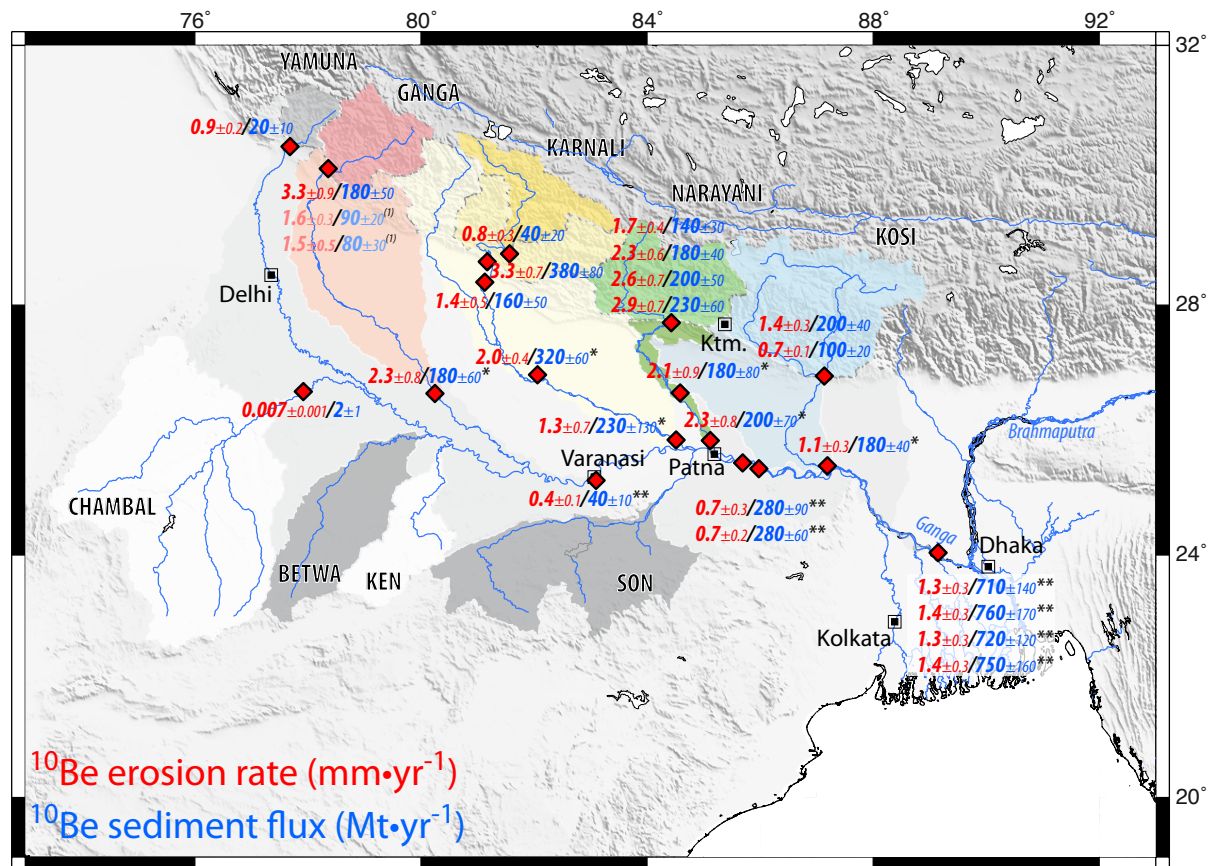


Figure IV.17: ^{10}Be erosion rates and sediment fluxes of the Himalayan range. Sample order is identical to Figure IV.16. *Floodplain corrected erosion rates, i.e. calculated using production rates from upstream sediment contributing areas $>300\text{m}$. **Floodplain corrected erosion rates for the Himalayan range only, i.e. corrected for southern tributary contributions. (1) Concentration data from Vance et al. (2003). Uncertainty propagated from 1σ analytical uncertainty, 10% uncertainty on production rates and a soil density in between 2.3 and $2.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

sediment load (F_c : floodplain corrected, in table IV.6). This correction is significant for basins where the floodplain area is large compared to the Himalayan range (ex. Ganga BR905). For sampling sites that include southern cratonic tributaries, like the Ganga in Varanasi, Patna and Harding Bridge, the reported erosion rate considers only Himalayan erosion rates (F_c^* in table IV.6) after having removed the contributions of the main southern tributaries, the Chambal, Betwa, Ken and Son. For this, the erosion rate of the Chambal was considered as representative of the other southern tributaries. This allows estimating the ^{10}Be concentration and the amount of material exported by these rivers. This contribution remains small as Chambal, Betwa, Ken and Son have very similar production rates and export ca. $4 \text{ Mt}\cdot\text{yr}^{-1}$ (less than 1 % of the Himalayan sediment flux, Figure IV.17) with estimated concentrations of ca. $(385 - 435) \cdot 10^3 \text{ at}\cdot\text{g}^{-1}$ (as estimated from the ^{10}Be erosion rates of the Chambal extrapolated to all main southern tributaries). Individual erosion rates of Himalayan catchments range from 0.7 ± 0.1 to $3.3 \pm 0.7 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Figure IV.17). With the exception of the Narayani basin, the temporal variability of samples covering identical catchments are as large as a factor of three. Floodplain corrected erosion rates 100 to 300 km downstream from the Himalayan front are compatible with the erosion rates determined at the Himalayan range. These erosion rates are at the lower limit of the

Sample #	River	Locality	Sampling date	Lat	Long	Grain size	N	Basin type ⁽²⁾	Mean elev.	Surface	P ⁽³⁾	Erosion rate ⁽⁴⁾	Sediment flux ⁽⁵⁾	Time scale
						μm	$\times 10^3 \text{ at.g}^{-1}$		m	km^2	$\text{at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$	mm.yr^{-1}	Mt.yr^{-1}	kyr
YAM Q3	Yamuna	Paonta	1-Oct-10	30.44291	77.67435	125-250	21.3 ± 2.4	H	2420	7620	23.6	0.9 ± 0.2	20 ± 10	1.0
BR924	Ganga	Rishikesh	11-Aug-09	30.12661	78.33044	125-250	9.1 ± 1.7	H	3150	21690	37.8	3.3 ± 0.9	180 ± 50	0.3
AK43⁽¹⁾	Ganga	Rishikesh	97	30.12250	78.31100	-	19.1 ± 2.0	H	3150	21690	37.8	1.6 ± 0.3	80 ± 20	0.5
AK36⁽¹⁾	Ganga	Rishikesh	96	30.12267	78.31217	-	19.5 ± 4.1	H	3150	21690	37.8	1.5 ± 0.5	90 ± 30	0.5
BR905	Ganga	Kampur	8-Aug-09	26.61306	80.27576	125-250	9.8 ± 2.2	F	1060	84450	13.5	1.1 ± 0.4	230 ± 80	0.8
CA10-5	Karnali	Karnali MBT	17-May-10	28.78381	81.57381	125-250	48.1 ± 10.3	FC	2430	32650	28.0	2.3 ± 0.8	180 ± 60	0.4
PB80	Karnali	Chisapani	15-Jul-05	28.63895	81.28278	125-250	9.0 ± 1.2	H	3310	45430	37.4	3.3 ± 0.7	380 ± 80	0.2
LO743	Karnali	Khotiaghath	10-Aug-07	28.36696	81.20102	125-250	20.7 ± 4.3	H	2250	45430	37.4	1.4 ± 0.5	160 ± 50	0.6
BR355	Karnali	Ayodia	15-May-04	26.81299	82.20266	125-250	12.8 ± 1.5	F	2252	87044	25.0	1.5 ± 0.3	340 ± 70	0.5
BR343	Karnali	Revelganj	12-May-04	25.77950	84.63070	125-250	18.9 ± 5.6	F	2965	64944	32.4	2.0 ± 0.4	320 ± 60	0.4
LO741	Narayani	Narayanghat	8-Aug-07	27.70297	84.42661	125-250	13.2 ± 1.7	H	3030	31770	29.2	1.7 ± 0.4	140 ± 30	0.5
CA1010	Narayani	Narayanghat	15-May-10	27.70297	84.42661	125-250	10.0 ± 1.6	H	3030	31770	29.2	2.3 ± 0.6	180 ± 40	0.4
LO1001	Narayani	Narayanghat	18-Jul-10	27.70297	84.42661	125-250	8.9 ± 1.5	H	3030	31770	29.2	2.6 ± 0.7	200 ± 50	0.3
BR336	Narayani	Barauli	11-May-04	26.36144	84.74773	250-400	7.9 ± 1.3	H	3030	31770	29.2	2.9 ± 0.7	230 ± 60	0.3
BR310	Narayani	Hajipur	7-May-04	25.67933	85.19362	125-250	10.1 ± 2.5	F	2850	34450	27.5	1.8 ± 0.9	190 ± 90	0.4
LO763	Kosi	Chatara	16-Aug-07	26.84815	87.15137	125-250	27.8 ± 3.5	H	3870	58080	47.9	1.4 ± 0.3	200 ± 40	0.6
CA987	Kosi	Chatara	19-Nov-09	26.84815	87.15137	125-250	54.4 ± 3.1	H	3870	58080	47.9	0.7 ± 0.1	100 ± 20	1.1
BR330	Kosi	Dumairghat	10-May-04	25.54288	86.72498	125-250	31.6 ± 3.9	F	2530	91410	31.2	0.8 ± 0.2	180 ± 40	1.0
BR937	Chambal	Dhaulpur	14-Aug-09	26.65746	77.90255	125-250	430 ± 21	Cr	410	92270	4.6	1.1 ± 0.3	180 ± 40	0.7
BR8135	Ganga	Varanasi	21-Aug-08	25.31835	83.02457	125-250	91.2 ± 4.6	F	510	390410	6.5	0.007 ± 0.001	2 ± 1	110
BR315	Ganga	Barauni	8-May-04	25.37996	85.99771	125-250	32.2 ± 6.6	F	2290	45540	26.5	0.05 ± 0.01	50 ± 10	15.5
BR8138	Ganga	Patna	22-Aug-08	25.55270	85.57462	125-250	32.1 ± 4.3	F	790	697540	9.1	0.4 ± 0.1	40 ± 10	2.4
BR418	Ganga	Harding Bridge	13-Jul-04	24.0529	89.02465	125-250	22.9 ± 2.9	F	2640	153270	28.1	0.7 ± 0.3	280 ± 90	1.1
BR717	Ganga	Harding Bridge	17-Aug-07	24.0529	89.02465	125-250	21.4 ± 2.8	F	790	697540	9.1	0.2 ± 0.1	390 ± 120	3.6
BR8221	Ganga	Harding Bridge	1-Sep-08	24.0529	89.02465	125-250	22.7 ± 2.0	F	910	873240	10.9	0.4 ± 0.1	820 ± 140	2.2
BR8252	Ganga	Harding Bridge	10-Sep-08	24.0529	89.02465	125-250	21.6 ± 2.9	F	2890	220150	32.6	1.3 ± 0.3	720 ± 120	0.6
							21.6 ± 2.9	F	910	873240	10.9	0.4 ± 0.1	870 ± 180	2.1
							22.9 ± 2.9	F	2890	220150	32.6	1.4 ± 0.3	750 ± 160	0.6

Table IV.6: Summary of ^{10}Be concentration, erosion rates and deduced sediment flux of the sediments from the Ganga basin. (1) ^{10}Be concentration from Vance et al. (2003). Erosion rates and sediment flux are recalculated using indicated production rates. (2) Basin type and production rate calculation: H: Himalayan basin (production rates computed over the whole basin, using corrections detailed in text and (3)); F: Floodplain basin (production rates computed from the whole basin including the floodplain excluding Deccan Traps when necessary); Fc: Floodplain corrected (production rate was considered only for upstream sediment producing area > 300 m altitude for the Himalayan range; Cr: Cratonic basin (production rate computed over entire basin, excluding Deccan Traps); Fc*: Himalayan erosion rate only (Floodplain corrected production rate and corrected for cratonic contribution to the sediment load and ^{10}Be contribution). (3) Production rate computed over basin as specified by basin type. These production rates where computed following eq. 2. Latitudinal and altitudinal scaling, topographic shielding and glacier cover are included. (4) Erosion rates computed solving eq. 1. Uncertainty includes: analytical ^{10}Be concentration uncertainty, 10 % uncertainty on production rate and a soil density varying between 2.3 and 2.7 g.cm^{-3} . (5) Cosmogenic derived sediment flux deduced from cosmogenic erosion rates, surface of the sediment producing basin and an average density of 2.5 g.cm^{-3} .

thermochronological exhumation rates in the High Himalaya (Burbank et al., 2003; Huntington et al., 2006; Blythe et al., 2007), but in agreement with average values at the scale of the whole range (Hermann et al., 2010) despite those studies represent longer-term exhumation histories. They are however on average higher than erosion rates determined from suspended sediments discharge in medium size catchments (Lavé and Avouac, 2001; Gabet et al., 2001 and citations hereinafter).

The Chambal is characterized by a much lower erosion rate than Himalayan catchments (0.007 mm.yr^{-1}). Intermediate floodplain samples of the Ganga (Varansi and Patna) show lower erosion Himalayan erosion rates than the rates determined from their upstream Himalayan tributaries although they have been corrected for floodplain production and for the southern tributaries contributions. The erosion rates determined over the entire Himalayan segment of the Ganga basin, from the samples in Bangladesh yield reproducible average erosion rates of ca. 1.3 to 1.4 mm.yr^{-1} .

5. Discussion

5.1 Variability of erosion rates

Erosion in the Himalayan range is dominated by stochastic processes such as large landslides (e.g. Burbank et al., 1996; Shroder and Bishop, 1998; Barnard et al. 2001), that are closely linked to precipitation events (Gabet et al., 2004). Moreover, the range has only a limited capacity to store sediments upstream, implying that the exported fluxes cannot be buffered in the range (Attal and Lavé, 2006). Thus, the exported sediment signal inherits part of the stochasticity of the upland processes (e.g. Benda and Dunne, 1997; Hovius et al., 2000), which will also affect cosmogenic nuclide derived erosion rates (Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009). The last authors demonstrated that, in landscapes dominated by deep landslide, sediments have to mix over broad enough spatial and temporal scales in order to yield cosmogenic erosion rates representative of the true average erosion rates. The basin size is thus a critical parameter: in large basins the recurrence of landslides is high compared to the mean sediment storage and mixing times. The main trans-Himalayan basins studied here are large ($7 \cdot 10^3$ to $60 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) with high landslide recurrences (e.g. Gabet et al., 2004) so that their imprint on the ^{10}Be concentrations should be minimal. However the sample-to-sample variability of the determined erosion rates suggests that sediments are not necessarily well mixed when exiting the range (Figure IV.17). It is tempting to attribute these temporal fluctuations to the variability of the sediment supply arriving from the upstream tributaries. Indeed, the main tributaries of the Karnali (Seti, Upper Karnali and Bheri Rivers) and the Kosi (Sapt Kosi, Arun and Tamur Rivers) have contrasted basin averaged production rates (from 22 to 50 $\text{at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ for the Karnali tributaries and from 24 to 63 $\text{at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ for the Kosi tributaries). Therefore any variation in the respective proportion of these tributaries is able to change the ^{10}Be signal exported by these rivers. The distance between the confluences and the Himalayan front sampling points being small, high frequency variations between tributaries are not buffered and will induce variability of the erosion rates computed over the whole basin. In the case of the Narayani, which shows a more stable ^{10}Be signal (ranging from 1.7 to 2.9 with an average of $2.3 \pm 0.4 \text{ mm.yr}^{-1}$), the main tributaries (the Trisuli and Kali Rivers) have identical basin averaged production rates (28 and 30 $\text{at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$).

However, the erosion rates determined in Bangladesh are constant for four different sampling dates. In this distal position the high frequency variations in sediment supply from the Himalayan Rivers do not impact anymore the ^{10}Be signal exported by the Ganga River. This observation supports the hypothesis that large alluvial settings have a buffering behavior able to homogenize and smooth high frequency perturbations, at least for coarse grain sizes (Paola et al., 1992; Métivier, 1999). Nevertheless, before considering the use of floodplain samples as accurate proxies of upstream Himalayan erosion rates, it is necessary to analyze the effect of sediment transfer in the Gangetic floodplain on ^{10}Be concentrations.

5.2 Floodplain signal transfer

Floodplain corrected erosion rates only accurately describe upstream Himalayan erosion rates under the hypothesis that stored floodplain sediment's contribution to the flux are minor, in other words that sediments residence times in the floodplain are short to avoid any ^{10}Be build up in the plain. Modeling approaches (Wittman and von Blanckenburg, 2009) and ^{10}Be data from the Beni and Mamoré foreland basins – Amazon (Wittmann et al., 2009) support this assumption. However, (Wittmann et al., 2009) also showed that in some settings, downstream signal transfer is slower than possible variations in Quaternary erosion rates (Wittmann-Oelze et al., 2011). Moreover, $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ ratios measured in some Amazon sediments are lower than the surface production ratio, which suggests recycling of material deeply stored in the floodplain (Wittmann et al., 2011a; 2011b).

The Ganga basin is a typical foreland flexural basin with high, tectonically controlled, subsidence rates (Lyon-Caen and Molnar, 1983). The evolution of ^{10}Be concentration in a steady state, subsiding soil profile can be modeled by modifying equation (6) of Braucher et al. (2000):

$$N(z) = N_0 \cdot e^{-\lambda \cdot z/v} + \sum_j \frac{\bar{P} \cdot p_j}{\lambda - v \cdot \rho / \Lambda_j} \cdot \left(e^{-z \cdot \rho / \Lambda_j} - e^{-\lambda \cdot z/v} \right) \quad (3)$$

where N_0 is the concentration of the deposited sediment, z the soil depth (cm) and v the subsidence rate (cm.yr⁻¹) (the second term in (3) is the sum of the spallogenic and muonic production pathways, see eq.1). Average subsidence rates for the Ganga floodplain are difficult to determine. On a long-term time scale, boreholes indicate mean sedimentation rates of $\sim 0.5 \text{ mm.yr}^{-1}$ near the Himalayan front, and $\sim 0.3 \text{ mm.yr}^{-1}$ at the middle of the plain (Lyon-Caen and Molnar, 1985). On a short-term time scale, sediment geochemical budgets suggest a modern average sedimentation rate of $\sim 0.1 \text{ mm.yr}^{-1}$ (Lupker et al., submitted b). These values agree with local measurements ranging between 0.05 and 1.5 mm.yr⁻¹ in the northern part of the Ganga floodplain (Joshi and Bhartiya, 1991; Sinha, 1996; Chandra et al., 2007). The subsidence/accumulation rates exert a strong control on the build up of ^{10}Be in the plain profile (Figure IV.18).

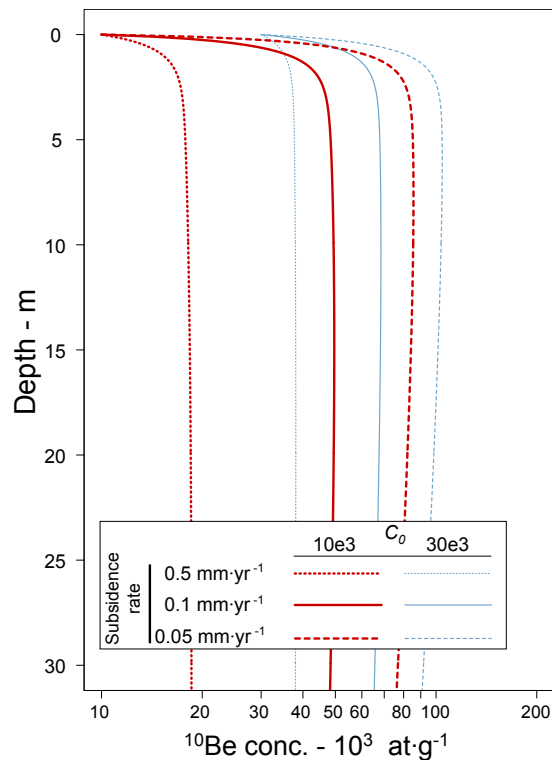


Figure IV.18: Evolution of ^{10}Be concentration in a soil profile under steady state subsidence (0.5 , 0.1 and 0.05 mm.yr^{-1}) accommodated by sediments of constant concentration of $10 \cdot 10^3 \text{ at.g}^{-1}$ (red) and $30 \cdot 10^3 \text{ at.g}^{-1}$ (blue). Floodplain storage of Himalayan sediments systematically leads to an increase in ^{10}Be concentration. (Floodplain production rate: $4.6 \text{ at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ and soil density 2 g.cm^{-3}).

Rivers in the Gangetic plain are meandering and avulsing frequently, a process that may potentially rework older floodplain sediments through bank erosion. The river channel depth is the maximum theoretical depth under which sediments cannot be reincorporated in the river sediment load. In the northeastern Gangetic floodplain, rivers are largely braided with maximum channel depth ranging from ca. 5 to 10 m (Sinha and Friend, 1994) while, in the western part, Ganga and Yamuna Rivers have channels ranging in depth between 15 and 30 m (Sinha et al., 2005). For such channel depths, eroded floodplain material has higher ^{10}Be concentrations than the transported sediments, whatever the subsidence rates (Figure IV.18). Therefore any incorporation of floodplain material would lead to an increase in ^{10}Be concentration through floodplain transfer.

The evolution of ^{10}Be concentrations of sediments transported in the Ganga floodplain is theoretically bound by two scenarios: (1) sediments remain at the surface and their ^{10}Be concentration is increasing steadily with time according to surface production rates or (2) sediments are deposited and buried once in the subsiding floodplain, in both cases before being reincorporated in the river sediments through bank erosion and sampled further downstream. If the reality stands between these 2 extreme scenarios, ^{10}Be concentrations must increase through floodplain transport (Figure IV.19). However, such increase is not observed in the floodplain for the main trans-Himalayan Rivers: ^{10}Be concentrations are not changing during transfer in the floodplain. A first order estimate of maximum transfer times is provided by considering the minimum age for which downstream floodplain samples are incompatible with the floodplain transfer evolution. Considering an average subsidence rate of 0.5 mm.yr^{-1} the transfer time does not exceed 3 kyr for most downstream samples (Figure IV.19). For two downstream samples (BR330 and BR343) the ^{10}Be concentrations evolution estimated for a 0.5 mm.yr^{-1} subsidence rate making a maximum the determination of a maximum transfer time impossible and possibly reflecting longer floodplain residence times than the other samples. However the generally high variability observed in Himalayan front samples limits the accuracy of this approach.

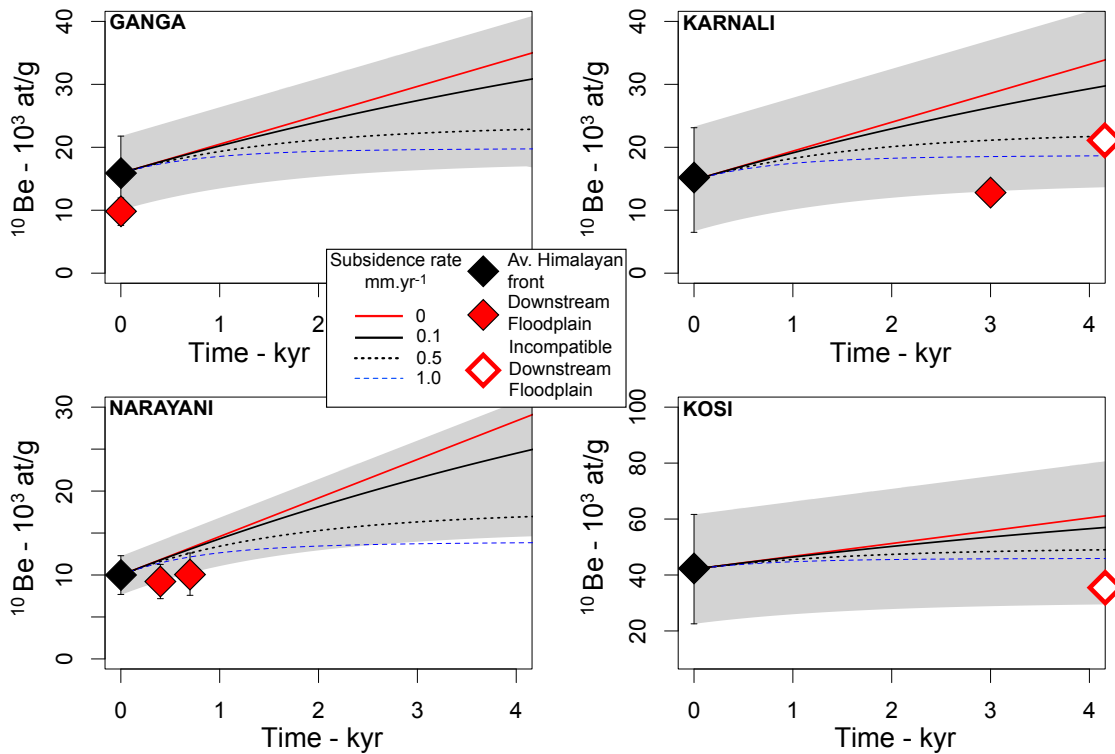


Figure IV.19: Evolution of ^{10}Be concentration through time for sediments exported by the main trans-Himalayan Rivers. The ^{10}Be concentration of Himalayan front sediments (black diamonds: average of Himalayan front samples) increases depending on the mean subsidence rate and sediment burial depth relative to the surface (evolution of ^{10}Be concentration is plotted for subsidence rates from 0 to 1 mm.yr^{-1}). During floodplain transfer, the average sediment concentration is intermediate between constant surface exposure and burial according to the average subsidence rate. The maximum floodplain transfer time (red diamonds) is determined here for an average subsidence rate of 0.5 mm.yr^{-1} as the age for which the downstream floodplain sample ^{10}Be concentration is incompatible with theoretical floodplain evolution. These samples suggest that transfer downstream cannot exceed 3 kyr. For part of the downstream samples (open diamonds) no formal maximum transfer time for a subsidence rate of 0.5 mm.yr^{-1} can be determined, however their low concentration also suggests a short transfer time.

Furthermore, this simple approach may suffer from possible bias, because it is based on the assumption of a constant sedimentation rate, while we cannot exclude that sediments are buried rapidly under a few meters. An additional limitation to this calculation is the addition of Siwalik sediments between the Himalayan front and the floodplain samples. The foreland molasse deposits composing the Siwalik Hills have been deposited from ca. 15 Myr to present (e.g. Appel et al., 1991; Harrison et al., 1993; Gautam and Appel, 1994). This implies that the Siwalik material has an average age of ~ 5 Myr, and that their ^{10}Be concentration has decreased to $< 10\%$ of its initial value. Given that Siwalik are affected by erosion rates as high as 10-15 mm.yr^{-1} (Lavé et Avouac, 2001), with low ^{10}Be production rates (average altitude of the Siwalik range is less than 1000 m), ^{10}Be concentrations will rise to less than $0.5 \cdot 10^3 \text{ at.g}^{-1}$ above the inherited value. This calculation yields a crude estimate of the expected ^{10}Be concentrations of Siwalik sediments. If long term erosion rates are supposed to have remained in the same range over the late Neogene, it is possible to

estimate that the ^{10}Be concentration of the Siwalik material should be under 10 % of the present day Himalayan signal. This means that a significant addition of Siwalik sediments between the Himalayan front and the floodplain samples could partially counterbalance the increase in ^{10}Be due to long residence times in the floodplain. Even if a significant Siwalik contribution to the Karnali main stream was already recognized at the Himalayan front (Van der Beek et al., 2006; Lupker et al., submitted a), no evidence of such addition has been noticed in other trans-Himalayan Rivers (Campbell et al., 2005; Lupker et al., submitted a). Furthermore, the contribution of Rivers draining the Siwaliks to the South through the floodplain is likely limited as the high subsidence rates and accommodation space available in these inter-fan regions would limit the export of significant amounts of coarse material by these low stream power rivers.

The floodplain transfer time proposed here (between 1 and 10 kyr) from the ^{10}Be data is much shorter than the >100 kyr proposed by Granet et al. (2007 and 2010) using U-series for bedload transfer times in the Gangetic floodplain. Further investigations are necessary to understand the difference between these two chronometers. But, on the basis of the present dataset, we can suggest that the transportation in the Ganga floodplain does not induce a significant alteration of the ^{10}Be concentration in the basin. Consequently, the floodplain river sediments can be used to determine the integrated upstream erosion rates and sediment fluxes.

5.3 Himalayan sediment budgets

Cosmogenic erosion rates can be used to compute the sediment fluxes exported by large basins as $\phi_{\text{cosmo}} = \epsilon \cdot \rho \cdot S$, where ϕ_{cosmo} is the sediment flux in $\text{Mt}\cdot\text{yr}^{-1}$, ρ the density of the eroded material and S the basin surfaces. A value of $2.5 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ is used for ρ . The surface S of each sub-catchment are detailed in Table IV.6. The computed sediment fluxes are given in Table IV.6 and Figure IV.17. These fluxes can be used to check the consistency of determined erosion rates from the up to downstream parts of the Ganga basin. In the northern part of the Gangetic floodplain, the determined sediment fluxes are consistent with the fluxes determined at the Himalayan front. After major confluences, the sediment flux should be equal to the sum of the sediment fluxes of each tributary. The flux determined in Varanasi and Patna are not compatible with upstream fluxes. In Varanasi, BR8135 yields a sediment flux of $40 \pm 10 \text{ Mt}\cdot\text{yr}^{-1}$ for the Himalayan range, which is five times lower than the expected sediment flux from the confluence of the Yamuna and Ganga Rivers. Just after Patna (BR315 and BR8138), the Himalayan sediment flux of $\sim 280 \pm 80 \text{ Mt}\cdot\text{yr}^{-1}$ is about half the flux deduced from upstream, Himalayan tributaries (Yamuna, Ganga, Karnali and Narayani). Intensive damming and water use in the northwestern part of the Gangetic floodplain could have significantly reduced the sediment flux currently transported by the Ganga and Yamuna Rivers. Lupker et al., submitted a showed that the sediments from the Himalayan Yamuna are currently not transferred downstream in the system and are likely sequestered in the floodplain. In this case, the ^{10}Be concentration of the sediments downstream is not yet in equilibrium with the recent change in sediment flux and only reflects the average flux of the last hundreds of years. Alternatively, the low sediment flux in Varanasi and Patna reflects that the contribution of southern tributaries, with high ^{10}Be concentrations, is higher than what would be inferred from the ^{10}Be erosion rates at the moment of sampling. The correction made to floodplain sediments for the ^{10}Be contribution of southern tributaries relies on sediment fluxes averaged over ~ 100 kyrs. This time span

contrasts with Himalayan ^{10}Be erosion rates averaged over < 1 kyr and does not capture shorter-term variation in sediment yield of southern tributaries on glacial-interglacial scales (Williams and Clarke, 1984) or from the interannual variability of the monsoon intensity. Furthermore, ^{10}Be constrains the sediment input of the southern, Indian cratonic tributaries to ca. 4 Mt.yr^{-1} , i.e. less than 1 % of the Himalayan sediment flux. Sr, Nd and Os isotopic tracing suggests a modern Chambal input of ca. 5 % of the total flux (Singh et al., 2008; Paul, 2008). From major element chemistry, Lupker et al., submitted a, show that the Chambal contribution is highly variable from sampling-to-sampling date and ranging from 0 to ca. 20 % of the total flux in Bangladesh even if these estimation include possible Deccan Traps contributions that are not accounted for in the ^{10}Be flux. This supports that the cosmogenic derived sediment flux of the southern tributaries does not fully represent the instantaneous sediment fluxes, most probably due to their longer temporal integration.

The Ganga in Bangladesh yields reproducible sediment fluxes of ca. $730 \pm 150 \text{ Mt.yr}^{-1}$ of Himalayan derived sediments. This flux is only slightly lower than, but compatible within uncertainties with the sum of the fluxes from the main Himalayan tributaries of ca. $810 \pm 160 \text{ Mt.yr}^{-1}$. The fact that the flux in Bangladesh is compatible with the sum of Himalayan fluxes while intermediate sampling points after large confluences in Varanasi and Patna are not, remains difficult to interpret. One possibility is that these floodplain samples are not representative of the average sediment ^{10}Be concentrations even if in Patna, sediments sampled in 2004 and 2008 yield similar concentrations. An alternative hypotheses is that a perturbed “sediment wave” is propagating through the system and has not yet fully reached the Ganga in Bangladesh. Large debris waves have been observed in the Brahmaputra after the 1950 Assam earthquake and modified the morphology of the river over several decades (Goswami, 1985; Goodbred, 2003). In the case of the Ganga system, perturbations would require a “sediment wave” with higher ^{10}Be concentrations than current Himalayan sediments, which could thus possibly be linked to perturbations from the southern tributaries or a relative decrease in Himalayan contributions.

The ^{10}Be derived sediment fluxes can be compared to previous estimates based on sediment gauging or budgeting studies. Published sediment fluxes from gauging stations for the main Himalayan basins are sparse and the underlying calculation methods are often poorly documented. In the Indian Himalayas, the flux of the Yamuna is estimated at 64 Mt.yr^{-1} (Jha et al., 1993) and the Ganga at ca. 100 Mt.yr^{-1} (Wasson et al., 2003). For the main Nepalese Rivers the estimates for the Karnali are of ca. 130 Mt.yr^{-1} (ranging from 70 to 220 Mt.yr^{-1}), the Narayani ca. 110 Mt.yr^{-1} (ranging from 80 to 130 Mt.yr^{-1}) and Kosi ca. 130 Mt.yr^{-1} (ranging from 43 to 190 Mt.yr^{-1}) (Laban, 1978; Ghimire and Upreti, 1990; Ries, 1994; Sinha and Friend, 1994; HMG, 1994). The sediment flux of the Ganga in Bangladesh has been the subject of several programs that report an average flux of 390 Mt.yr^{-1} (ranging from 200 to 550 Mt.yr^{-1}) (Coleman, 1969; BWDB, 1972; MPO, 1987; FEC, 1989; CBEJT, 1991; Hossain, 1992; RSP, 1996; Lupker et al., submitted b) (All data can be found in the Electronic Appendix, Table EA2). For Indian Rivers of the Ganga basin, sediment fluxes are essentially unknown or not disseminated due to the retention of hydrological data. Figure IV.20 shows the comparison between the literature gauged sediment fluxes and the sediment fluxes deduced from the ^{10}Be erosion rates of the present study. This comparison shows that the ^{10}Be fluxes determined here systematically yield higher sediment fluxes than the sediment gauging (by up to a factor of two), to the exception of the Yamuna River. However, only one sediment sample of this river was analyzed in ^{10}Be , and its gauged flux is poorly constrained in the literature.

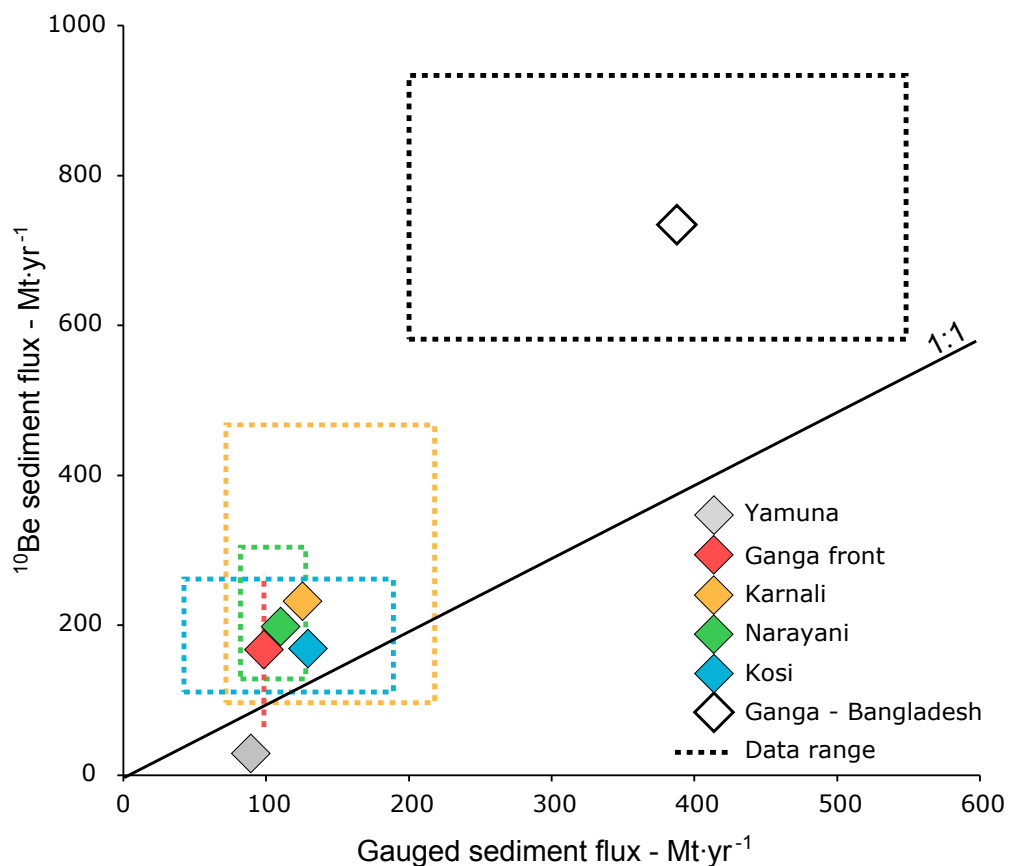


Figure IV.20: Comparison between ^{10}Be deduced sediment and literature fluxes obtained from direct sediment gauging (for references, see text and Table EA2 in the electronic appendix). The dashed rectangles denote the total variability of both estimates (including uncertainty for ^{10}Be fluxes). Diamonds denote average gauged fluxes and ^{10}Be fluxes from the most distal sample of each basin as being the best estimate of basin-averaged fluxes (see text for discussion). In the case of the Ganga in Bangladesh, ^{10}Be fluxes are averaged over all 4 samples measured.

Several factors could be invoked to explain these differences. First, the computed ^{10}Be erosion rates rely on the correct determination of basin averaged production rates. The rates computed here did not account for the variability in quartz occurrences of the range. Estimating the quartz content of the major units on such a large scale remains challenging. However it is known that TSS lithologies are carbonate rich and associated to higher elevation, i.e. to higher production rates in in-situ cosmogenic nuclides. Nevertheless, if a misestimate of the watershed production rates were the unique cause of the discrepancy between the ^{10}Be and the gauged sediment fluxes, this would mean that the production rates would have been overestimated by a factor from 1.5 to 2. Furthermore the muonic ^{10}Be production accounts for nearly 40 % of the erosion signal of the Himalayan range. The choice of the muonic production pathways reported in the literature (e.g. Heisinger, 2002a; Heisinger, 2002b; Braucher et al., 2003; Braucher et al., in prep.) represents an additional 10 % uncertainty.

Second, most of the gauged sediment fluxes estimates for the Himalayan Rivers are based on sediment concentration of surface samples only. These fluxes don't take into account the sediment concentration gradient in the water column that may exceed a factor

two (e.g. Lupker et al., submitted b). Bedload transport rates are also largely unknown, mainly because those rates are difficult to measure. Moreover, the definition of the "bedload" transport may encompass a large variety of notions in the literature. The estimates of the contribution of bedload to the total sediment load range from 1 to 10 % for floodplain Rivers (Summerfield and Hulton, 1994; Lupker et al., submitted b) up to a maximum of 20 % at the outlet of the Himalayan Rivers (Attal and Lavé, 2006). Furthermore, catastrophic episodic floods may induce very large pulse of sediment flux that may not be captured by a daily sampling scheme. All these biases in the sediment flux estimates tend to underestimate the actual flux and could, at least partially, explain the discrepancies observed with the ^{10}Be sediment fluxes.

Third, ^{10}Be fluxes of the Himalayan range are integrated over several hundreds of years (Table IV.6) while sediment gauged fluxes represent almost instantaneous fluxes. Aside the caveats expressed above a mismatch between the fluxes from both methods would imply that landscape denudation in the Himalayan range is variable over time scales of < 1 kyr. Short term variability in erosion rates and out of equilibrium denudation was described in the central Himalayas of Nepal as a result of changes in monsoon, intensity in the late Pleistocene to Holocene (Pratt-Sitaula et al., 2004). The major changes occurring over the Indian subcontinent over the last few hundreds of years is the growing impact of anthropization and the subsequent land use changes (Ramankutty and Foley, 1999). Takata et al. (2009) proposed that these changes caused an overall decrease in monsoon intensity over the 18th and 19th century which is corroborated by the Himalayan ice core record (Duan et al., 2004; Kaspar et al., 2008). Short-term monsoon intensity changes are thought to drive erosion and sediment export changes (e.g. Goodbred and Kuehl, 2000; Pratt-Sitaula et al., 2004) that could have lead to a decrease in short term erosion rates. According to this scenario, cosmogenic derived erosion rates would be integrated over this transient pluri-secular period, while sediment fluxes only record the present decade. Anthropization has also been marked by intense deforestation in the lower parts of the Himalayan range, destabilizing slopes and possibly increasing erosion, even if the extent of this perturbation remains debated (Wasson et al., 2008).

Large uncertainties and underlying assumptions of both sediment flux methods (^{10}Be fluxes and sediment gauging) do not allow us to draw firm conclusions on the origin of the observed discrepancies. However, if they do not result from methodological artifacts, these discrepancies could yield valuable insights into the landscape dynamics over millennial and shorter time scales.

6. Conclusion

Cosmogenic ^{10}Be concentrations were measured in the quartz sediments of the main rivers of the Ganga watershed to document erosion rates and sediment fluxes at a basin wide scale. For the main trans-Himalayan Rivers, the erosion rates range from 0.7 mm.yr^{-1} to 3.3 mm.yr^{-1} . These rates both depend on the sampling location and also on the date of the sample collection. The temporal variability of the main tributaries such as the Karnali and Kosi Rivers is attributed to stochastic changes in upstream sediment source within the basin. This shows that the sediments sampled close to the range do not accurately represent average erosion rates of the whole watershed. Sediments sampled downstream of the Himalayan front and before major confluences are presumably better estimators of the

upstream erosion rates as the diffusive nature of sediment transport in the floodplain tends to smooth higher frequency variations. However, more distal floodplain river sediments only accurately reflect the upstream erosion rates under the assumption that floodplain transfer does not affect ^{10}Be concentrations significantly. This hypothesis is supported by the observation that no systematic change of the ^{10}Be concentration observed in the floodplain, suggesting a relatively rapid sediment transfer (< 10 kyr from the Himalayan front to the confluence with the Ganga mainstream). Further constraints and additional studies remain necessary to address possible biases such as input of Siwalik sediments with presumably low ^{10}Be concentration or recycling of sediment deeply buried in the floodplain.

Nevertheless the stable cosmogenic signal exported by the Ganga in Bangladesh allows us to propose the first, large-scale, ^{10}Be erosion rate of the central Himalayan segment of the Ganga basin: 1.3 to 1.4 mm.yr⁻¹. This basin-wide data set also permits to discuss second order characteristics. The surprisingly low sediment fluxes derived from sediments of the middle reach of the Ganga floodplain and the systematically higher ^{10}Be sediment fluxes compared to the fluxes published from sediment gauging suggest that erosion rates are variable on short time scales (< 1 kyr). These assumptions however need more work to be verified, as current uncertainties of both methods are too high to form a compelling evidence of a recent decrease in Himalayan sediment fluxes.



V

-

**ALTÉRATION CHIMIQUE DANS LE SYSTÈME
HIMALAYEN**

L'altération chimique tiens un rôle central dans les cycles biogéochimiques à la surface de la terre. Le système himalayen représente un laboratoire naturel, à l'échelle continentale, permettant d'en appréhender les modalités. Ce chapitre s'attache à explorer les contrôles de l'altération du système himalayen à l'actuel et depuis le dernier maximum glaciaire. Ce chapitre s'articule autour de quatre parties. Les deux premières traitent respectivement de l'altération dans le bassin du Gange et du Brahmapoutre. La troisième quantifie l'influence des échanges cationiques dans la Baie du Bengale sur le bilan d'altération himalayen. Et la quatrième documente la réponse de l'altération du système au changement climatique majeur ayant eu lieu depuis le dernière maximum glaciaire il y à 20 000 ans environ.

V.1 Bilan d'altération actuel du bassin du Gange	119
<i>Predominant floodplain over mountain weathering of Himalayan sediments (Ganga basin) 120</i>	
1. Introduction	121
2. Study setting	121
3. Sampling strategies and analytical procedures	123
4. Results	126
5. Discussion	138
6. Conclusions	146
V.2 Altération dans le bassin du Brahmapoutre	147
V.2.1 Analyses chimiques des sédiments	147
V.2.2 Utilisation des sédiments en suspension pour un bilan d'altération du Brahmapoutre ?	152
V.3 Échanges cationiques à l'estuaire et bilan d'altération	154
V.3.1 Échanges cationiques	155
V.3.2 Méthodes	156
V.3.3 Résultats	157
V.3.4 Bilan de l'échange cationique	160
V.4 Réponse du système himalayen depuis le LGM	163
<i>Weathering response of the Himalayan system since the Last Glacial Maximum 164</i>	
1. Introduction:	165
2. Material and methods:	165
3 Results:	168
4. Sediment provenance:	170
5. Himalayan system weathering since the LGM:	173
6. Conclusion:	174

V.1 Bilan d'altération actuel du bassin du Gange

L'altération chimique du système himalayen a fait l'objet de nombreuses études visant à documenter quel est l'impact d'un tel orogène sur la chimie océanique et le climat. Ces études se sont principalement intéressées aux flux dissous d'altération se coupant ainsi de la possibilité de remonter dans le temps. L'utilisation des sédiments pour de tels bilans est certes compliquée par les effets de tri minéralogiques et de dynamique sédimentaires évoqués dans le chapitre précédent, mais elle permet la comparaison avec le passé par l'intermédiaire des enregistrements sédimentaires largement disponibles.

Dans le manuscrit qui suit, nous avons utilisés les sédiments transportés par les rivières du bassin du Gange afin de documenter l'altération chimique dans ce bassin. Les sédiments utilisés ont été prélevés sur plusieurs moussons en réalisant lorsque cela été possible des profils en profondeurs. La composition chimique des sédiments est principalement contrôlée par le tri minéralogique dans la colonne d'eau. En prenant celui-ci en compte, nous montrons que les sédiments sont appauvries de façon significative en éléments mobiles lors de leur transport. La comparaison de la composition des sédiments à la sortie de la chaîne himalayenne avec ceux échantillonnés à l'exutoire du bassin permet de réaliser un bilan d'altération. L'altération dans la plaine du Gange libère chaque année, environ 170 à $210 \cdot 10^9$ moles de Ca et 60 à $80 \cdot 10^9$ moles de Mg issues de la dissolution des carbonates. L'altération des silicates libère de 50 à $60 \cdot 10^9$ moles de Na et de 25 à $30 \cdot 10^9$ moles de K tandis que la contribution silicaté au flux dissous de Mg et Ca est inférieure à $15 \cdot 10^9$ moles par an. Cette étude montre également que l'hydratation des sédiments, $[H_2O^+]$, est un bon traceur de l'altération des silicates dans un environnement détritique comme le bassin du Gange. L'hydratation ainsi que la composition isotopique, D/H de celle-ci augmentent durant le transfert dans la plaine du Gange, signant ainsi l'hydrolyse des minéraux et les néoformations de minéraux secondaires. La comparaison de l'évolution des sédiments avec la composition chimique de la croûte himalayenne suggère que la plaine joue un rôle prépondérant dans l'altération des sédiments même si la détermination de la composition de la croûte érodée demeure problématique. Cependant cette conclusion est soutenue par la comparaison entre le flux d'altération calculé pour la plaine dans ce travail et le flux dissous exporté par la chaîne himalayenne. Ce travail contribue donc à une meilleure compréhension du lieux de l'altération dans le système himalayen, soulignant le rôle de la plaine. Mais il apporte également un cadre méthodologique pour l'utilisation des sédiments détritiques comme indicateurs de l'altération continentale en précisant notamment le rôle prépondérant du tri-minéralogique sur la composition chimique des sédiments prélevés.

Predominant floodplain over mountain weathering of Himalayan sediments (Ganga basin)

(Submitted to *Geochimica et Cosmochimica Acta*, May 2011)

Maarten LUPKER^{1*}, Christian FRANCE-LANORD¹, Valier GALY², Jérôme LAVÉ¹, Jérôme GAILLARDET³, Ananta Prasad GAJUREL⁴, Caroline GUILMETTE¹, Mustafizur RAHMAN⁵, Sunil Kumar SINGH⁶, Rajiv SINHA⁷

¹Centre de Recherches Péetrographiques et Géo-chimiques (CRPG-CNRS), 15 rue Notre Dame des Pauvres, 54501 Vandoeuvre les Nancy, France.

²Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) - Department of Marine Chemistry and Geochemistry, 266 Woods Hole Rd., Woods Hole, MA 02543, USA.

³Institut de Physique du Globe (IPGP), 1 rue Jussieu, 75238 Paris, France.

⁴Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal.

⁵Department of Soil Science, University of Dhaka, Bangladesh.

⁶Physical Research Laboratory (PRL), Navrangpura, Ahmedabad, 380009, India.

⁷Engineering Geosciences Group, Indian Institute of Technology (IIT), Kanpur, 208016, India.

*Corresponding author: mlupker@crpg.cnrs-nancy.fr

Abstract

We present an extensive river sediment dataset covering the Ganga basin from the Himalayan front downstream to the Ganga in Bangladesh. These sediments were mainly collected over several monsoon seasons and included sediment depth profiles of the river water column. Mineral sorting is the first order control on the chemical composition of river sediments. Taking into account this variability we show that sediments are significantly depleted in mobile elements during floodplain weathering and transfer. By comparing sediments sampled at the Himalayan front and in the Ganga in Bangladesh it is possible to budget weathering in the floodplain. The weathering of Himalayan sediments in the Gangetic floodplain releases ca. 170 to $210 \cdot 10^9$ and 60 to $80 \cdot 10^9$ moles/yr of carbonate bound Ca and Mg to the dissolved load, respectively. Silicate weathering releases ca. 50 to $60 \cdot 10^9$ and 25 to $30 \cdot 10^9$ moles/yr of Na and K while silicate Mg and Ca release is substantially lower between ca. 0 to $15 \cdot 10^9$ moles/yr. Additionally, we show that sediment hydration, $[H_2O^+]$, is a sensitive silicate weathering tracer that can be used in a continental detrital environment as the Ganga basin. Both $[H_2O^+]$ content and the D/H isotopic composition of sediments increases during floodplain transfer as a response to the mineral hydrolysis and neoformations associated to the weathering reactions. A comparison with the chemical composition of the Himalayan crust tends to show that the floodplain is a major location of silicate weathering compared to the Himalayan range for Na, K and $[H_2O^+]$ even if the correct determination of the eroded material remains problematic. This conclusion is however supported by the comparison with the dissolved load exported by the Himalayan Rivers emphasizing the role of the Gangetic floodplain in weathering Himalayan sediments. This work also shows that detrital sediments can be used as weathering tracers in the continental environment provided that mineralogical and chemical sorting effects are accounted for.

1. Introduction

Chemical weathering is central in surface biogeochemical cycles as it is re-distributing the chemical elements across the earth's surface reservoirs. Silicate weathering is also interacting with the climate by consuming atmospheric CO₂ and transporting it to the oceans as bicarbonate ions (HCO₃⁻) that will eventually precipitated as carbonates (CaCO₃) thereby balancing the mantle and metamorphic CO₂ inputs into the atmosphere (e.g. Walker et al., 1981; Berner et al., 1983). These considerations have fostered research from small-scale mineral dissolution studies (e.g. Oelkers and Schott, 1995; White and Brantley, 2003) to global scale weathering models (e.g., Berner, 1994; Donnadieu et al., 2004). Modern weathering rates are often retrieved from river solute fluxes (e.g. Meybeck, 1987; Gaillardet et al., 1999a; West et al., 2005) and their solid counterparts have received less attention (e.g. Gaillardet et al., 1999b; France-Lanord and Derry, 1997; Gislason et al., 2006) probably because of the difficulty to integrate the variability of detrital sediments (Lupker et al., *submitted b*; Bouchez et al., 2011a). They are however the only archives that can be used to trace past erosion fluxes at regional scale.

In an effort to understand and quantify the link between chemical composition of river sediments and weathering, we present a study of modern sediments across the Ganga fluvial network. The Himalayan system has retained much attention with respect to silicate weathering (e.g. Raymo et al., 1988; Derry and France-Lanord, 1996) and it is commonly assumed that weathering is directly associated with physical relief and elevation triggering physical erosion. However, the spatial budget and *locus* of weathering has never been properly determined, even though evidences exist for a predominant role of the floodplain compartment in the weathering budget of the Himalayan system (Galy and France-Lanord, 1999; West et al., 2002). The Ganga system is draining the central-western part of the Himalayan orogen where high erosion rates are responsible for large sediment discharges (c.a. 400-500 Mt/yr for the Ganga in Bangladesh, RSP final report, 1996; Lupker et al., *submitted b*) that transit through an extensive floodplain before being transferred to the Indian Ocean. The extent to which this particular setting affects the solubilization of the most mobile elements is essentially unknown. Here we analyze the evolution of the weathering imprint from sediments collected from the Himalayan front to the outflow of the Ganga in Bangladesh and compare it to Himalayan source rock compositions. We use mobile to immobile ratios of major elements of sediments to trace weathering and we introduce the less conventional hydration, [H₂O⁺] as complementary tracer. The secondary hydration of sediments is a sensitive tracer of weathering intensity and the associated D/H isotopic composition reflects the composition of meteoric waters, hence they may constrain the *locus* of weathering. The quantitative weathering budget retrieved from the sediments in the floodplain is then compared to the weathering budget in the Himalayan range to assess the significance of floodplain weathering in the Himalayan system.

2. Study setting

2.1. Hydrological and erosional setting

The Ganga River system is mainly fed by Himalayan tributaries. From west to east, the Yamuna, the Ganga, the Karnali, the Narayani and the Kosi are all major rivers draining the Himalayan range with basins ranging from 7600 km² for the Yamuna to 57800 km² for

the Kosi. The three main Nepalese Himalayan Rivers (Karnali, Narayani and Kosi) join the Ganga mainstream after some 200 to 600 km transit in the floodplain in India where the Karnali and Narayani are respectively renamed Ghaghara and Gandak. The westernmost Himalayan tributaries of the Ganga, the Yamuna flows through the city of Delhi and is merging with the Ganga at Allahabad, some 900 km downstream of the Himalayan front (Figure V.1).

Non Himalayan Rivers contribute to the sediment and dissolved budget of the Ganga, in particular southern tributaries, the first of which is the Chambal (Rengarajan et al., 2009). The Chambal River is draining the front of the Vindhya Range and part of the Deccan traps and flows into the Yamuna River in the Gangetic plain. Additionally, smaller tributaries such as the Betwa, Ken and Son are also draining the southern part of the Ganga basin (Figure V. 1). After a total transit in the floodplain of ca. 1500 km the Ganga merges with the Brahmaputra that drains the eastern part of the Himalaya and the southern border of the Tibetan plateau. The confluence of the Ganga and Brahmaputra in Bangladesh forms the Lower Meghna that delivers the products of Himalayan erosion to the Bay of Bengal and the Indian Ocean. The total drainage area of the Ganga covers 1.06 million km² of which 17% lies in the Himalaya, 35% in the Indian shield and 48% the Ganga plain (Rao, 1979).

The major part of the 380 km³ Ganga yearly discharge (WARPO hydrological data) occurs during the monsoon season from June to September (Fasullo and Webster, 2003). From those, approximately 54 % of the discharge is derived from the Himalayan catchments, 22% from the southern tributaries and the remaining 24 % from the floodplain itself (Rao, 1975; Singh et al., 2008). The sediment flux exported by the Ganga is estimated at ca. 400 to 500 Mt/yr (RSP, 1996; Lupker et al., *submitted b*). Less than 10% of the eroded Himalayan flux is stored in the Gangetic floodplain (Lupker et al., *submitted b*) but Granet et al. (2007 and 2010) estimated that the sediment transfer time in parts of the basin reaches over several 100 kyr for bedloads, which would favor the sediment weathering. Due to the monsoon intensity, 90 to 95% of the total water discharge and sediment load of the Ganga is transported from June to September (RSP, 1996; Lupker et al., *submitted b*).

2.2. Geological setting

The Himalayan catchments of the Ganga are the main sources of sediments carried by the system to the Bay of Bengal. Four main east-west units are commonly used to describe the Himalayan structure. From north to south, the Tethyan Sedimentary Series (TSS), the High Himalaya Crystallines (HHC), the Lesser Himalaya (LH) and the Siwalik. These units are bound by major discontinuities and thrust faults that accommodated the crustal shortening after the India-Asia collision 50 Ma ago (Patriat and Achahe, 1984). The TSS are composed of weakly metamorphosed, carbonate rich, late Cambrian to Eocene marine sedimentary sequences. The HHC are formed by Neoproterozoic to Ordovician high grade metamorphic rocks, marbles and local intrusions of leucogranite. The LH are low-grade metasedimentary rocks composed of quartzites, phyllites, black shists to limestones. To the south, the Siwalik consists of Neogene floodplain deposits uplifted by the southern propagation of the deformation front. From the Sr and Nd isotopic composition of sediments that are able to discriminate the HHC from the LH units, Galy and France-Lanord (2001) estimate that 80% of the sediments eroded from the Himalaya are derived from the HHC, and the remaining 20% of the LH even though river incision shows that TSS and Siwalik sediments may also represent a significant part of the eroded material in central Nepal (Lavé and Avouac, 2001).

The Himalayan front is bound to the south by the 200 to 300 km wide Ganga alluvial plain. Several kilometers of sediments eroded from the range overlay the Archean to Early Proterozoic Indian basement (Lyon-Caen and Molnar, 1983).

To the south of the basin, the Chambal River drains very contrasted lithologies compared to Himalayan Rivers. The Chambal headwaters and its affluent are draining the Cretaceous tholeiitic lava flows of the Deccan Traps that cover a significant part of drainage area and Neoproterozoic to Paleoproterozoic marine deposits mainly composed of sandstones and limestone (Rengarajan et al., 2009 and references therein).

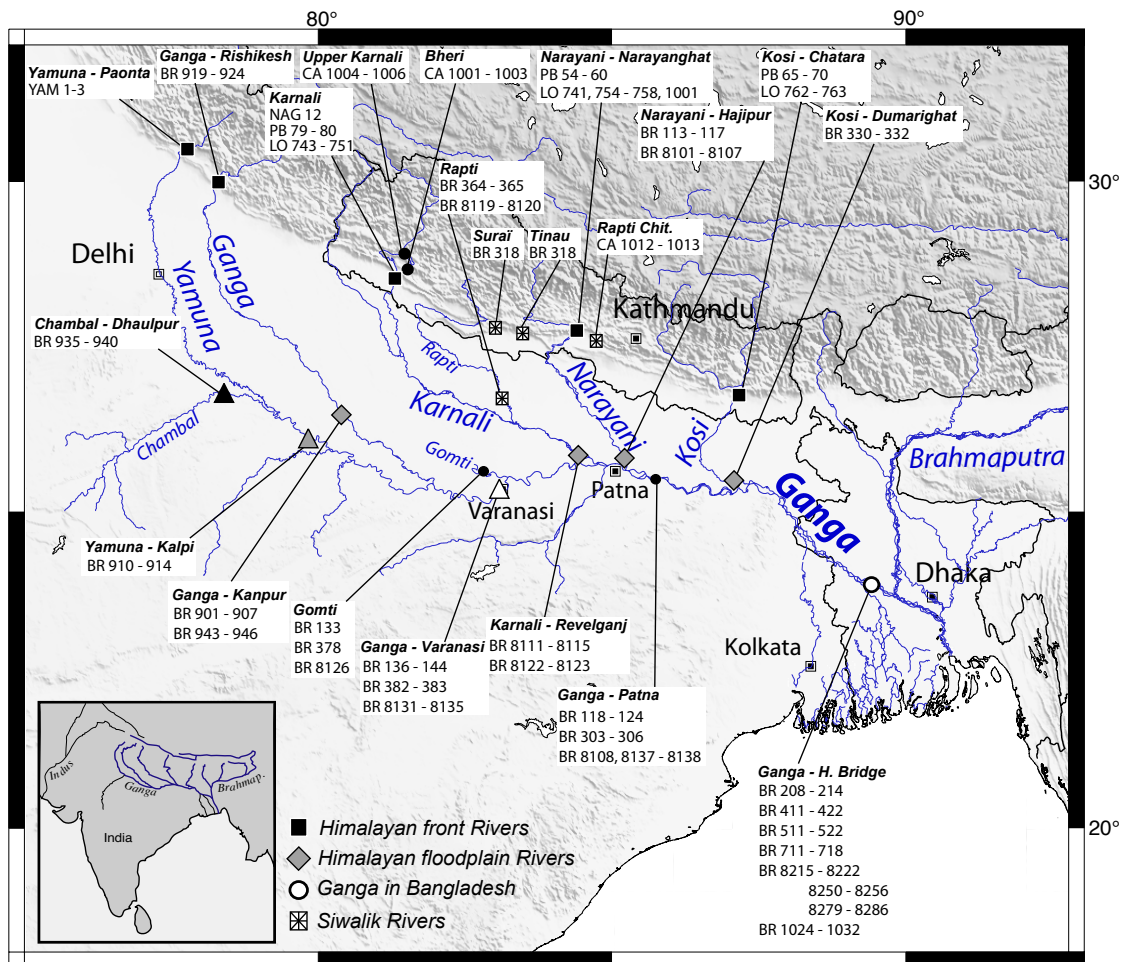


Figure V.1: Geographical setting of the Ganga basin with main sample sites and corresponding sample numbers.

3. Sampling strategies and analytical procedures

3.1. River sediment sampling

The Ganga basin was repeatedly sampled mainly during monsoon, in 2001, 2002, 2004, 2007, 2008, 2009 and 2010. All major tributaries of the Ganga in Nepal, India and Bangladesh were covered over these 7 years of field campaigns and when possible suspended sediments depth profiles were sampled. The main trans-Himalayan tributaries of the Ganga, from east to west: the Yamuna, the Ganga, the Karnali, the Narayani and the Kosi

River were sampled at the Himalayan front close to the MFT. Additionally samples from the Eastern and Central watersheds of the Karnali (Bheri and upper Karnali) from the MBT were included in this study. These trans-Himalayan Rivers were sampled further downstream before their confluence with the mainstream Ganga or another major river (except for the Yamuna that was sampled after its confluence with the Chambal). The contribution of Siwalik sediments to the sediment load was characterized through samples from the Rapti River, a tributary of the Karnali draining mainly Siwalik units and from more minor tributaries such as the Suraj, Tinau and Rapti Chitwan. The Chambal River, the main river draining the southern part of the Ganga basin, was sampled upstream its confluence with the Yamuna. The Gomti River, disconnected from the Himalayan input (Singh et al., 2005) was used as an end-member for pure floodplain sediment input in the Ganga basin. The Ganga mainstream was also sampled in additional locations in the floodplain: in Varanasi (Benarès) and Patna. Finally, the sediments exported by the whole Ganga basin were repeatedly sampled during monsoon on the Ganga in Bangladesh at Harding Bridge (2002, 2004, 2007, 2008 and 2010). This station located before the confluence of the Ganga with the Brahmaputra integrates all major affluent of the river (Figure V.1).

Sampling included: (1) sediment depth profiles in the water column that allows to capture the full sedimentological variability of the transported material, (2) dredged bedload samples and (3) recent deposits and bank sediments. The detail of sampling techniques and preparation can be found in (Galy et al., 2008 and Lupker et al., *submitted b*). Part of the sampling presented in this work have already been used to document organic carbon fluxes (Galy et al., 2007; 2008), residence and transfer times in the Ganga basin (Granet et al., 2007; 2010), mineralogical variability (Garzanti et al., 2010; 2011) and to budget global sediment fluxes and composition (Lupker et al., *submitted b*).

3.2. Sample analysis

3.2.1. Major and Trace elements

Sediments were powdered in an agate mortar before analysis. Major and trace element concentrations were measured by ICP-AES and ICP-MS at Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM – CRPG, Nancy-France) on bulk aliquots of ~ 100 mg of sediment after lithium metaborate fusion (Govindaraju and Mevelle, 1987; Carignan et al., 2001). Relative uncertainty for major elemental concentration is better than 2%.

3.2.2. Carbonate content determination

Carbonates contents were manometrically determined from the CO₂ released after reaction with H₃PO₄ with 30 to 50 mg sample (Sheppard and Schwarcz, 1970; Galy et al., 1999). Calcite was determined after 3 hr at 25°C, and dolomite content was sequentially determined after additional 7 days reaction at 50°C. The isotopic compositions of calcite and dolomite were measured as $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) and $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) on the released CO₂ by a modified VG-602 mass spectrometer. Reported reproducibility is ± 0.1 ‰.

3.2.3. Hydration and D/H stable isotopic composition in sediments

Chemical weathering of aluminosilicates is characterized by an increase in concentration of structural hydroxyl groups, herein termed $[H_2O^+]$, of minerals as the uptake of protons by hydrolysis or neo-formation of hydroxyl rich minerals balances the release of cations to the solution. In this work we used the hydration, i.e. OH^- content, of bulk sediments as a proxy for their maturity with respect to weathering. The D/H ratio of the hydroxyl groups formed by mineral hydrolysis and secondary mineral formation reflects the isotopic composition of the water from which they were formed (Savin and Epstein, 1970; Lawrence and Taylor, 1971, 1972; Gilg and Sheppard, 1996) and could potentially be used as tracer for the weathering location. Existing methods for D/H analysis in rocks (Sharp et al., 2001; Gehre and Strauch, 2003; Gong et al., 2007; Garzzone et al., 2008) were adapted to meet the constraints of working on detrital, clay rich sediments. Between 2 to 8 mg of powdered samples were analyzed on-line on an Elemental Analyzer (EA) coupled to an Isoprime Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS) as follows:

First, adsorbed and inter-layer water should be removed. No general consensus on the elimination procedure of adsorbed water can be found in the literature. Proposed procedures have explored heating the sample to 250°C under vacuum for 2 to 3 hours (Savin and Epstein, 1970), 200°C for 12 hours (Girard et al., 2000), 350°C for 4 hours (Gong et al., 2007) or 70°C under vacuum for 20 days (Garzzone et al., 2008). Yapp and Pedley (1985) and Girard et al. (2000) also used up to 3 hours pumping at 100°C to remove exchangeable water from natural goethites. In our procedure, pre-weighted in tin capsules samples were placed in a sample carousel and degassed at 120°C under secondary vacuum for 48h. Great care was taken to use constant degassing temperature and time for all samples to ensure internal reproducibility of the data. Degassing for less than 48h resulted in higher variability in sample water content and isotopic composition that was attributed to remaining adsorbed water. After dehydration, the degassing unit was placed in a dry, N_2 flushed, glove box. The sample carousel was then transferred within the glove box in a custom, sealed automatic sampler pre-flushed with He. The sampler was then reconnected to the EA and evacuated for c.a. 20 min before opening it to the reduction column. This procedure suppresses any contact of samples with atmospheric moisture that could rapidly re-hydrate the samples and was found to increase over-all reproducibility of the $[H_2O^+]$ and D/H measurements.

Samples were combusted on an EA glassy carbon reaction tube, packed with glassy carbon chips and enclosed in ceramic liner to reduce hydroxyls to H_2 . The temperature of the column was kept at 1450°C by a Kanthal-Superthal heating element. High temperature was required to ensure rapid sample reduction, to prevent CH_3 formation (Burgoyne and Hayes, 1998) and to improve the reproducibility as already noticed by other authors (Sharp et al., 2001; Gehre and Strauch, 2003). He carrier pressure was maintained at 120 kPa and the produced gases were separated on a chromatographic column kept at 60°C. After chromatographic separation, H_2 was introduced in the MS source through an open-split and analyzed for D/H isotopic composition. H^{3+} correction was performed for each sample from in house H_2 standard injections covering the sample signal range. Source trap current was kept at 500 mA and samples were measured with a major peak height between 6 and 10 nA. Amount of H_2 produced was determined from the integration of the major peak area.

Three different internal standards (Muscovite: MuscD65, Phlogopite: Mica-Mg and a fine grained marine sediment from the bay of Bengal: SO188) were routinely included during

sample analysis to account for instrumental drift. These internal standards were calibrated against IAEA reference material NBS30 (Biotite, $\delta D = -65.7 \text{ ‰}$), NBS22 (Oil, $\delta D = -120 \text{ ‰}$) and CH-7 (Polyethylene, $\delta D = -100.3 \text{ ‰}$) for D/H isotopic composition and MS linearity. $[\text{H}_2\text{O}^+]$ of the internal standards were calibrated against analysis of the same internal standards degassed using the same procedure on a classical extraction line involving extraction of water and subsequent reduction on a uranium furnace (Biegelsen et al., 1952). D/H is reported as δD and is normalized against SMOW. The overall, long term, 1σ , reproducibility of the method on sediments and rocks is given at 2 ‰ for δD and 0.1 ‰ for $[\text{H}_2\text{O}^+]$ (Figure V. 2). All samples were duplicated, and reanalyzed if difference exceeded the reported reproducibility.

4. Results

The detailed composition of sediments used in this work is reported in the supplementary data file, table S1.

4.1 Mineral sorting and weathering budget approach

The depth samplings performed on the rivers of the Ganga basin show a strong heterogeneity of the chemical composition of suspended sediments within one single water column (Figure V.3). Heterogeneities in river sediment chemistry as a function of sampling depth have been previously described for the Ganga-Brahmaputra and other large river (e.g. Galy et al., 2007; Bouchez et al., 2011a; Garzanti et al., 2011; Lupker et al., *submitted b*). The hydrodynamic control on the chemical composition of sediments in the Ganga River has been detailed in Lupker et al., *submitted b* and linked to mineral sorting effects (Garzanti et al., 2011). Briefly, the river hydrodynamical conditions of the sampled water column controls the suspension of sediments based on their grain size, shape and density. For poly-mineralogical sediments, this results in a mineralogical and thus chemical differentiation of sediments through the water column.

The main minerals controlling the distribution of major elements in the water column are summarized in Table 1. Ganga sediment mineralogy is dominated by quartz, mica and feldspar, with occurrence of other phyllosilicates, clay assemblages and hydroxides in the finer fraction. Calcite and dolomite grains are also abundant. For detailed mineralogical analysis see Garzanti et al., 2010 and Garzanti et al., 2011. In the Ganga basin Rivers, sediment load increases bottom wards by a factor 2 to 3 between the shallowest and deepest samples. As illustrated in Figure V.3, the major element composition of suspended sediments is variable from surface to bottom. SiO_2 concentration increases bottomward from 50 to 60 wt% in surface samples to 60 to 75 wt% for the deepest suspended sediments and up to 85 wt% in bedload samples. Na_2O concentrations in surface sediments also increase from surface (ca. 0.9 wt%) to bottom (ca. 1.1 to 1.3 wt%) while bedload sediments have typical concentrations between (ca. 1.1 and 1.3 wt%) for Ganga sediments.

On the contrary, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O and H_2O^+ show decreasing concentrations with water depth. Al_2O_3 concentrations range from ca. 15 to 18 wt% in surface samples to ca. 10 to 14 wt% for the deepest samples and down to 7-8 wt% in bedload samples. Fe_2O_3 concentrations range from 6 to 8 wt% in surface samples to 4 to 6 wt% in the deepest samples down to 2 to 3 wt% in the bedload. K_2O concentrations of typical surface sediments are of the order of 3 to 4 wt% and decrease to 2 to 3 wt% in deep sediments and 1 to 2 wt% in bedload samples. H_2O^+ concentrations range from ca. 3 to 4 wt% in surface samples to 1

to 2 wt% in deeper samples and down to 0.5 wt% in bedload samples. The D/H isotopic composition of sediments ranges from - 70 to - 110 ‰ and is not clearly dependant on sampling depth. Dolomite and calcite content of sediments is also highly variable depending on tributaries (from 0 to over 20 wt%) and shows no clear dependence with depth, depending primarily on the tributaries. As CaO and MgO contents reflect both carbonate and silicate detrital sources, the concentration of CaO and MgO shows a poor dependence with depth.

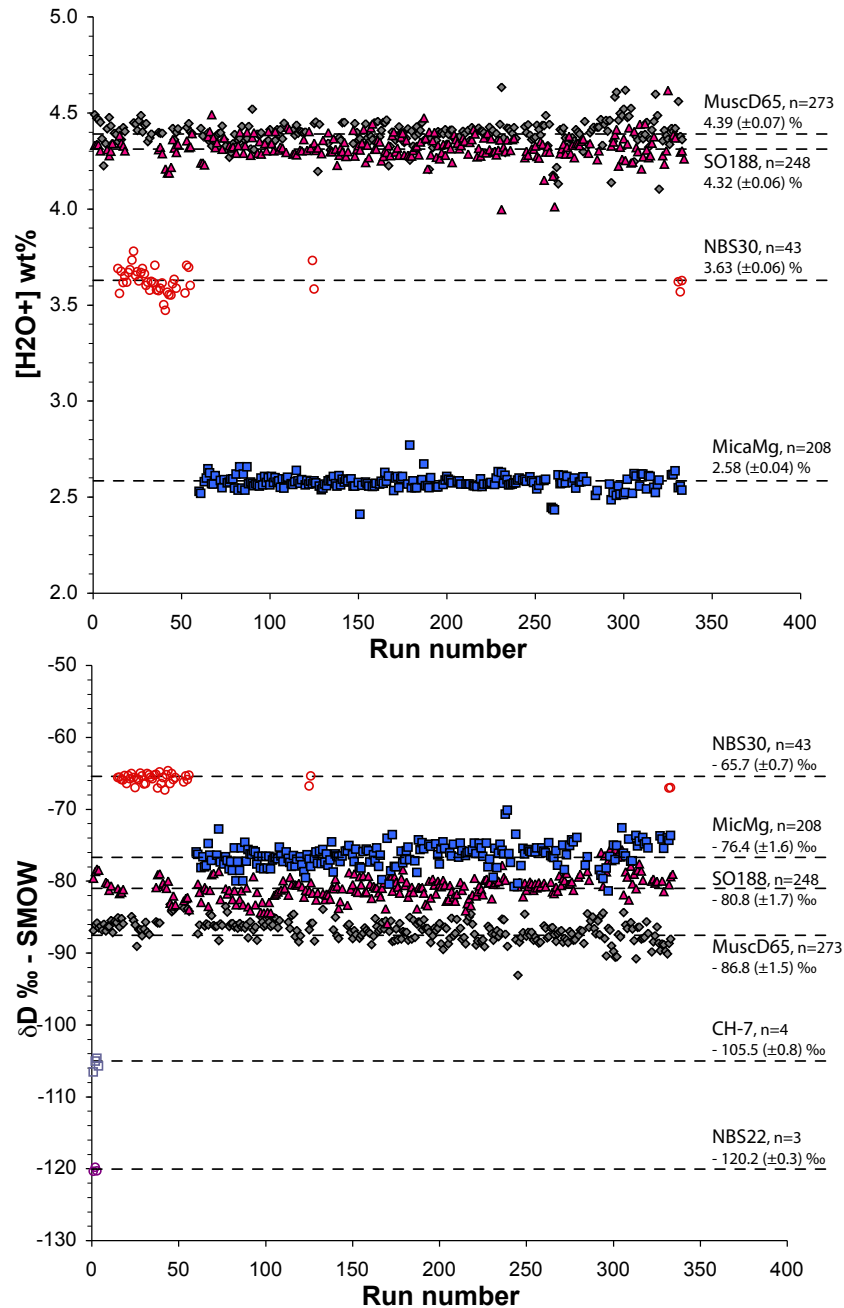


Figure V.2: Replicate analysis of internal standards MuscD65, Mica-Mg and SO188 for H_2O^+ concentration (top figure) and D/H isotopic composition (lower figure) routinely measured. Measurements of international reference (NBS22, NBS 22 and CH-7) are also indicated.

	Si	Al	Fe	Na	K	Ca	Mg	H ₂ O ⁺
Enrichment in water column	bottom	surface	surface	bottom	surface	n.d.	surface	surface
Carrying mineral	Quartz Feldspars Mica	Mica Feldspar Clay	Biotite Clay Fe-hydrox. Opaque	Albite Other feldspar	Mica K-feldspar	Calcite Dolomite Plagioclase	Mica Dolomite	Mica Clay Fe-hydrox.

Table V.1: Major elements distribution in the water column and main mineralogical species contributing to the different elements in the Ganga basin. Mineralogical data based on analysis mineral separates from Ganga sediments (Garzanti et al., 2011).

The large variability of sediment composition found in a single water column has to be accounted for to derive reliable information on the evolution of the sediments during their transfer in the Gangetic floodplain. Following (Galy and France-Lanord, 2001) and in order to disentangle mineralogical sorting signals from the true chemical evolution of sediments in large rivers, the chemical elements were first normalized to silicon content to exclude dilution effects due to variable carbonate contents. The elemental ratios are then evaluated with respect to their Al/Si molar ratio. Al/Si is used as a proxy of mineral sorting effects and is strongly correlated to grain size (Lupker et al., *submitted b*). Coarse-grained sediments are enriched in quartz and have thus a low Al/Si ratio while finer grained surface sediments tend to be enriched in phyllosilicates and clay minerals that have higher Al/Si ratios. The water column is thus well described by a range of Al/Si ratios and hydrodynamic mineral sorting results in a mixing trend between these two end-members (Figure V.4a). In the Himalayan system, dissolved Si and Al account for respectively ca. 1 % and less than 0.1 % of the particulate flux (Galy and France-Lanord, 2001). These elements can therefore be treated, to a first approximation, as immobile and weathering results in the loss of the most mobile elements such as Na, K, Mg, Ca or a gain in hydration at constant Al/Si. Hence, for the total sediment load, weathering is marked by a decrease (increase for H₂O⁺/Si) in the slope of the trend with respect to Al/Si (Figure V.4a).

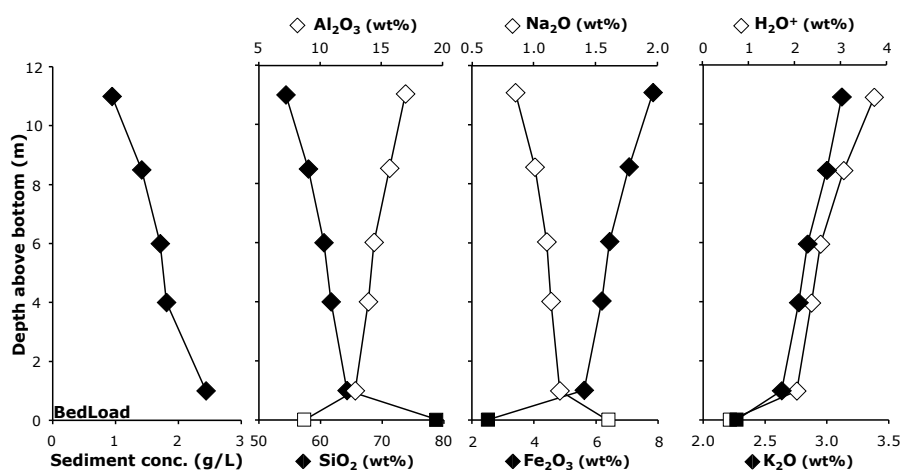


Figure V.3: Evolution of sediment concentration in the water column of the Ganga in Bangladesh (BR 511 - 516) along with evolution of the chemical composition of major elements Si, Al, Fe, Na, K as well as H₂O⁺. Mineral sorting within the sampled water column is a first order control on chemical composition of sampled.

The chemical composition of the exported sediment flux is further influenced by sediment sequestration in the floodplain. Floodplain deposits tend to be enriched in coarse-grained quartz fractions and by difference tend to enrich the suspended load in finer, clay rich sediments. This sequestration results in an increase of the average Al/Si ratio of the transported sediments during floodplain transfer that has to be accounted for (Figure V.4b). However, Lupker et al. (*submitted b*) show that for the Ganga floodplain this effect is limited as only 10 % of the eroded sediment flux is deposited in the floodplain. These authors estimate the average Al/Si ratio of the sediments entering the floodplain at 0.22 while the sediments transported by the Ganga in Bangladesh have only slightly higher Al/Si ratios of 0.23. The net weathering of sediments in the floodplain is thus given by the difference of their composition evaluated at Al/Si = 0.22 at the Himalayan front and 0.23 for the Ganga in Bangladesh (Figure V.4b).

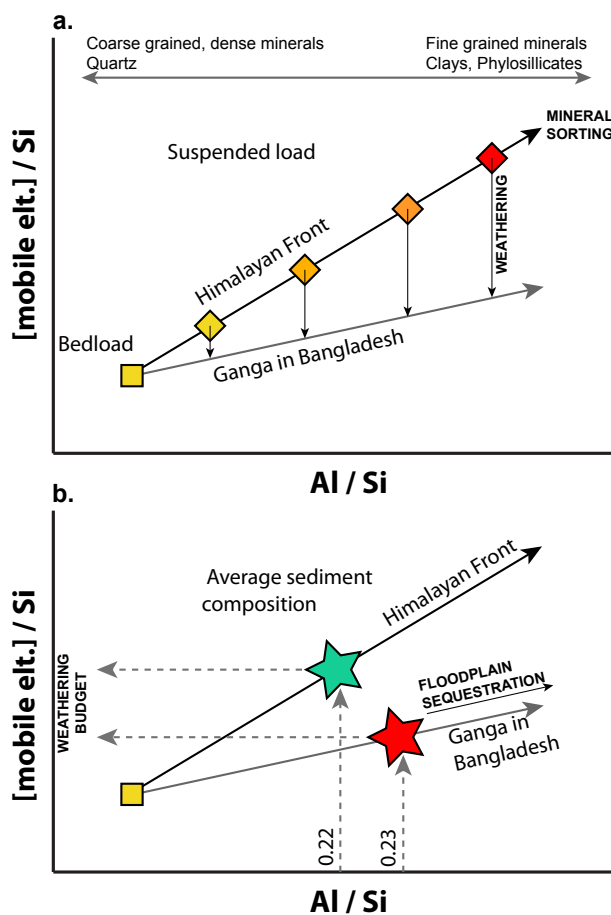


Figure V.4: Schematic evolution of the sedimentary load during transfer from the Himalayan front downstream to the Ganga in Bangladesh. (a) Sediment hydrodynamic sorting results in mixing trend between coarse grained, quartz rich, low Al/Si sediments and a clay and phyllosilicate rich end-member. Weathering is marked by a loss of mobile elements relative to Si at constant Al/Si. (b) Sediment sequestration in the floodplain results in a relative increase of the average Al/Si ratio of the total transported sediment load. This evolution is however limited for the Ganga as at the Himalayan front the average Al/Si is ca. 0.22 and in the Ganga in Bangladesh this ratio is estimated at ca. 0.23 (Lupker et al., *submitted b*).

4.2. Spatial and temporal variation in chemical composition

4.2.1. Major elements

In this work we mainly focus on variability of the Fe/Si (Figure V.5), Na/Si (Figure V.6), K/Si (Figure V.7), $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ (Figure V.8) with respect to the Al/Si ratio of the sampled sediments. All elements show a positive correlation with Al/Si showing the enrichment of the finer fraction (high Al/Si) in Fe, Na, K and H_2O^+ with respect to Si and the predominance of quartz in the

coarser fraction (lower Al/Si ratio) as stated earlier. These correlations are linear for Fe, K and H_2O^+ suggesting a simple binary mixing between the coarse and fine-grained end-member. For Na the relation more complex and suggests the mixing with more than 2 end-members. It can be described by a log relationship that represents a reasonable approximation for intermediate Al/Si ratios (0.15 – 0.30). The overall variability amongst rivers is maximum for the finer fraction than for the coarse fraction. Bed-load sediments show a uniform composition among the Gangetic plain even if some variability is observed and mainly attributed to placer effects and accessory minerals. Each sampling year and site shows a unique correlation between a homogeneous bedload and a variable fine-grained end-member. We will further describe the variability amongst rivers and sampling dates based on these correlations.

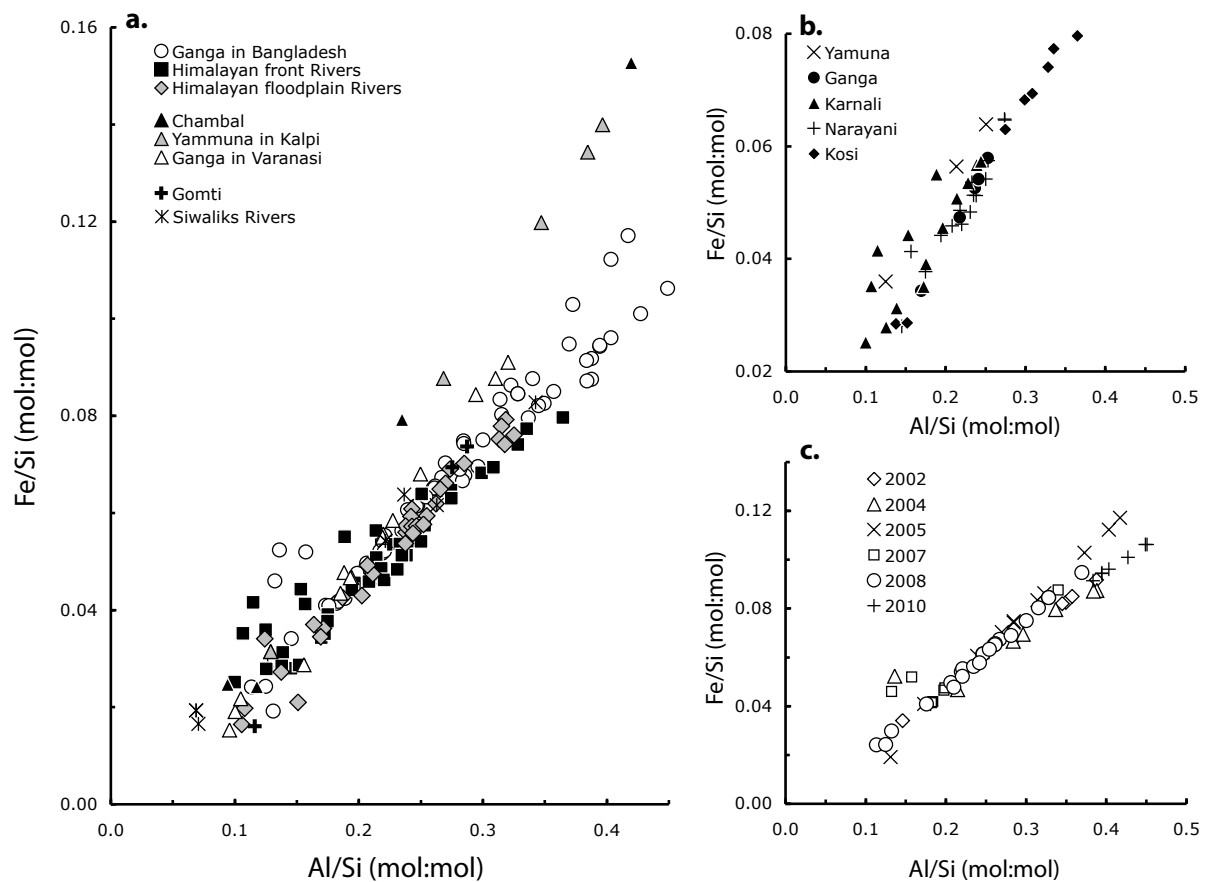


Figure V.5: Evolution of the ratio Fe/Si as a function of the Al/Si ratio, proxy for grain-size and mineral sorting in the river water column. **a.** Evolution of Fe/Si between Himalayan front rivers (Yamuna, Ganga, Karnali, Narayani, Kosi) in black squares, the same rivers sampled further down stream after transfer in the floodplain in light grey diamonds and the Ganga sampled in Bangladesh where it integrates the full basin (open circles). Also plotted is the major southern tributary, the Chambal. **b.** Detailed graph of the Himalayan front rivers. **c.** Temporal variability of sediments sampled in the Ganga in Bangladesh, plotted as a function of sampling year.

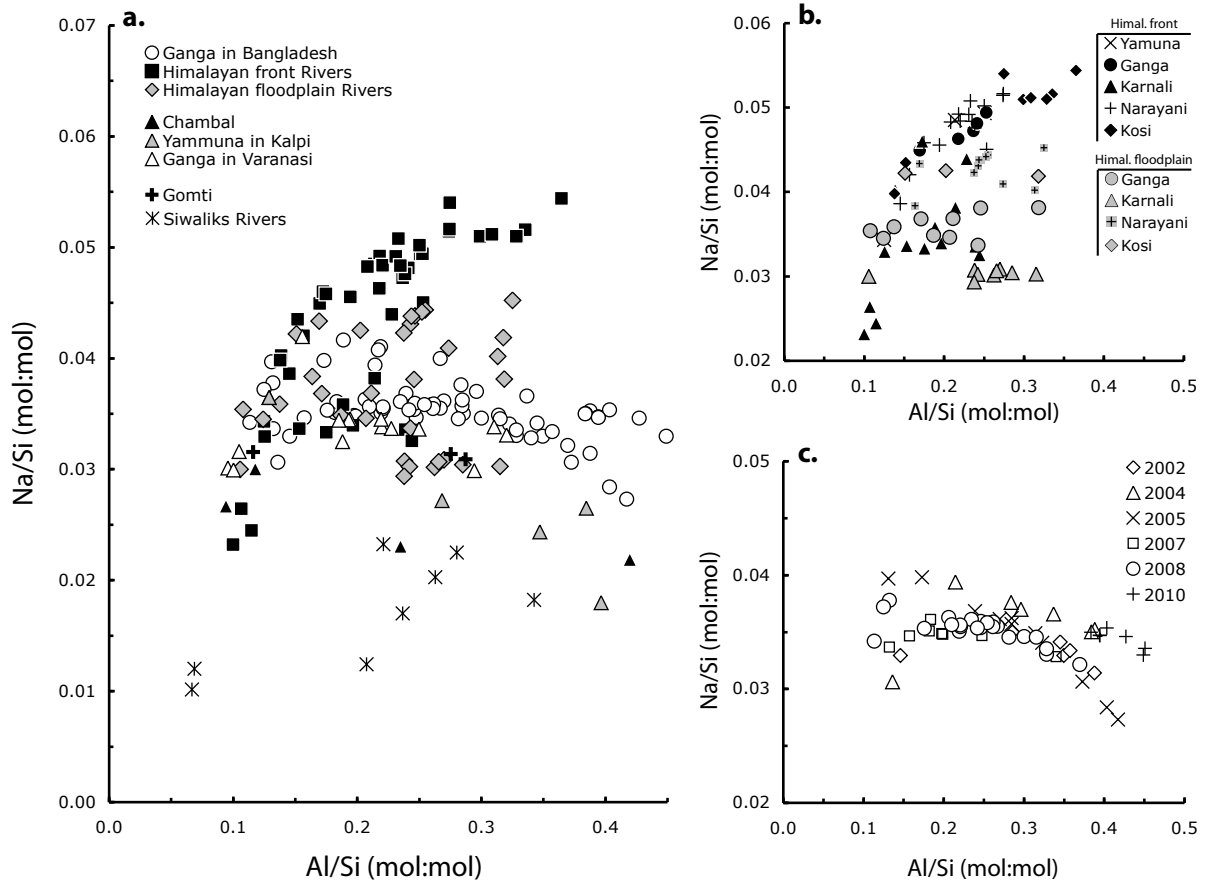


Figure V.6: Evolution of the ratio Na/Si as a function of the ratio Al/Si. **a.** Evolution of Na/Si from the Himalayan front rivers (black squares), further downstream upon floodplain transfer (light grey diamonds) compared to Ganga sediments sampled in Bangladesh (open circles) and the major southern contribution the Chambal (black triangles). **b.** Detailed plot of the evolution of Himalayan rivers upon floodplain transfer. **c.** Inter-annual variability of the Na/Si ratio in Ganga sediments sampled in Bangladesh.

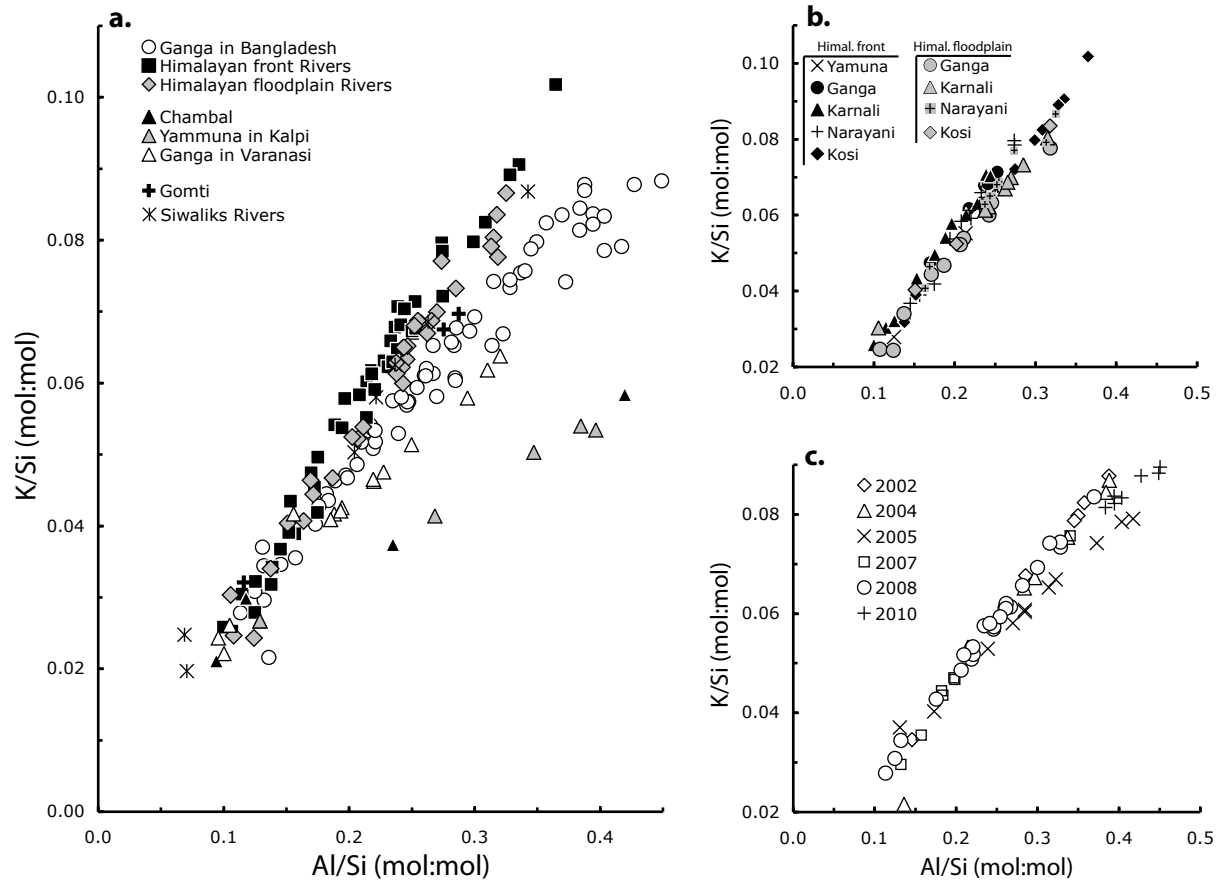


Figure V.7: Evolution of the ratio K/Si as a function of the ratio Al/Si. **a.** Evolution of K/Si from the Himalayan front rivers (black squares), further downstream upon floodplain transfer (light grey diamonds) compared to Ganga sediments sampled in Bangladesh (open circles) and the major southern contribution the Chambal (black triangles). **b.** Detailed plot of the evolution of Himalayan rivers upon floodplain transfer. **c.** Inter-annual variability of the K/Si ratio in Ganga sediments sampled in Bangladesh.

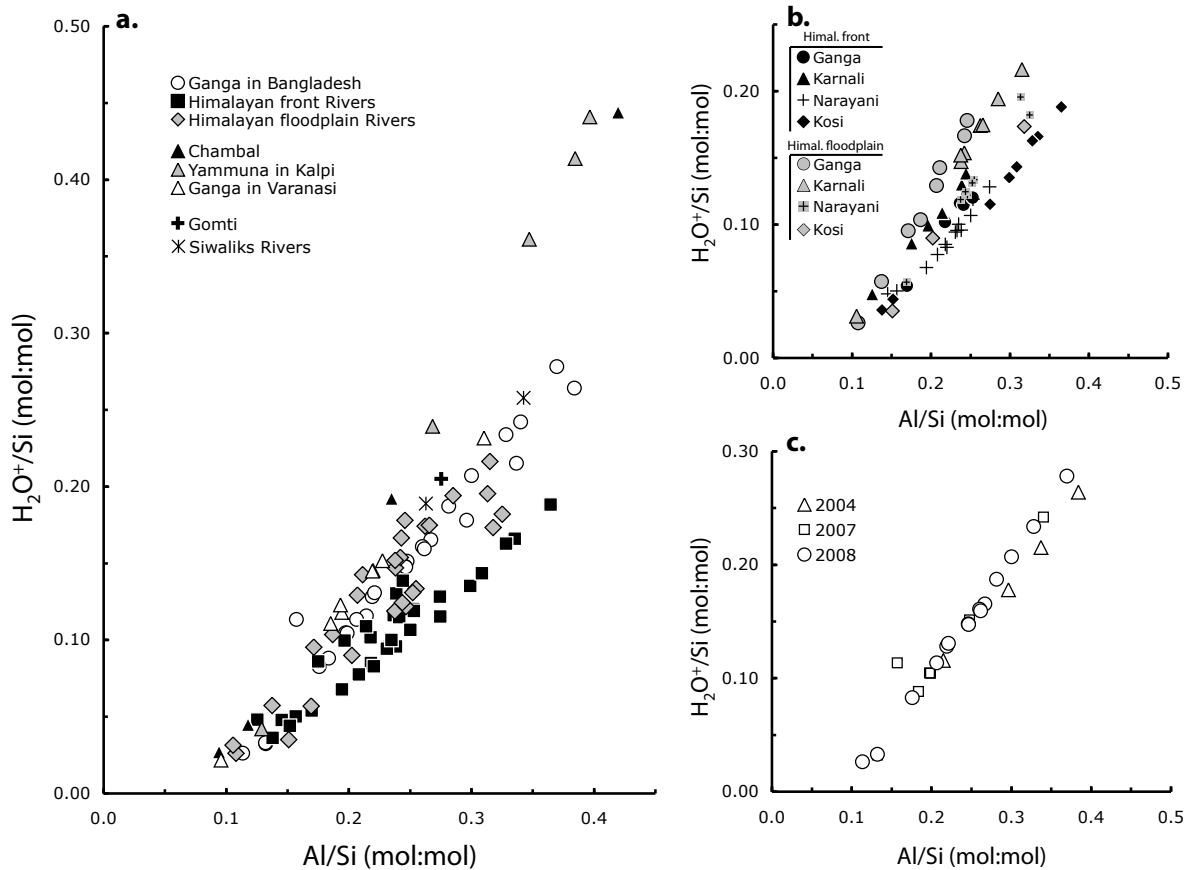


Figure V.8: Evolution of the ratio H_2O^+/Si as a function of the ratio Al/Si . **a.** Evolution of H_2O^+/Si from the Himalayan front rivers (black squares), further downstream upon floodplain transfer (light grey diamonds) compared to Ganga sediments sampled in Bangladesh (open circles) and the major southern contribution the Chambal (black triangles). **b.** Detailed plot of the evolution of Himalayan rivers upon floodplain transfer. **c.** Inter-annual variability of the H_2O^+/Si ratio in Ganga sediments sampled in Bangladesh.

The major trans-Himalayan Rivers (the Yamuna, Ganga, Karnali, Narayani and Kosi) sampled at the Himalayan front (Himalayan front Rivers in Figure V.5, V.6, V.7 and V.8) show a first order homogeneous Fe/Si (Figure V.5.a) and K/Si (Figure V.7.a.) relation to Al/Si even if some second order variation such as an enrichment in Fe for the Karnali can be observed. The Na/Si (Figure V.6.a) and H_2O^+/Si (Figure V.8.a) composition of these rivers shows more variability with mainly a homogeneous composition for the Yamuna, Ganga, Narayani and Kosi but a significant depletion in Na and enrichment in H_2O^+ compared to the other trans-Himalayan Rivers for the sediments sampled in the Karnali.

After transiting in the floodplain and before merging with the Ganga mainstream the Himalayan Rivers (Himalayan floodplain Rivers in Figure V.5, V.6, V.7 and V.8) are marked by a small but significant increase in the Fe/Si ratios. Furthermore, these rivers also lose Na and K while they gain H_2O^+ during their course in the Gangetic floodplain. This loss is higher for Na than for K . The loss of Na and gain of H_2O^+ relative to Si upon floodplain transfer is maximum for the Ganga while it is lower for the Karnali and Kosi Rivers. Chambal River sediments, from the south, are marked by significantly higher Fe/Si and H_2O^+/Si ratios than other Rivers in the system, along with low Na/Si and K/Si ratios. This Chambal signature can be followed further downstream in the Yamuna after its confluence with the

Chambal (Kalpi, see Figure V.1) where sediments have the same chemical characteristics as Chambal sediments and even in the Ganga in Varanasi (after the confluence of the Ganga with the Yamuna) were the chemical compositions is intermediate between Himalayan derived sediments and Chambal sediments.

Comparing these to the Ganga in Bangladesh after collection of all major tributaries shows that the Ganga has on average slightly higher Fe/Si ratios than Himalayan sediments. Ganga sediments are also significantly depleted in Na, K and enriched in H_2O^+ compared to its Himalayan tributaries that mainly contribute to the sediment budget in Bangladesh. The 6 different sampling years on the Ganga reveal a year-to-year variability for all elements (Figure V.5c, V.6c, V.7c, V.8c). This variability was not detected in Himalayan front Rivers even if only a maximum of two different sampling years is available. The variability on the Ganga shows that years with high Fe/Si ratios (e.g. 2005) are coeval with low Na/Si and K/Si ratios suggesting a common origin of observed variations.

Finally additional more minor tributaries were also included in this work such as the rivers mainly draining Siwalik outcrops and the Gomti River as indicative of pure floodplain derived material. Siwalik Rivers show a strong depletion in Na, a high H_2O^+ content and slightly higher Fe content than the other Himalayan Rivers. K on the contrary is similar to other Himalayan Rivers. The Gomti River is more depleted in Na, K and enriched in Fe and H_2O^+ than the Himalayan floodplain Rivers, showing the more weathered state of floodplain material.

4.3.3. D/H isotopic composition of sediments

The D/H isotopic composition (expressed as ‰ δD , V-SMOW) of the hydroxyls in the sediments from the Ganga basin is not strongly correlated to their degree of hydration (Figure V.9). However, a shift towards less depleted, higher H_2O^+/Al ratios from the Himalayan front to the Ganga in Bangladesh is obvious. The field of the main hydrated primary minerals, *i.e.* muscovite and biotite have been determined from mono-mineralogical samples from extracted sediments in the Ganga basin (data in supplementary data file, table S2) and are compatible with the previously published analyses on Himalayan source rock minerals (France-Lanord et al., 1988a).

The first order composition of river sediment D/H composition can well be explained by a mixing of muscovite and biotite more or less diluted by other aluminosilicates such as feldspar. However the analyses of the clay fraction of samples from the Narayani at the Himalayan front and the Ganga (Figure V.9) as well as vermiculite minerals of the Ganga suggests that secondary minerals are also significant contributors to the H_2O^+ budget of the samples. The difference in isotopic composition between these clay fractions shows that the difference in the isotopic composition of surface waters between the High Himalayan range and the Gangetic floodplain (respectively ca. - 50 to -135 ‰ and - 20 to - 65 ‰ as determined from river waters by Gajurel et al., 2006) is at least partially inherited by the secondary phases. The increase in neo-formation of clay minerals during floodplain transfer is consistent with the change in D/H isotopic composition of the sediments even if a contribution of Chambal derived sediments must also be considered.

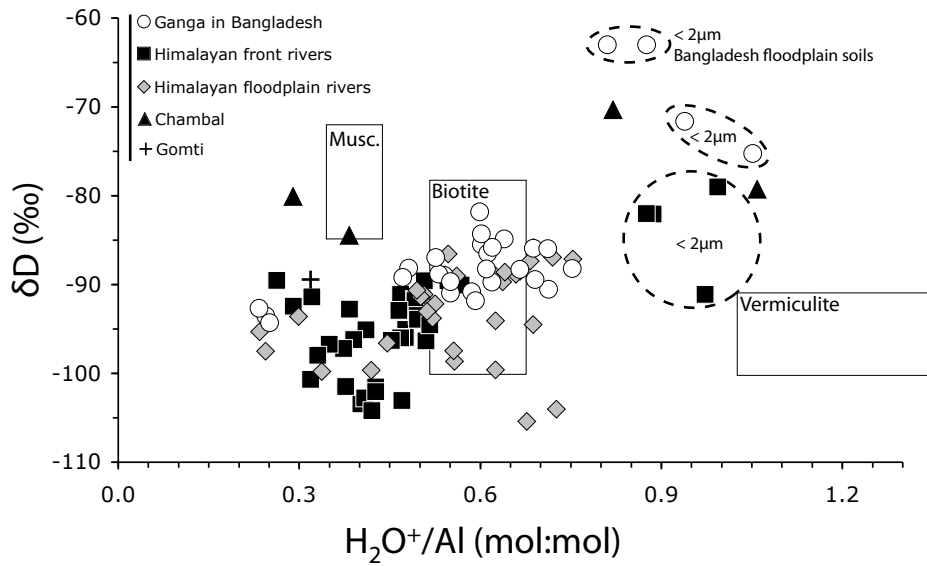


Figure V.9: D/H isotopic composition of bulk sediments from the Ganga basin as a function of hydration, H_2O^+/Al . Also plotted for references is the hydration and isotopic composition of muscovite, biotite and vermiculite separated from Himalayan sediments (see supplementary data file, Table S2).

4.3.4. Carbonates content and isotopic composition

Himalayan Rivers and Ganga tributaries are characterized by a large variability in carbonate content amongst Himalayan basins reflecting primarily the regional distribution of limestones (Figure V.10).

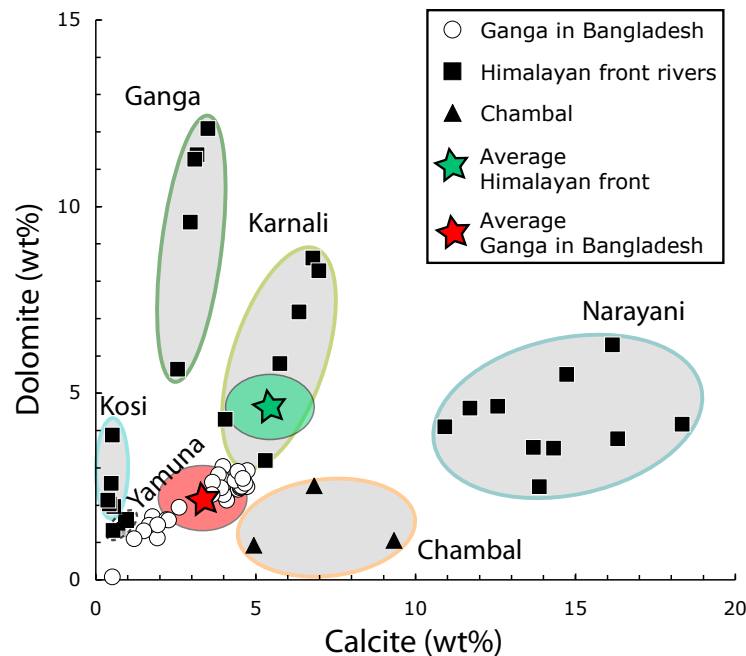


Figure V.10: Calcite and dolomite content of sediments from the Ganga basin.

Carbonate dissolution from the Himalayan front Rivers to the Himalayan floodplain Rivers (Figure V.10) is significant and highly variable amongst rivers (0 to 77 % loss in calcite and 30 to 86 % loss in dolomite). This variability is thought to be due to source effects and variable

sampling dates between up to down stream. The Ganga in Bangladesh has an overall low carbonate content compared to its tributaries with ca. 3% calcite and 2% dolomite.

The isotopic composition of carbonates are shown in Figure V.11 and are in agreement with previously published carbonate data on Ganga basin bedload sediments (Galy et al., 1999) and Himalayan front River carbonates fall within the field of Himalayan source rock whole carbonates (France-Lanord, 1987; Galy et al., 1999) supporting their detrital origin. Calcite in the Himalayan front Rivers are characterized by a limited range in $\delta^{18}\text{O}$ (from ca. -9 to -14 ‰) compared to all available data while $\delta^{13}\text{C}$ values covers the full range of analyzed river sediments in this study. Upon floodplain transfer these values are shifted towards lighter $\delta^{18}\text{O}$ and heavier $\delta^{13}\text{C}$ compositions. Dolomite isotopic composition of Himalayan front Rivers does not show any significant evolution upon transfer in the floodplain.

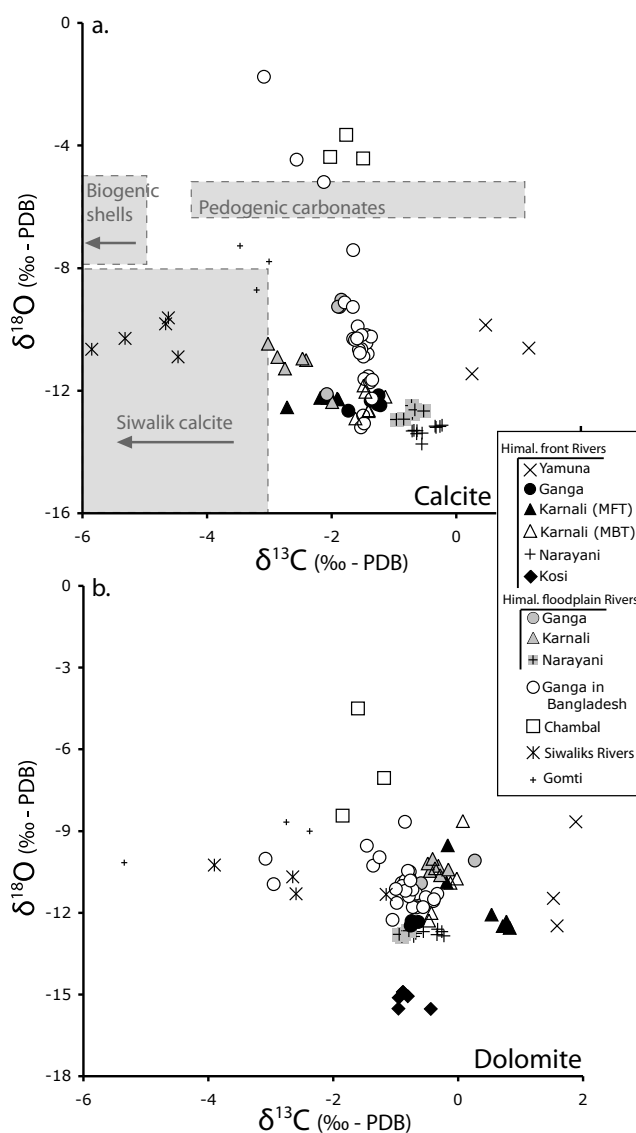


Figure V.11: Oxygen and carbon isotopic composition of calcite (a) and dolomite (b) of river sediments from the Ganga basin. Also plotted is the range of pedogenic carbonates from the northeastern Ganga floodplain (Sinha et al., 2006) and Siwalik carbonates from the Surai Khola section in Nepal (Supplementary data file, Table S3; Sanyal et al., 2005) and biogenic shells from the Gangetic plain (Gajurel et al., 2006).

The main differences come from the Chambal and Siwalik Rivers. The Chambal is significantly enriched in ^{18}O relative to Ganga carbonates. Siwalik are mainly depleted in ^{13}C for both calcite and dolomite that is consistent with the dominant Siwalik drainage of that river and the bulk carbonate isotopic composition of the Siwalik (Supplementary data file, table S3; Sanyal et al., 2005). Intermediate ^{13}C depleted compositions are also found for the

Karnali sampled downstream of the MBT whereas upstream of the MBT the Karnali is similar to other Himalayan Rivers. The Ganga in Bangladesh shows intermediate $\delta^{13}\text{C}$ compositions both for calcite and dolomite that are compatible with mixing of Himalayan front River sediments. However the higher $\delta^{18}\text{O}$ values, mainly for calcite, implies mixing with another source such as Chambal carbonates, pedogenic carbonates from the Gangetic floodplain (Sinha et al., 2006) or biogenic shell carbonates (Gajurel et al., 2006).

4.3.5. Mg^s and Ca^s

As Mg and Ca concentration are controlled by carbonate and silicates, we calculated silicate derived Mg and Ca (noted Mg^s and Ca^s) using measured calcite and dolomite concentrations. Bulk calcium and magnesium were corrected based on a pure calcite (CaCO_3) and dolomite ($\text{Ca}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}\text{CO}_3$). Carbonates account on average for 28% of the bulk sediment's Mg budget and 73% of the Ca budget.

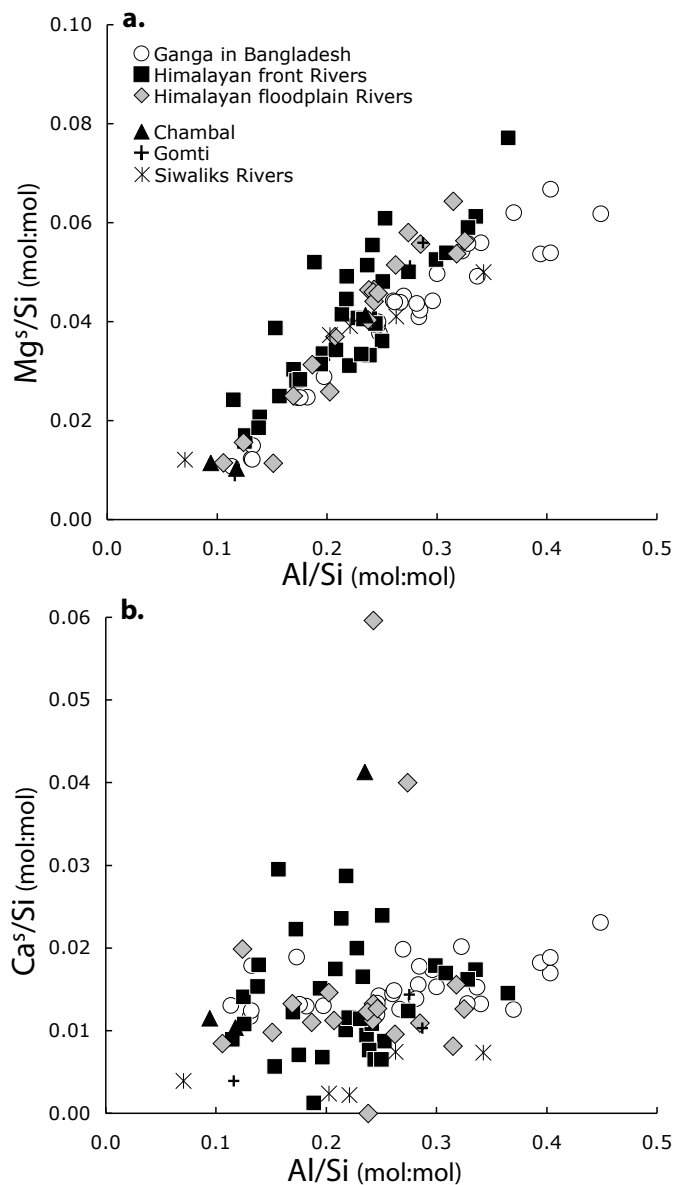


Figure V.12: Mg^s/Si (a) and Ca^s/Si (b) as a function of Al/Si for river sediments from the Himalayan front Rivers, the Himalayan flood plain Rivers, the Ganga in Bangladesh, the Chambal and Gomti Rivers. Mg^s and Ca^s are derived from the sediment bulk Mg and Ca content after correction for calcite and dolomite Ca and Mg contribution.

Calculated Mg^5/Si are positively correlated to Al/Si ratios with a first order linear trend (Figure V.12a). Scatter is nevertheless large and is most probably induced by the dolomite correction and associated uncertainties. Himalayan front Rivers and Himalayan floodplain Rivers are similar within the data uncertainty while the Ganga in Bangladesh consistently shows lower Mg^5/Si ratios than average Himalayan Rivers.

The calculated Ca^5/Si ratios span a relatively narrow range in spite of very variable initial carbonate content (0 to 20 %). This strengthens our confidence in the carbonate correction as an inaccurate correction for such a variable carbonate content would induce a higher variability of calculated Ca^5/Si ratios. These ratios show no relation to Al/Si (Figure V.12b). Comparing the rivers within the Ganga basin shows no clear evolution of the Ca^5/Si ratio during the sediment transfer. The Ca^5/Si ratios of Himalayan sediments are overall very low which confirms that K, Na and Mg are the dominant silicate cations in the system (Galy and France-Lanord, 1999).

5. Discussion

Sediments in the Ganga basin are characterized by both spatial and temporal variability. To quantify and budget weathering across the entire basin, it is necessary to account for these variations. The discussion of potential source effects amongst the different basin as well as the contribution of non Himalayan Rivers to the total sediment budget allows us to decipher weathering from the chemical composition of sediments.

5.1. Source effects and temporal variability

5.1.1. Himalayan tributaries

To the exception of carbonates and Na, the relative homogeneity of the chemical composition of Himalayan front River sediments is remarkable and suggests only a limited variability amongst the geological cover being eroded in these catchments. Contrasted Na/Si and H_2O^+/Si ratios of source rocks (Figure V.13), suggest that the contributions of these formations are relatively comparable amongst the different tributaries. The notable exception is the Karnali with lower Na/Si , higher H_2O^+/Si compared to other trans-Himalayan Rivers.

These Karnali signatures could result from either a higher proportion of Lesser Himalaya or from Siwalik sources. Karnali and Behri rivers sampled upstream of the Siwalik (CA1004-6 and CA1001-3) show higher $\delta^{13}C$ values for carbonates than downstream, which is indicative of a contribution of Siwalik to the Karnali. The Upper Karnali is similar to other trans-Himalayan Rivers in terms of Na/Si while the Behri is depleted in Na, reflecting a high proportion of LH. Bedloads sampled in the Karnali at the Himalayan front also show very low Na/Si ratios comparable to the Siwalik sediments that are not found on the other trans-Himalayan Rivers. A crude mass balance based on Na/Si ratios yields to ca. 25% Siwalik contribution to the total sediment load of the Karnali. This is assuming that the sediment flux of the Upper Karnali is derived from a third of Upper Bheri. A Siwalik recycling in the modern Karnali basin was already suggested from an AFT study by van der Beek et al., 2006.

For other trans-Himalayan Rivers, no direct significant Siwalik contribution is observed in the frontal range sediments. Based on He-Pb dating of zircons, Campbell et al. (2005) also excluded a significant Siwalik contribution to the Ganga. The drainage pattern of these rivers covers less Siwalik area and may thus collect less recycled Siwalik sediments than the Karnali. Secondary tributaries draining the Siwalik to south through the floodplain may be additional source of Siwalik sediments to the system that are not accounted for in Himalayan front River samples. However the high subsidence and accommodation space available in these inter-fan regions of the floodplain may trap large proportions of the sediments transported by these low stream power rivers. A high significant Siwalik sediment input from these secondary tributaries is thus unlikely.

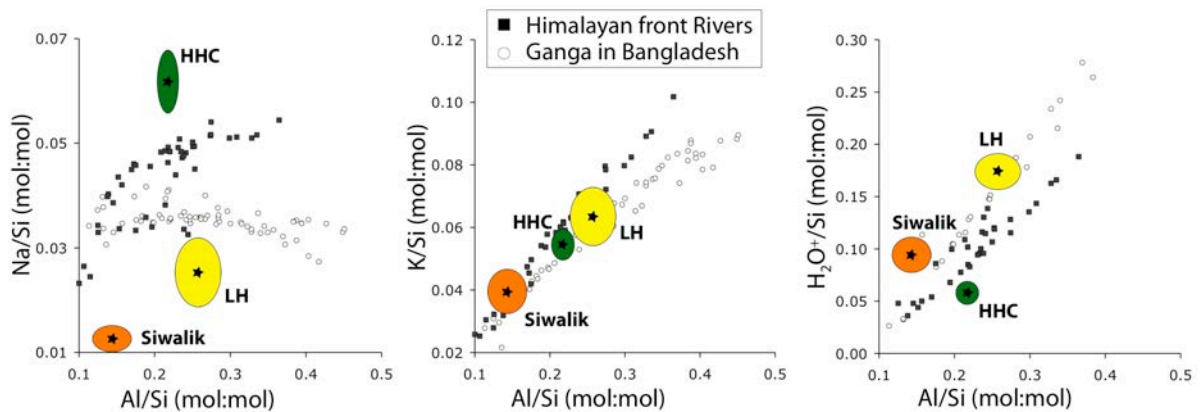


Figure V.13: Na/Si, K/Si and H₂O⁺/Si ratios of the main lithological units of the Himalayan orogen: Siwalik, Lesser Himalaya (LH) and High Himalaya Cristalines (HHC). The chemical composition of these units are from Galy and France-Lanord (2001) and Lupker et al., *submitted b* and are based on an outcrop samples.

5.1.2. Southern tributaries

The distinct Fe-trend of the Chambal can be used to trace its sediment contribution to the system. Fe-trend in Himalayan front rivers is homogeneous and is only little affected during floodplain transfer (Figure V.5). Yamuna sediments at the Himalayan front have typical Himalayan compositions. But the sediments sampled downstream of the confluence with the Chambal are indistinguishable from the Chambal signature (Figure V.5, V.6, V.7, V.8) implying that only minor proportion of the Himalayan Yamuna sediments are transported through the floodplain. This is consistent with the presently low precipitation and extensive use of water resources in the Western Gangetic plain but may have also prevailed over the last 120 kys (Sinha et al., 2009). Further downstream on the Ganga in Varanasi, the propostion of Chambal sediments is still high and accounts for ca. 40% of the sediment load in 2001 and 20% in 2008 determined from the Fe/Si vs Al/Si relationships of the sediments and assuming a similar grain size distribution for all contributing rivers.

At the outflow of Ganga, the variability of sediments in Bangladesh exceeds the variability observed amongst Himalayan Rivers and can thus only be attributed to the contribution of Chambal or other southern tributaries (Son, Betwa...). The six monsoon samplings in Bangladesh show systematic differences, which we attribute to variable

proportions of sediments from the Chambal. In 2005 the highest Fe/Si ratios are coeval with the lowest Na/Si and K/Si ratios and are thus consistent with a higher Chambal contribution. On the contrary the sediments sampled in 2004 with low Fe/Si ratios are characterized by high Na/Si and K/Si ratios and low hydration. Using the Himalayan floodplain Rivers as reference, a simple mass balance calculation based on the Fe/Si vs Al/Si relations of the individual sampled years of the Ganga in Bangladesh shows that the Chambal contributes to up to ca. 17% of the suspended load in Bangladesh in 2005 and ca. 4 % in 2007 and 2008 (Supplementary data file, table S4). This mass balance is evaluated for an average Al/Si of the sediment load of 0.23 for the Ganga (Lupker et al., *submitted b*) and assumes an identical Al/Si for the Chambal, which would over estimate the total Chambal contribution if this river mainly contributes to the finer load of the Ganga. The apparent negative Chambal contribution estimated in 2002, 2004 and 2010 is explained by the direct transfer of Himalayan front River sediments that have a lower Fe/Si ratio than their downstream counterparts. The contribution of Chambal sediments to the whole Ganga sediment flux was estimated to ca. 5 % based on their relative Sr, Nd and Os isotopic signatures (Singh et al., 2008; Paul, 2008), but these studies do not account for any temporal variability.

These variable proportions of Chambal sediments must be accounted for when considering the fate of Himalayan sediments in the system as the composition of Chambal sediments in Na, K and H_2O^+ is very distinct to that of Himalayan sediments. This variability also highlights that even in these large systems, the transfer of suspended sediments can be rapid and vary on an annual basis. In spite of its large scale, the Ganga system is thus not fully buffered regarding high frequency variations in its input.

5.2. Locus of continental weathering

To decipher the exact role of the Gangetic floodplain in weathering the Himalayan sediments we attempt to budget weathering from source to sink. By comparing the sediments sampled along the rivers in the Gangetic floodplain we follow the influence of weathering on the chemistry of exported Himalayan sediments. Further comparison with the inferred composition of the Himalayan crust provides an overview of the locus of weathering in the Himalayan system.

5.2.1. Definition of the end-members

The average chemical composition of river sediments is determined from the linear relation for Fe/Si, K/Si, $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ and $\text{Mg}^{\text{s}}/\text{Si}$ or log regression for Na/Si with respect to Al/Si (Figure V.5, V.6, V.7, V.8 and V.12) determined for every sample location and is detailed in the supplementary data file, table S5. Using the average Al/Si ratio of the rivers, it is possible to derive the average cationic over Si ratio of the sediments (Figure V.14). For the Na/Si ratio this determination is only an approximation as the relation with Al/Si is logarithmic and the distribution not known exactly. The average Al/Si ratio of the Himalayan front Rivers was evaluated for Al/Si = 0.22 for the Himalayan front Rivers and 0.23 for the Ganga in Bangladesh as already mentioned earlier in this work. For the Himalayan floodplain Rivers an Al/Si ratio of 0.22 was used. Bedload samples show a strong chemical variability mainly due to placer effects and dense accessory mineralogies (Garzanti et al., 2010). As these bedload samples have a strong influence on the regression we chose to force the regression of each

sample site through a uniform bedload composition, obtained from averaging all available bedloads in the Gangetic plain. This is justified, as there is no significant evolution in the composition of bedloads from up to downstream. For calcite and dolomite the average compositions were obtained by averaging the carbonate content of all samples available for each river as no correlation with Al/Si is observed. The uncertainty on the regression for silicate cations or on the standard error for the carbonates was propagated through the calculations.

The average composition of the Himalayan front and floodplain Rivers was determined by weighting the composition of each river by its sediment flux. Fluxes are mainly derived from sediment gauging data (HMG, Nepal Electr. Author., 1982; Ghimire and Uprety, 1990; Sinha and Friend, 1994) or from cosmo-nuclide derived erosion rates (Vance et al., 2003). We conservatively propagated 50 % uncertainty on these fluxes through the calculations. The composition of the Ganga in Bangladesh was determined from all sampling campaigns and after correcting each year for its respective Chambal contribution (as discussed in section 5.1.2).

An Himalayan crust composition has been estimated by Galy and France-Lanord (2001) based on the Sr and Nd isotopic composition of river sediments and was compatible with a ca. 80% HHC and 20 % LH origin. In addition, Siwalik also represents a source of sediments to the Gangetic system that must be accounted for (see section 5.1.1.). Lavé and Avouac (2001) have estimated the relative proportion of Siwalik eroded to ca. 15 to 20 % of the total eroded flux. However as discussed earlier (section 5.1.1.) these fluxes represent an absolute maximum of Siwalik sediments that are effectively transported further downstream and we arbitrarily estimated that only 5 to 10 % of sediments transported by the floodplain Rivers is from Siwalik origin. The chemical composition and relative fluxes of these units were integrated to derive an average Himalayan crust chemical composition (Supplementary data file, Table S6).

5.2.2. Floodplain weathering

The chemical budget of sediments presented in Figure V.13 allows us to detail the effect of the Gangetic floodplain on the sedimentary signal exported by the Ganga basin. During floodplain transfer from the Himalayan front to the Ganga in Bangladesh sediments mainly loose Na, K and carbonates and gain H_2O^+ relative to silicon (Figure V.14). For Mg^{s} and Ca^{s} (Figure V.12), no significant changes are observed considering the large uncertainties on average concentrations. The Himalayan erosion is essentially physical and the dissolved silicon flux accounts for ca. 1% of the solid silicon flux (Galy and France-Lanord, 2001). The changes in absolute elemental concentrations can thus be approximated to a first order by changes in the normalized elemental ratios. Figure V.14, shows that for each mole of Na lost in the floodplain, ca. 0.6 mole of K, 0.2 mole of Mg^{s} , and 3 moles of calcite and dolomite are lost while 3 moles of H_2O^+ are gained. Silicate weathering in the Gangetic floodplain mainly releases Na and K, which was already observed in dissolved load studies in the system (Sarin et al., 1989; Galy and France-Lanord, 1999; Huh, 2010).

The gain in H_2O^+ is significant and very sensitive to weathering compared to the other silicate bound cations. Increase in hydration is particularly high during clay and hydroxides formation, which is most favorable during longer transfer times in a wet and

warm environment such as the Gangetic plain. Tomar (1987), Sarin et al. (1989) and more recently Heroy et al. (2003) and Huyghe et al. (2010), show the increasing proportion of smectites and other expandable clays over illite from the Himalayan front Rivers to the floodplain Rivers further downstream. This increase in the proportion of secondary minerals in the floodplain is confirmed by the D/H isotopic and $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Al}$ composition of the sediments (Figure V.9). Higher δD and $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Al}$ of the sediments upon floodplain transfer reflect the incorporation of a larger proportion of clay minerals in equilibrium with floodplain surface waters as revealed by the analyzed $<2\mu\text{m}$ fractions. $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Al}$ and δD of detrital sediments are thus indicative of the location of weathering.

Concerning carbonates, the dissolution rates of calcite and dolomite are surprisingly equivalent. Under laboratory conditions, calcite is found to dissolve 5 to 10 times faster than dolomite (eg. Morse and Arvidson, 2002; Prokovsky et al., 2005; Yadav et al., 2008). Szramek et al., 2007 however showed from solute chemistry in temperate rivers that the calcite/dolomite dissolution ratio in carbonate bearing watershed reaches 0.6 to 0.7 by mass. It has been shown that the Ganga and its tributaries are supersaturated with respect to calcite at least during lean flow (Sarin et al., 1989; Galy and France-Lanord, 1999; Dalai et al., 2002; Jacobson et al., 2002). High dissolved Ca^{2+} concentrations are therefore suspected to hamper calcite dissolution in the floodplain.

The loss of Na, K and carbonates is maximum during the Northern part of the floodplain transfer, between the Himalayan front and before merging with the main stream Ganga. On average, 80 % of the Na, 80 % of the dolomite and 60 % of the K and calcite depletion and 60 % of H_2O^+ gain observed between the Himalayan front and the Ganga at Harding Bridge has occurred during transport in the first part of the floodplain, which represents, however only ca. 25 % of the total floodplain area drained by the Ganga. This weathering budget of the Himalayan Rivers shows that even a limited floodplain transfer distance (from ca. 590 km for the Ganga and Karnali; 375 km for the Narayani to 200 km for the Kosi) is sufficient to produce a significant weathering signal. This is specially striking in the case of the Narayani River that only drains a very limited part of the floodplain (ca. 7500 km^2) and does not collect significant sediments from lateral tributaries of the adjacent floodplain or Siwalik. Using U-series disequilibria, Chabaux et al., 2006 and Granet et al., 2007 estimated that the average transfer time of sediments on these segments reaches 100 kyrs for the Karnali and Narayani even if fine grain sediments are transferred in less than 25 kyrs (Granet et al., 2010). Long transfer times imply that complex interactions exist between the sediments stored in the floodplain and the current river sediments. We suggest that the floodplain / river interactions is a major control on the weathering intensity of the river sediments. For a similar total sediment flux, the upland distributed channels offer a higher active floodplain to river channel ratio promoting exchange between both compartments. The Ganga mainstream on the contrary is bound to a narrower floodplain in the south of the Gangetic plain, which limits interactions.

Sediments sampled in the Gomti River provide a pure floodplain-weathering signal as the Gomti River is currently disconnected from any Himalayan input (Singh et al., 2005). This river drains up to 50 kyr old alluvial sediments (Srivastava et al., 2003) that have experienced weathering since deposition. By comparison with Ganga sediments currently exported by the system in Bangladesh (Figure V.14), Gomti sediments are depleted in Na. Comparatively, K depletion and H_2O^+ gain is limited while Mg^{s} and Ca^{s} content is similar to current Ganga sediments in Bangladesh (Figure V.11). This supports the higher mobility of Na compared to

K during floodplain weathering in the system and the limited loss of silicate Mg and Ca by Himalayan sediments even for very prolonged weathering in the floodplain.

Using an average sediment flux of the Ganga of ca. 400 to 500 Mt/yr and an average Si content of Ganga sediments of ca. 10.6 mol/kg (Lupker et al., *submitted b*) it is possible to budget floodplain weathering by evaluating the flux of elements transferred to the dissolved load in the floodplain (Table V.2). Carbonate Ca and Mg are the main cations released to the dissolved load. Na release is double that of K while Mg^s dissolution flux is limited. Ca^s could not be determined accurately due to the high heterogeneity of sediment composition. But, owing to the lack of significant change and the overall low Ca^s/Si ratios, Ca^s losses can be considered small ($< 10 \cdot 10^9$ moles/yr). This budget shows that weathering can be quantitatively derived from the study of detrital sediments transported by rivers even if this fluxes rely on the accurate determination of total sediment flux and average chemical composition. We note that this budget does not consider the weathering derived from sediments stored in the floodplain and is thus underestimating the total weathering budget. However, for the Ganga basin, sediment storage is limited to 10 % of the total eroded flux (Lupker et al., *submitted b*).

	Himalayan front	Ganga Bangladesh	Change %		Weathering 10 ⁹ mole/yr
Na/Si	0.046	0.035	25	Na	50 - 60
K/Si	0.060	0.054	10	K	24 - 30
H ₂ O ⁺ /Si	0.096	0.119	-24	H ₂ O ⁺	(-) 100 - 120
Mg _s /Si	0.037	0.035	3	Mg _s	5 - 7
CaCO ₃ /Si	0.053	0.028	47	Carb. Ca	168 - 210
(Ca,Mg)CO ₃ /Si	0.049	0.020	59	Carb. Mg	61 - 77

Table V.2: Evolution of elemental ratios of river sediments between the Himalayan front and the Ganga in Bangladesh. This evolution was used to derive the flux of elements released by sediments to the dissolved load during transfer. This weathering flux was computed from an average Ganga sediment composition of 10.6 moles Si/kg sediments and a total sediment flux of 400 to 500 Mt/yr (RSP, 1996; Lupker et al., *submitted b*).

5.2.3. Comparison with Himalayan weathering

The floodplain-weathering budget can be compared to the weathering occurring in the Himalayan range (Figure V.14). The later is obtained by comparing the composition of the eroded Himalayan crust (section 5.2.1.) with that of sediments exported by Himalayan front Rivers for Na, K and hydration. This weathering budget, solely based on the chemical composition of the solid phase in the system (Figure V.14) shows that (1) Na is largely lost in the floodplain with 65% (± 30) of the total source to sink weathering. (2) The increase in hydration is also largely occurring in the floodplain (97 % +3 / -42) and does not appear significant in the Himalayan range. (3) The relative loss of K in the floodplain cannot be formerly determined as the Himalayan crust composition partially overlaps the river sediment composition. However, the losses of K in the floodplain are significant and support the idea that K is lost predominantly in the floodplain. From the sediment point of view, it appears that the floodplain is a major component in the surface weathering intensities as already suggested from studies on dissolved species in the Himalayan system (Galy and

France-Lanord, 1999; West et al., 2002). However this conclusion highly relies on determination of the average composition of the eroded Himalayan crust. Evaluating the composition of the Himalayan crust remains a challenging task and is sensitive to sampling biases. The lower K content of the crust compared to exported sediments at the Himalayan front suggests that the crust may not be fully representative of the actual eroded material. Refining the weathering budget from detrital sediments thus require a better constrain on source rocks composition as already underlined by Gaillardet et al. (1999b).

Comparison of the elemental loss of sediments in the Gangetic floodplain with estimates of Himalayan dissolved loads however supports the conclusion drawn above. A first order estimate of the silicate flux of Na and K from Himalayan rivers was made based on literature data. The dissolved silicate fluxes exported by the Ganga in Rishikesh (Chakrapani, 2009) and of the Narayani (France-Lanord et al., 2003) were upscaled to the entire Himalayan range based on the hydrological data of Rao (1979). Additionally, 10% of dissolved load from Siwalik Rivers was included in the budget (see supplementary data file, Table S7). Based on this estimate, the Himalayan range exports ca. $35 \cdot 10^9$ mol/yr Na and $10 \cdot 10^9$ mol/yr K. Even if large uncertainties are bound to this determination, the dissolved Na flux produced in the Himalayan range represents ca. 60 to 70 % of the flux generated in the floodplain as determined by this study. For dissolved K, Himalayan weathering is half of the floodplain weathering flux (Table V.2). This supports the conclusion drawn from the comparison between sediments and the inferred Himalayan crust in that both approaches show the importance of floodplain weathering in the system. However the substantial dissolved K flux exported by Himalayan Rivers was not captured by the source rock to sediment budget. This highlights the limitations of the sediment budget approach when the composition of the eroded crust is not known accurately enough.

These budgets both highlight the different behavior of Na and K. While Na weathering is significant in both the range and the floodplain, K weathering is predominant in the floodplain. This behavior can be interpreted under the scope of the different weathering rates of the main Na and K bearing minerals, *i.e.* albite and biotite respectively. As Hilley et al., 2010 recently pointed out, the theoretical behavior of minerals with respect to weathering in an erosive context is highly variable and depending on weathering rates of each mineral. While for typical Himalayan erosion rates albite is rather weathered in supply-limited regime, biotite remains in reaction-limited regime. In the floodplain low erosion rates or longer residence times (Granet et al., 2010) favor a supply-limited regime and high weathering rates for both minerals. The increase in hydration is mostly observed in the floodplain and could be the effect of an increase in highly hydrated expandable clays or hydroxides observed in the floodplain and that are not formed in significant amounts in the Himalayan range (Huyghe et al., 2010).

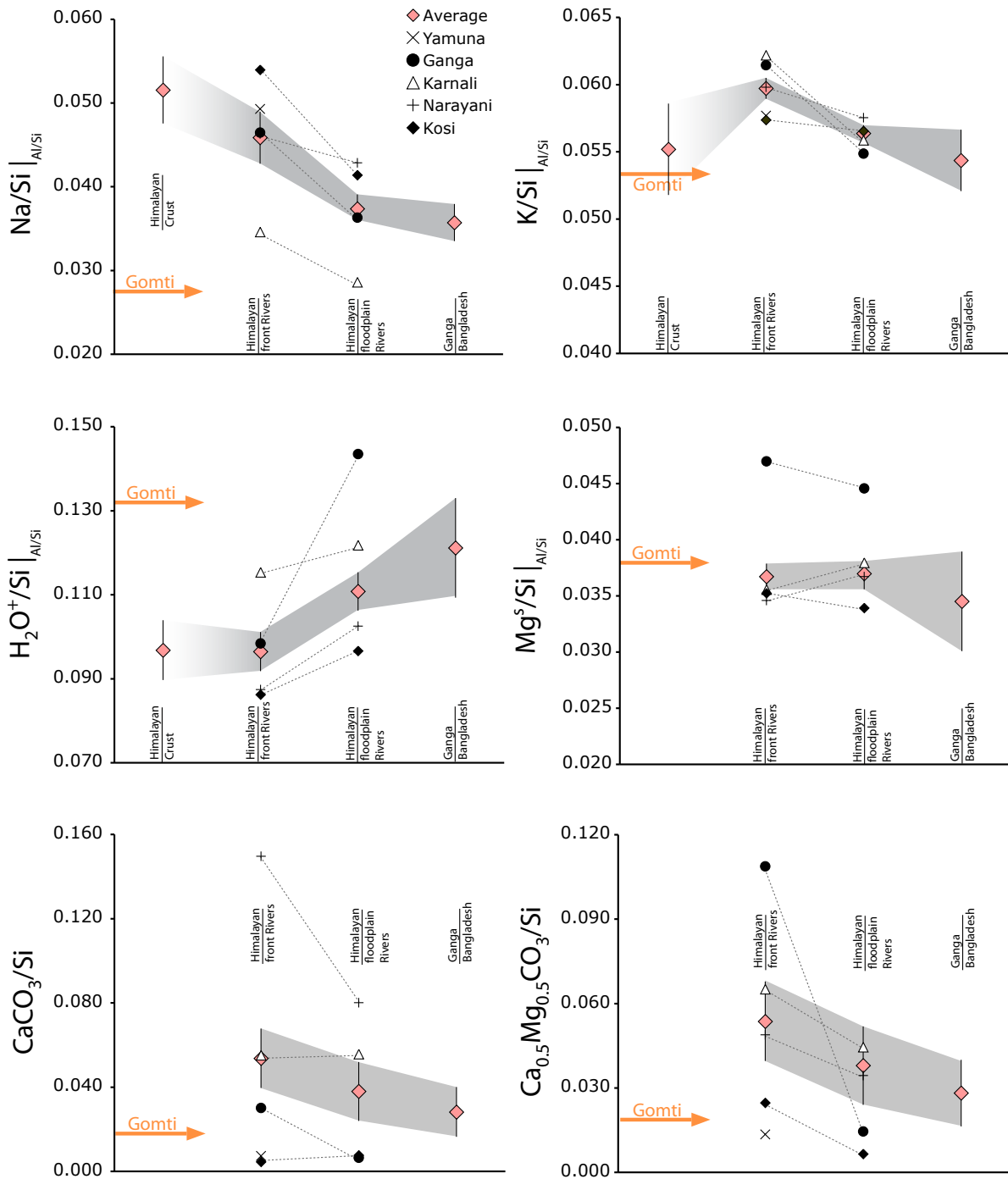


Figure V.14: Evolution of the normalized mobile element composition of sediments in the Himalayan system. The average composition of river sediments in the Ganga basin was assessed based on the relation between normalized mobile elements and Al/Si ratios of sediments for an average Al/Si ratio of 0.22 for the Himalayan front Rivers and Himalayan floodplain Rivers and 0.23 for the Ganga in Bangladesh except for calcite and dolomite that are averaged over available data (see text for details). The average Ganga composition is corrected for Chambal contribution. The Himalayan crust composition was derived from outcrop samples covering the main eroded geological cover: HHC, LH and Siwalik (Galy et France-Lanord, 2001 et Lupker et al., *submitted b*).

6. Conclusions

By studying the evolution of the chemical composition of river sediments in the Ganga basin we show that sediments can be used as a weathering tracer in a quantitative way. Vertical sediment depth profiles shows that the chemical variability due to mineral sorting within the water column exceeds the variability observed among all sampling locations. A single sample is thus merely representative of the sediment flux and can thus *a priori* not be used in quantitative way to budget weathering at a global scale. Using relations between normalized mobile element ratios with Al/Si it is possible to derive an average chemical composition for a given river section. Using this approach, we followed the composition of sediments from the Himalayan front downstream to the Ganga in Bangladesh, covering the whole Gangetic floodplain. By integrating the spatial variability among Himalayan tributaries and temporal variability due to the input of southern tributaries such as the Chambal, it was possible to budget the loss of chemical elements by the Himalayan sediments. This budget shows that sediments undergo a significant depletion in Na, K, Ca and Mg that is correlated to a gain in hydration during floodplain transfer. Carbonate dissolution is dominates the loss of elements and accounts for respectively ca. 170 to $210 \cdot 10^9$ and 60 to $80 \cdot 10^9$ mol/yr of Ca and Mg released to the dissolved load. Silicate weathering in the floodplain mainly releases Na and K (50 to $60 \cdot 10^9$ and 25 to $30 \cdot 10^9$ mol/yr, respectively). By comparison, the loss of silicate Mg and Ca is limited. Weathering in the floodplain is thus significant, but only a limited amount of the produced alkalinity can be attributed to silicate Ca release. Hence, weathering of Himalayan sediments in the Gangetic floodplain is thus a relatively limited carbon sink, mainly owing to the low silicate Ca content of Himalayan source rocks. Furthermore we showed that sediment hydration is a sensitive weathering tracer that can be used in such a detrital setting. Comparison of the weathering budget of the floodplain with the weathering budget obtained by difference with the composition of the Himalayan crust, suggests that silicate weathering is predominantly occurring in the floodplain. However this comparison suffers from the difficulty to accurately assess the source rock composition, specifically for K. A comparison with weathering fluxes obtained from the dissolved load exported by the Himalayan range also shows that the floodplain has a major role in weathering the Himalayan sediments and should be considered in more details.

Detrital sediments carry a weathering signal that can be used in a quantitative way, provided that first order mineral sorting effects are accounted for. It supports the use of sedimentary records around the globe for paleo-weathering studies in order to document how surface processes were affected by major geological changes. This work also stresses the need to use a source to sink approach when considering weathering in earth surface systems as in large scale basins, weathering may not be restricted to high uplift/erosion areas but also significantly in the downstream, low land areas.

Acknowledgments:

We like to thank Estelle Blaes, Louis France-Lanord, Marion Garçon, and Britta Voss for their enthusiastic help with sampling. This manuscript also benefited from fruitful discussions with Julien Bouchez and Albert Galy. This work was supported by INSU program "Relief de la Terre" and ANR Calimero. Valier Galy was supported by the U.S. National Science Foundation (Grant OCE-0851015).

V.2 Altération dans le bassin du Brahmapoutre

Les sédiments prélevés dans le bassin du Brahmapoutre ont également permis de documenter l'évolution de la composition chimique des sédiments lors de leur transfert dans la partie est de la plaine Indo-Gangétique. Le Brahmapoutre est aussi appelé Tsampo au nord de la chaîne, Siang lors de son passage dans la chaîne et Jamuna au Bangladesh. Par commodité il sera traité ici comme Brahmapoutre sur tout son cours au Sud de la chaîne. Le Tsampo puis le Siang constitue déjà un fleuve important lors de son passage trans-himalayen. Bien que les précipitations au Nord de la chaîne soient limitées, son vaste bassin versant drainant le flanc Nord de la chaîne lui confère un pouvoir érosif important au passage de la chaîne (Finlayson et al., 2002). Les taux d'exhumation élevés (Burg et al., 1998; Finnegan et al., 2008; Stewart et al., 2008) associés à des précipitations importantes (Alison et al., 2006; Bookhagen et al., 2006) entretiennent des taux d'érosion supérieurs à 3 mm/an au niveau de la syntaxe est (Finnegan et al., 2008). Le flux de sédiments provenant de la syntaxe domine ainsi le flux du Brahmapoutre de la sortie de la chaîne (Stewart et al., 2008) jusqu'au Bangladesh (Singh et France-Lanord, 2002). L'altération chimique déduite de l'analyse des éléments dissous dans le bassin du Brahmapoutre montre également que l'altération chimique des silicates dans le bassin du Brahmapoutre est supérieure à celle du bassin du Ganges (Galy et France-Lanord, 1999; Singh et al., 2005; Singh et al., 2006). Cette altération intense semble en partie être la conséquence de taux d'altérations supérieurs à la moyenne du bassin, localisés au niveau de la syntaxe est de la chaîne (Hren et al., 2007). Dans ce contexte d'érosion et d'altération très élevés, le devenir des sédiments lors de leur transfert dans la plaine alluviale est largement inconnu. L'étude des sédiments en suspension est un des moyens susceptibles d'apporter quelques contraintes sur les modalités et contrôles de l'altération dans la partie est de la plaine Indo-Gangétique.

L'approche dans le bassin du Brahmapoutre est similaire à celle développée sur le bassin du Gange plus haut. Elle vise à documenter la variabilité spatiale du sédiment vis à vis de l'altération, tout en prenant en compte le fort contrôle exercé par le tri minéralogique sur la composition chimique mesurée. Les sédiments exportés par les principaux tributaires du Brahmapoutre sont comparés aux sédiments échantillonnés au Bangladesh, à 60 km en amont de la confluence entre le Brahmapoutre et le Gange (Jamuna Bridge, N24.3816 - E89.7952). Dans la plaine Indo-Gangétique, le Brahmapoutre reçoit des tributaires significatifs de la chaîne himalayenne au Nord, d'amont en aval la Subansiri, le Manas et la Teesta ainsi que des tributaires plus petits comme la Ranga Nadi, Puthimari, Jia Bhareli. De plus des affluents de l'est contribuent également au flux du Brahmapoutre avec la Lohit et la Dibang ainsi que les rivières du Sud, drainant le plateau de Shillong comme la Kopili et la Dhansiri. Les sédiments des tributaires du Brahmapoutre ont été analysés en détail par Singh et France-Lanord (2002). Nous les comparons aux nombreuses données obtenues depuis sur le Brahmapoutre au Bangladesh. Les méthodes analytiques sont similaires à celles utilisées sur le bassin du Gange et ne sont pas ré-abordées ici.

V.2.1 Analyses chimiques des sédiments

Au premier ordre les tendances observées sur les sédiments du Brahmapoutre sont similaires à celles observées sur les sédiments du Gange (Figure V.14, V.16, V.17 et V.18). Fe/Si , K/Si et H_2O^+/Si sont positivement corrélés au rapport Al/Si soulignant que les sédiments fins, échantillonnés en surface (Al/Si élevés), sont enrichies en Fe , K et H_2O^+ par rapport

aux sédiments grossiers transportés plus près du fond (Al/Si bas). Cette tendance est également retrouvée pour le Na, même si comme dans le Gange les relations Al/Si - Na/Si ne sont pas linéaires. De fortes hétérogénéités sont observées pour les sédiments prélevés sur le lit ou les berges des différentes rivières, soulignant les effets placés pouvant enrichir les sédiments en minéraux accessoires. Ces mêmes échantillons sont également enrichis en autres éléments associés aux phases minérales les plus denses comme le Ti et le Zr.

Les sédiments échantillonnés en sortie de chaîne montrent une même tendance des rapports Fe/Si (Figure V.15) et $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ (pour les quelques échantillons analysés, Figure V.18) par rapport à Al/Si. Pour les cations mobiles, il apparaît que le Manas est appauvri en Na par rapport à la tendance décrite par les échantillons des autres affluents himalayens (Figure V.16) tandis que la Subansiri est appauvrie en K (Figure V.17). D'autres tributaires himalayens mineurs présentent également des appauvrissements en Na et K (non détaillés dans les figures suivantes). Les rivières drainant le plateau de Shillong au Sud montrent des teneurs en Fe proche des affluents himalayens. Elles sont cependant marquées par un appauvrissement significatif en Na et K, accompagné d'un enrichissement en H_2O^+ . Les rivières de provenance de l'est sont enrichies en Fe et Na mais appauvries en K par rapport aux rivières himalayennes. L'origine lithologique de cette variabilité est privilégiée. La suture est de la chaîne himalayenne à une structure géologique complexe et les bassins versants contribuant aux flux sédimentaires ne sont pas homogènes du point de vue lithologique (e.g. Yin et al., 2010). Cette lithologie hétérogène se traduit le plus vraisemblablement par une composition chimique des sédiments exportés différente entre les affluents échantillonnés.

Le Brahmapoutre au Bangladesh, a été échantillonné lors des moussons 2002, 2004, 2005, 2007, 2008 et 2010 afin de documenter la variabilité inter-annuelle du signal sédimentaire dans la partie la plus distale de son bassin. La composition du Brahmapoutre est intermédiaire et est compatible avec la composition des tributaires échantillonnées. Ces échantillonnages indiquent également, que comme pour le Gange, la composition chimique des sédiments du Brahmapoutre est variable selon l'année d'échantillonnage. Cette variabilité est attribuée à la contribution variable des différentes sources de sédiments dans le bassin.

La composition isotopique en hydrogène du Brahmapoutre au Bangladesh est comprise entre -85 et -95 ‰ et est comparable à celle mesurée pour le Gange (Figure V.9). Les sources himalayennes sont plus variables et atteignent -122 ‰ pour un échantillon du Tsangpo. Les tributaires du Sud sont dans l'ensemble enrichies en D par rapport aux sédiments mesurés dans le bassin.

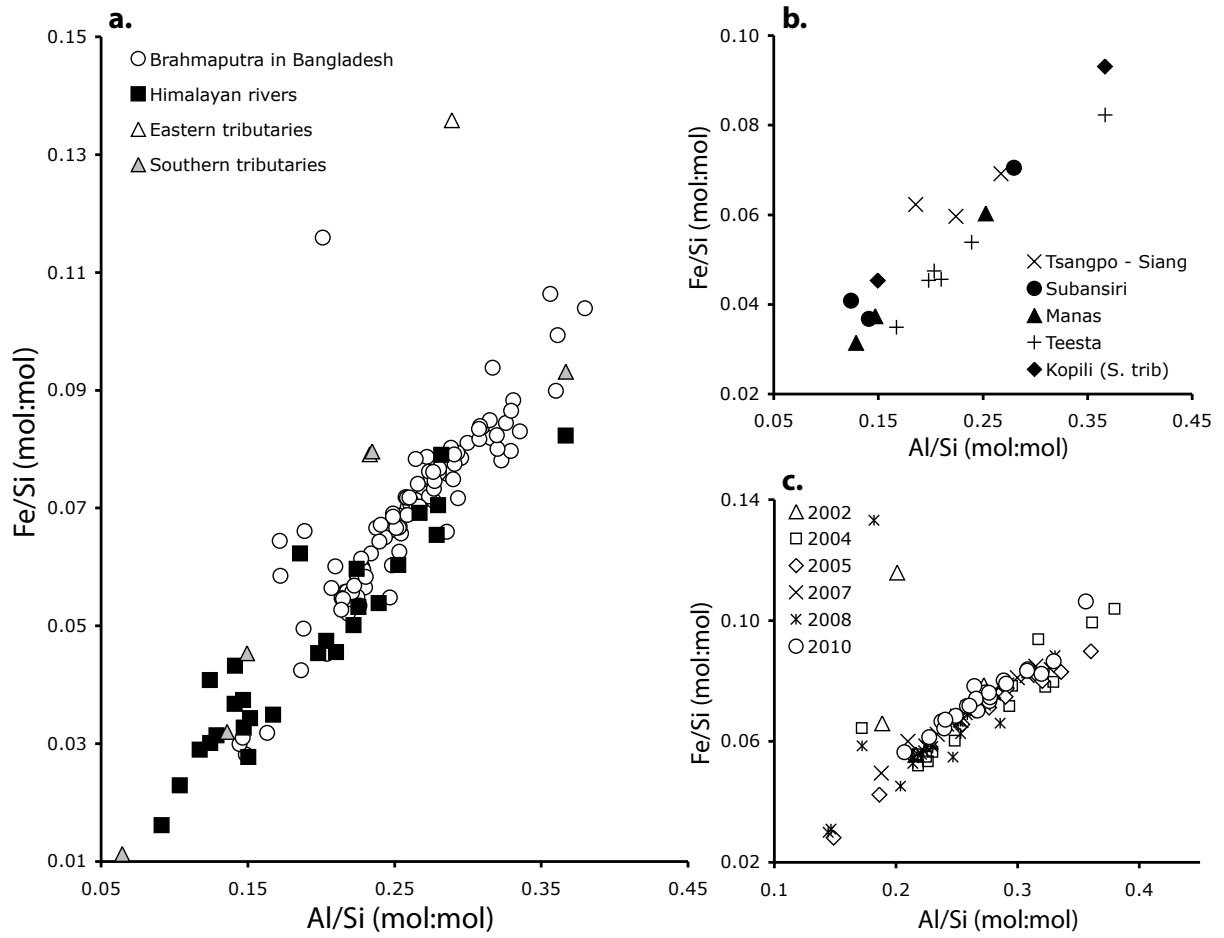


Figure V.15: Composition chimique Fe/Si en fonction du rapport Al/Si des sédiments du bassin du Brahmapoutre (a). Sont également détaillés, les principaux affluents du Brahmapoutre (b) ainsi que les différentes années d'échantillonnage effectués au Bangladesh (c).

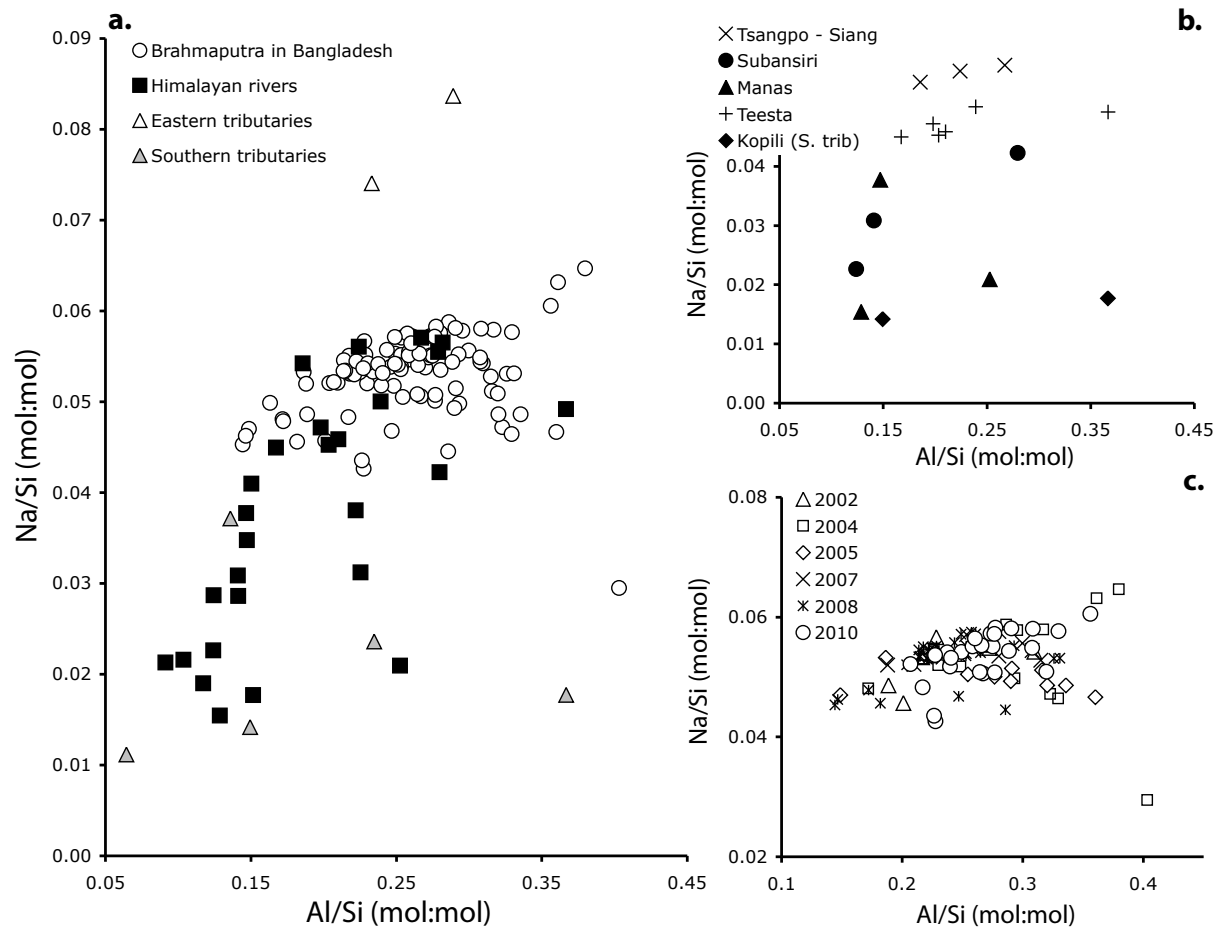


Figure V.16: Composition chimique Na/Si en fonction du rapport Al/Si des sédiments du bassin du Brahmapoutre (a). Sont également détaillés, les principaux affluents du Brahmapoutre (b) ainsi que les différentes années d'échantillonnage effectués au Bangladesh (c).

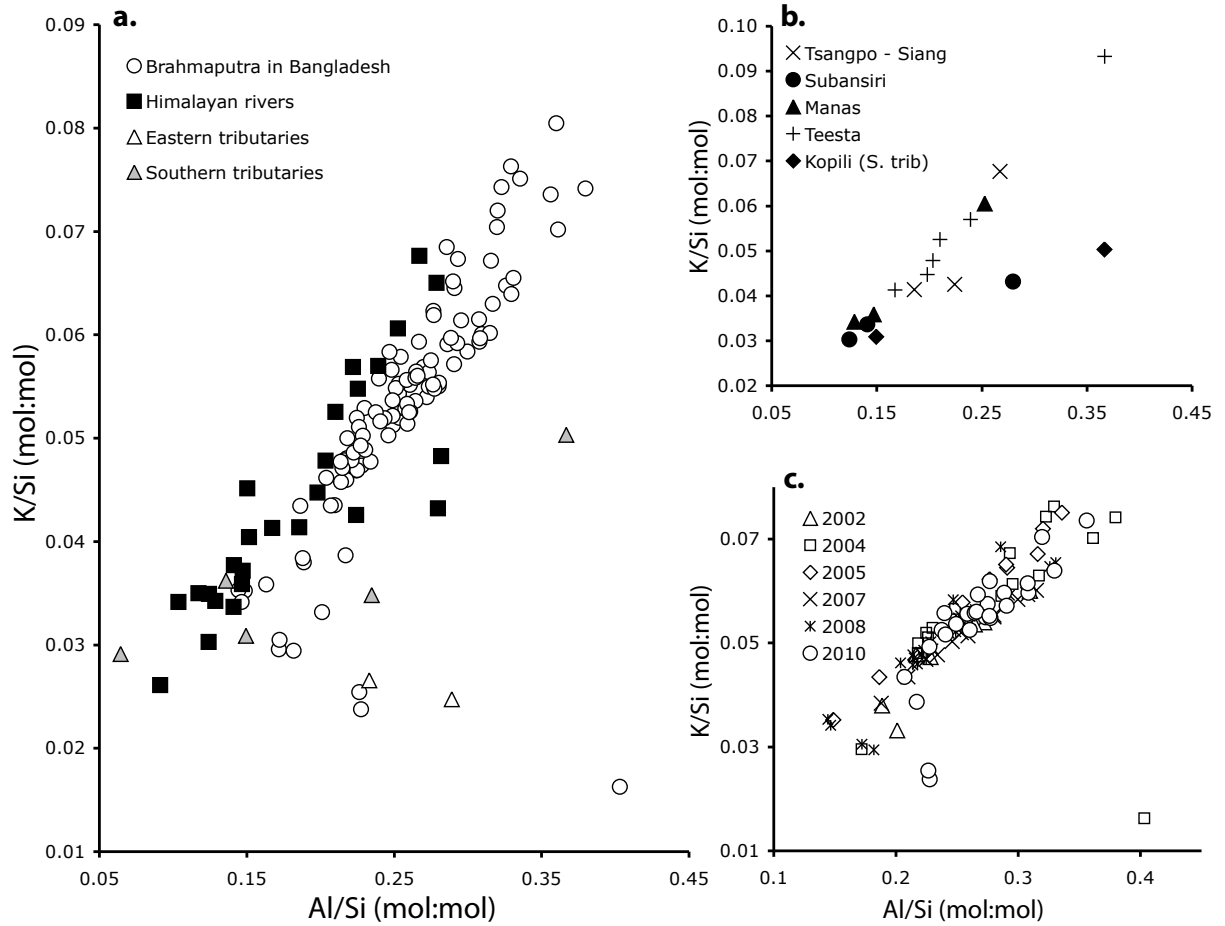


Figure V.17: Composition chimique K/Si en fonction du rapport Al/Si des sédiments du bassin du Brahmapoutre (a). Sont également détaillés, les principaux affluents du Brahmapoutre (b) ainsi que les différentes années d'échantillonnage effectués au Bangladesh (c).

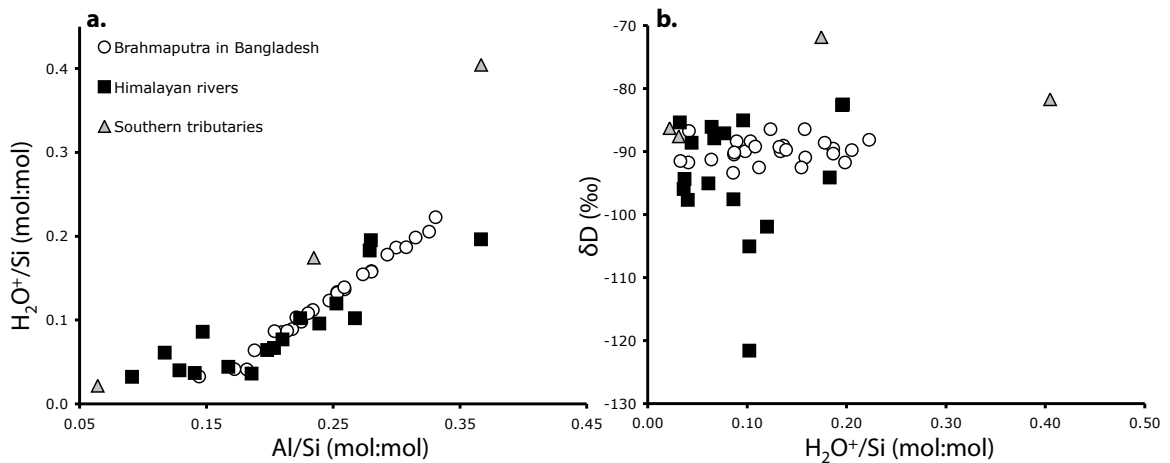


Figure V.18: Composition chimique H_2O^+/Si en fonction du rapport Al/Si des sédiments du bassin du Brahmapoutre (a) et composition isotopique de l'hydrogène en fonction de H_2O^+/Si pour les sédiments mesurés.

V.2.2 Utilisation des sédiments en suspension pour un bilan d'altération du Brahmapoutre ?

Les teneurs des sédiments du Brahmapoutre au Bangladesh en éléments mobiles est très proche de la composition de ces principaux affluents himalayens. La teneur en Na du Brahmapoutre au Bangladesh est élevée comparé aux compositions de ses tributaires. La contribution relative des sédiments du Manas et de la Subansiri ne peut donc pas être importante dans le bassin du Brahmapoutre car incompatible avec les teneurs en Na mesurées en aval. Sur la base du K, les tributaires de l'Est et du Sud, ainsi que la Subansiri ne représentent pas non plus des apports sédimentaires prédominant. Les tributaires de l'Est ne peuvent également pas être importants car leurs rapports Fe/Si élevés ne sont pas retrouvés dans les sédiments du Bangladesh. Sur ces bases géochimiques, seul le Siang et la Teesta peuvent représenter une source majoritaire des sédiments du Brahmapoutre au Bangladesh. La composition isotopique en Sr constante du Brahmapoutre de la sortie de chaîne jusqu'au Bangladesh ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.72$, Singh et France-Lanord, 2002) n'est pas compatible avec un apport significatif de la Teesta qui est beaucoup plus radiogénique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.8$). Ces données confirment donc que le flux sédimentaire est principalement dérivé du Siang. Les variations inter-annuelles de la composition du Brahmapoutre au Bangladesh impliquent cependant que des contributions variables d'autres affluents exercent un contrôle de second ordre sur la signature chimique des sédiments.

La réalisation d'un bilan d'altération complet du bassin du Brahmapoutre nécessite d'estimer (1) la composition moyenne de la croûte érodée dans le bassin, (2) la composition et le flux de sédiment provenant de chaque affluent et (3) la composition et le flux des sédiments au Bangladesh.

- La structure géologique de la syntaxe orientale himalayenne demeure mal connue. Le Brahmapoutre draine au Nord les séries sédimentaires du Tibet, les batholites du Trans-Himalaya ainsi que des ceintures granitiques plus au Nord (Xu et al., 1985; Debon et al., 1986). Dans le cœur de la chaîne et la région du Namche-Barwa le fleuve draine des sédiments mésozoïques fortement métamorphisés et intrudés de plutons calco-alcalins (Burg et al., 1988) ainsi que des unités méta-sédimentaires (quartzites, carbonates) et des granites (Jain et Tandon, 1974). Les autres bassins trans-himalayens, plus à l'Ouest drainent des lithologies similaires aux unités classiquement décrites (Siwaliks, LH, HHC, TSS). Les affluents du Sud drainent le plateau de Shillong, constitué de séries sédimentaire du craton indien reposant sur un socle cristallin. Les affluents de l'Est drainent la partie Nord de la chaîne Indo Birmane très peu décrite (se référer à Yin et al., 2010a et Yin et al., 2010b pour une description plus exhaustive de la géologie de la syntaxe Est). Dans tous les cas, la composition chimique de ces unités est très peu voire pas documentée. Proposer une composition moyenne de croûte érodée n'est donc pas envisageable.
- La composition très contrastée des rivières en sortie de chaîne dans le bassin du Brahmapoutre ainsi que l'absence de flux sédimentaire associé ne permet pas de reconstruire convenablement ce pôle. Ceci passerait par des échantillonnages beaucoup plus étendus ainsi qu'une estimation des flux sédimentaires (déterminés grâce aux isotopes cosmogéniques, par exemple).
- La composition chimique des sédiments du Brahmapoutre est bien documentée. Six années d'échantillonnages différentes ont permis de couvrir la variabilité

chimique des sédiments. Cet échantillonnage peut être considéré comme représentatif du flux exporté par le Brahmapoutre à l'actuel. Cependant la détermination du flux d'éléments chimique, passe par la prise en compte du tri granulométrique. Il est donc nécessaire de déterminer le rapport Al/Si moyen des sédiments comme cela a été fait dans le bassin du Ganges. Cela n'a pour l'instant pas encore été réalisé car les données ADCP dont nous disposons sur le Brahmapoutre sont plus complexes à interpréter que pour le Gange. La turbulence y est en effet plus forte que sur le Gange et la section du Brahmapoutre est beaucoup plus large et complexe que celle du Gange.

Il est donc difficile, dans le cas du bassin du Brahmapoutre d'utiliser le signal sédimentaire afin de réaliser un bilan d'altération comme cela a été fait pour le Gange. L'hétérogénéité de composition des sources de sédiments ne permet pas de déconvoluer les effets de sources, des effets d'altération. Cependant les rapports Na/Si, K/Si et H_2O^+/Si , très proches des compositions du Siang, suggèrent que l'altération des sédiments lors du transfert dans la plaine est relativement limité du point de vue de la phase solide. Ceci n'est cependant pas incompatible avec les conclusions de Singh et France-Lanord (2002) et Hren et al. (2007) qui montrent par l'étude du flux dissous, qu'au contraire, l'altération dans le bassin du Brahmapoutre est intense. En effet l'utilisation des sédiments pour réaliser le bilan d'altération devient moins intéressante à mesure que le rapport érosion physique sur érosion chimique augmente. Dans le cas du Brahmapoutre, le flux de sédiments élevé (environ 600 Mt; RSP, 1996) ne permet plus de détecter avec précision la perte d'éléments mobiles, même si le flux absolu de ceux-ci peut être important.

V.3 Échanges cationiques à l'estuaire et bilan d'altération

Les rivières sont les premières sources d'éléments aux océans, sous formes solide et dissoute (Garrels et MacKenzie, 1971) régulant ainsi leur fonctionnement (Berner et Berner, 1996). Les flux dissous sont classiquement déterminés par l'analyse de la composition chimique des eaux de rivières prélevés en domaine continental (e.g. Meybeck, 1979). Mais ils ne prennent généralement pas en compte l'interaction des sédiments avec l'eau de mer, susceptible de modifier le bilan de l'altération continentale. Ces interactions se présentent principalement sous la forme d'échanges cationiques au niveau des estuaires qui permettent d'échanger du Ca^{2+} , prépondérant dans la rivière, pour du Na^+ et du K^+ présent en forte concentration en milieu marin (Sayles et Mangelsdorf, 1977; Sayles et Mangelsdorf, 1979; Figure V.19).

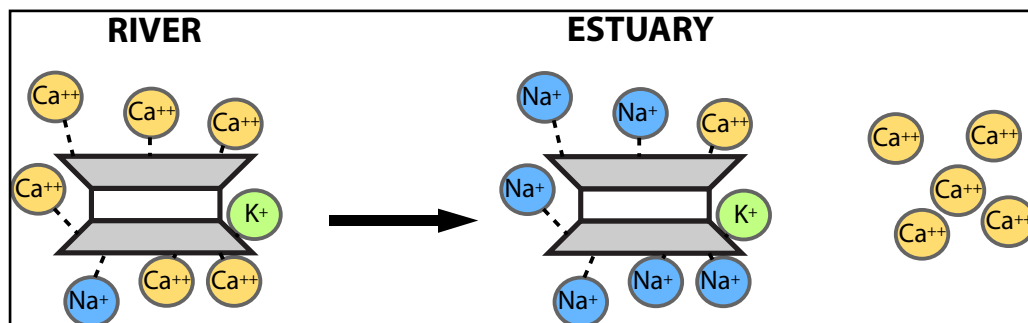


Figure V.19: En milieu continental, le Ca^{2+} est l'espèce dominante adsorbée sur les sédiments transportés par les rivières. Lors du transfert vers le milieu marin, les fortes concentrations en Na^+ engendrent l'échange du Ca^{2+} adsorbé pour du Na^+ marin. Les échanges cationiques représentent donc une source d'éléments supplémentaire aux océans.

Le cycle du carbone long terme est susceptible d'être influencé par ces échanges cationiques. L'altération himalayenne silicatée produit des ions Ca^{2+} et Mg^{2+} ainsi que l'alcalinité associée (HCO_3^-), susceptibles de précipiter sous formes de carbonates en milieu marin. La formation de carbonates participe alors au transfert de CO_2 d'origine atmosphérique vers le réservoir géologique, pouvant alors stabiliser le climat sur le long terme. L'altération de silicates sodiques ou potassiques n'est cependant pas directement impliqué dans le cycle du carbone car ils ne permettent pas la précipitation de carbonates stables. Cependant dans le cas où Na et du K est par la suite échangé en milieu marin avec du Ca adsorbé aux sédiments, ces cations doivent être pris en compte dans le bilan carbone du système himalayen. Sur la base de Berner et Berner (1996), France-Lanord et Derry (1997) estiment que l'équivalent de 30 % du flux global de Na et 20 % de K dissous serait échangé en milieu marin. Ceci permet alors d'évaluer le bilan de l'altération Himalayenne à partir du flux dissous suivant:

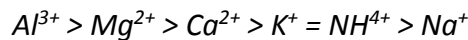
$$\phi \text{ CO}_2 = \phi \text{ Ca}_{\text{sil}^{2+}} + \phi \text{ Mg}_{\text{sil}^{2+}} + 0.10 \phi \text{ K}^+ + 0.15 \phi \text{ Na}^+$$

Ces estimations reposent principalement sur les estimations effectués sur les sédiments de l'Amazone par Sayles et Mangelsdorf (1979) et repris par Berner et Berner (1996). Le flux particulaire colossal du Gange-Brahmapoutre, est cependant susceptible d'engendrer un flux

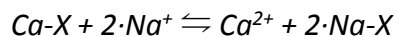
échangé bien plus élevé que les estimations précédentes. Dans ce chapitre nous essayons de contraindre ce flux échangeable afin d'en évaluer l'impact sur la séquestration long terme de CO₂ lié à l'altération silicaté dans le système himalayen.

V.3.1 Échanges cationiques

Les minéraux présents dans les rivières, et tout particulièrement les argiles, sont porteurs de charges négatives à leur surface. Les cations présents dans l'eau environnante sont donc attirés vers ces sites chargés afin de satisfaire la neutralité électrique du milieu. Le lien électrostatique entre cation et minéral est faible et permet aux ions de s'adsorber ou désorber de manière réversible en fonction des conditions du milieu. Ces changements de cortèges cationiques sont regroupés sous la dénomination d'échanges cationiques. L'affinité des différentes espèces ioniques pour les sites chargés est très variable. Elle dépend de la nature intrinsèque des ions, à savoir leur valence et la taille de leur sphère d'hydratation, de la nature des minéraux et de leur potentiel de surface ainsi que de la nature de la solution environnante (force ionique, nombre et concentrations des autres espèces ioniques). Au premier ordre, les espèces divalentes et ayant une sphère d'hydratation réduite s'adsorbent de façon privilégiée sur les surface minérales. Ainsi, de manière générale par ordre décroissant d'affinité pour l'adsorption (Than, 2010):



Cependant, la composition chimique des rivières tamponne la composition des cations adsorbés en imposant un équilibre par l'intermédiaire des échanges cationiques. Comme pour une réaction chimique "classique" une réaction d'échange sur un site $-X^-$ peut s'écrire (ici dans le cas de l'échange divalent-monovalent: $Ca^{2+} - Na^+$):



La constante d'équilibre K étant alors définie comme (où $\{ \}$ dénote l'activité):

$$K = (\{Na-X\}^2 \cdot \{Ca^{2+}\}) / (\{Ca-X\} \cdot \{Na^+\}^2)$$

L'activité d'un ion adsorbé à la surface du solide, est proportionnelle à la fraction molaire de cet ion à la surface solide: $\{Na-X\} \propto N_{Na}$ (où $N_{Na} = Q_{Na} / (Q_{Na} + Q_{Ca})$ est la fraction molaire de Na à la surface) (Vanselow, 1932). L'équilibre peut alors être réécrit sous la forme d'un coefficient d'échange de Vanselow (K_v):

$$K_{Ca}^{Na} = (N_{Na}^2 \cdot \{Ca^{2+}\}) / (N_{Ca} \cdot \{Na^+\}^2)$$

Le rapport entre Ca^{2+} et Na^+ échangeable à la surface du minéral est alors principalement fonction du rapport d'activités $\{Ca^{2+}\} / \{Na^+\}^2$, c'est à dire de la concentration de ces deux espèces dans la solution si K_v est supposé constant :

$$N_{Ca} / N_{Na}^2 = 1 / K_{Ca}^{Na} \cdot (\{Ca^{2+}\} / \{Na^+\}^2)$$

Dans ce cadre théorique, le passage d'un sédiment du milieu continental où Ca^{2+} prédomine en solution, au milieu marin où Na^+ est majoritaire, le calcium est désorbé en échange du

Na. Cependant la grande diversité des cations présents dans le milieu continental et marin ainsi que le peu de contraintes sur les valeurs de K_v de sédiments naturels ne permettent pas de prévoir l'étendue des réactions d'échanges.

Les échanges cationiques sont abondamment décrits dans les sols mais le passage de sédiments fluviaux au milieu océanique n'a fait l'objet que de peu d'études. Parmi celles-ci, il convient de citer Sayles et Mangelsdorf (1977) qui concluent à la désorption de Ca^{2+} adsorbé aux argiles lors du passage dans l'eau de mer (Figure V.19). Ils utilisent pour cela des argiles purifiées, préalablement équilibrées avec de l'eau de rivière, pour étudier quels sont les cations désorbés lorsque ces argiles sont mises en contact avec de l'eau de mer. Par la suite, les mêmes auteurs documentent de façon très détaillée le cortège de cations adsorbés aux sédiments de l'Amazonie ainsi que leur capacité à désorber au passage en milieu marin (Sayles et Mangelsdorf, 1979). Ils montrent que dans le cas de l'Amazonie, l'adsorption de Na par les sédiments représentent 6 % du flux dissous de Na, contrebalancés par la désorption de l'équivalent de 3 à 4 % du flux de Ca dissous. Ces flux relativement modestes peuvent être en partie imputés au rapport flux d'éléments solides/liquide relativement faible (~ 1.7) pour l'Amazonie comparés aux autres rivières du monde (Gibbs, 1972). Dans le cas du Gange-Brahmapoutre le flux dissous ne représente qu'environ 10 % du flux solide (Galy et France-Lanord, 2001) ce qui suggère que les échanges cationiques pourraient avoir un impact significatif sur le flux dissous du système himalayen. Un flux de désorption important de Ca^{2+} pouvant précipiter sous forme de carbonates représenterait un puits de CO_2 qui est pour l'instant très mal connu (France-Lanord et Derry, 1997).

V.3.2 Méthodes

Afin de déterminer le potentiel d'échange maximum des sédiments du système himalayen, des sédiments de la partie la plus distale du réseau hydrologique ont été utilisés. Pour le bassin du Ganges, les sédiments utilisés dans ce travail proviennent du site d'échantillonnage de Harding Bridge au Bangladesh, en aval de toute confluence majeure. Dans le bassin du Brahmapoutre, les sédiments proviennent du site de Jamuna Bridge, également au Bangladesh et en aval de toute confluence majeure. Des échantillons provenant de la Lower Meghna, en aval de la confluence Gange-Brahmapoutre, ont également été utilisés. Ces échantillons proviennent de deux sites: Mawa à 60 km environ de la confluence ainsi que Daulatkahn plus au Sud, à 180 km de la confluence. Dans tous les cas des échantillons provenant de différentes profondeurs de la colonne d'eau ont été analysés. Ceci permet de documenter l'influence du tri granulométrique et minéralogique sur l'échange cationique.

La capacité d'échange cationique (CEC) sur les sédiments a été déterminée en déplaçant les ions adsorbés grâce à la cobaltihexamine, $(\text{Co}(\text{NH}_3)_6)^{3+}$ ("CoHex") (Orsini et Remy, 1976; Ciesielski et Sterckeman, 1997; Aran et al., 2008). Ce complexe organométallique très stable, permet de déplacer les cations adsorbés même dans le cas d'un faible excès de CoHex tout en restant au pH de l'échantillon. Cependant l'utilisation de CoHex dans le cas d'échantillons riches en calcite peut engendrer la dissolution de cette dernière. Les sédiments du Ganges peuvent contenir de 4 à 5 % de calcite. La dissolution de calcite relâche du Ca^{2+} dans la solution et fausse donc la mesure de Ca^{2+} échangé. Pour remédier à cela, Dohrmann et Kaufhold (2009) proposent de saturer la solution de CoHex en calcite. La

saturation en calcite inhibe la dissolution de la calcite des échantillons sans pour autant empêcher l'échange de Ca^{2+} .

Pour cette étude, les sédiments ont été lyophilisés et désagrégés avant échange. 1 à 2 g de sédiments sont mélangés à 30 ml de solution à 0.05N de CoHex (4.458 g.l^{-1}), saturés en calcite (0.8 g.l^{-1}). Ceux-ci sont agités pendant 2h à 22°C afin de s'assurer que tout l'échange ai eu lieu. Les échantillons sont alors centrifugés au delà de 40000 g et 20 ml de surnageant sont prélevés pour la détermination de la CEC. La CEC totale des sédiments est évaluée grâce au dosage de la cobalthexamine restante en solution par spectrométrie UV (CEC_{UV}) (bande d'absorption du cobalt à 472 nm ; Aran et al., 2008). Les cations échangés (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) sont dosés directement dans la solution de CoHex après échange par spectrométrie à absorption atomique. La somme des cations échangés permet de calculer une deuxième valeur de CEC des sédiments ($\text{CEC}_{\Sigma\text{cat}}$). La comparaison entre CEC_{UV} et $\text{CEC}_{\Sigma\text{cat}}$ permet de s'assurer de la validité des résultats.

V.3.3 Résultats

Les résultats des mesures de CEC sont détaillés dans le tableau V.3. La variabilité de la CEC totale des sédiments analysés est importante et s'étale de 1 à $17 \text{ meq}/100\text{g}$. La CEC est positivement corrélée au rapport Al/Si des sédiments (Figure V.20).

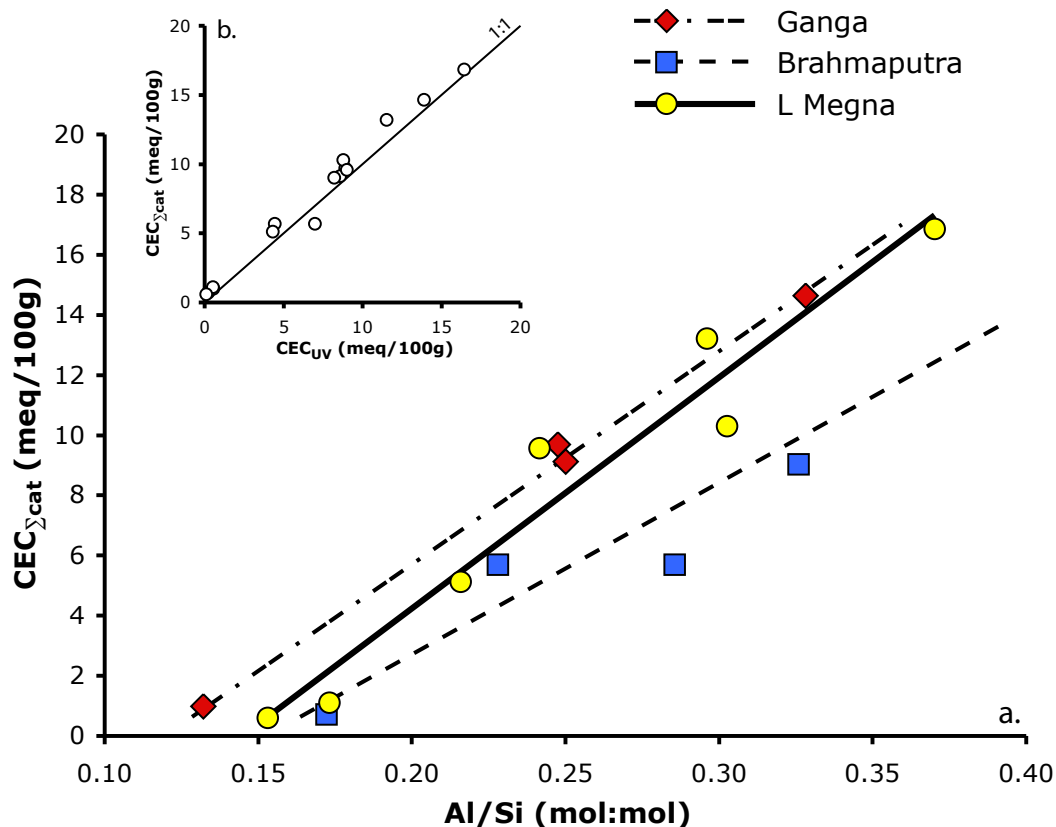


Figure V.20: (a.) Capacité d'échange cationique (CEC) des sédiments du Gange, Brahmapoutre et leur confluence la Lower Meghna en fonction du rapport molaire Al/Si des sédiments analysés. (b.) Comparaison des CEC déterminés par dosage de la CoHex par spectro UV (CEC_{UV}) et de la CEC résultant de la somme des cations dosés dans la solution de CoHex ($\text{CEC}_{\Sigma\text{cat}}$).

Le rapport Al/Si est un indicateur de tri minéralogique dans la colonne d'eau (voir chapitre IV). Les valeurs de Al/Si élevées indiquent une proportion importante de minéraux phyllosilicatés et argileux. Ces minéraux sont ceux ayant les capacités d'échange les plus élevées en raison de leur surface d'échange plus importante. La figure V.20 montre également que pour un même rapport Al/Si, les sédiments du Gange possèdent une CEC plus élevée que ceux du Brahmapoutre. Ceci est en accord avec les travaux de Sarin et Krishnaswami (1984) et Huyghe et al. (2010), qui montrent une plus grande proportion d'argiles dans le Gange ainsi que la présence de smectites qui n'ont pas été décrites dans le bassin du Brahmapoutre. Ce cortège argileux différent dans le Gange que dans le Brahmapoutre est également confirmé par une surface spécifique plus importante des sédiments du Gange (Galy et al., 2007). Le bon accord entre la CEC_{UV} et $CEC_{\Sigma cat}$ indique que la dissolution de carbonates ou d'autres phases n'affecte pas significativement les valeurs de CECs déterminés (Figure V.20.b).

La composition du cortège ionique échangeable est présentée dans la Figure V.21. Les cations préférentiellement adsorbés aux sédiments en milieu continental sont dans l'ordre décroissant: Ca^{2+} (fraction molaire des sites d'échanges occupés de 76 % en moyenne), Mg^{2+} (16 %), K^+ (7 %) et Na^+ (2 %). Ceci est cohérent avec l'affinité plus élevée des cations divalents par rapport aux cations monovalents dans l'eau de rivière. Cependant la fraction molaire occupée par chaque espèce est très homogène, et varie peu pour un même site échantillonné à différentes dates (Tableau V.3). Elle est constante entre les sédiments du Gange, Brahmapoutre et Lower Meghna (Tableau V.4) et ne dépend pas du rapport Al/Si ou de la CEC totale, et donc de la minéralogie du sédiment (Figure V.21). Sur la base de cette homogénéité il est possible de déterminer les constantes d'équilibre pour différents cations adsorbés et dissous. Pour cela, la constante d'équilibre de Vaneslow (introduite plus haut) a été calculée pour les différents sites d'échantillonnage (Tableau V.4). Cette constante est calculée pour un échange avec du Mg^{2+} en utilisant les concentrations moyennes de chaque fleuve (K_{Mg^X}) (concentrations dissoutes d'après UNEP GEMS WATER Program). La composition exacte de l'eau en équilibre avec les sédiments au moment de l'échantillonnage n'est pas connue. Cependant l'homogénéité des fractions molaires occupées par chaque élément au cours du temps suppose que les variations à plus hautes fréquences n'affectent pas au premier ordre le cortège cationique adsorbé. Les coefficients calculés montrent que Ca^{2+} et Mg^{2+} sont les espèces préférentiellement adsorbées. Le $K_{Mg^{Ca}}$ déterminé entre 1.7 et 2.0 est du même ordre de grandeur que le coefficient déterminé par Sayles et Mangelsdorf (1979) sur les sédiments de l'Amazone (1.5).

Sample #	Location	Year	Type	Depth m	Al/Si mol:mol	CEC _{UV} meq/100g	CEC _{Σcat} meq/100g	Na meq/100g	K meq/100g	Ca meq/100g	Mg meq/100g	N _{Na} mol %	N _K mol %	N _{Ca} mol %	N _{Mg} mol %	
GANGA																
BR8221	H. Bridge	2008	BL	-	0.132	0.54	1.00	0.01	0.04	0.78	0.18	2	8	74	17	
BR715	H. Bridge	2007	SS	3	0.247	8.90	9.71	0.13	0.37	7.71	1.50	3	7	76	15	
BR1027	H. Bridge	2010	BL	-	0.250	8.57	9.13	0.02	0.27	7.02	1.83	0	6	74	19	
BR8222	H. Bridge	2008	SS	0	0.328	13.90	14.65	0.06	0.47	11.65	2.47	1	6	77	16	
BRAHMAPUTRA																
BR8206	J. Bridge	2008	BL	-	0.172	0.23	0.71	0.00	0.03	0.55	0.13	0	8	74	18	
BR8207	J. Bridge	2008	SS	10	0.228	6.98	5.69	0.02	0.13	4.67	0.88	1	4	80	15	
BR8204	J. Bridge	2008	SS	1	0.286	4.44	5.70	0.02	0.18	4.38	1.12	1	6	74	19	
BR8210	J. Bridge	2008	SS	0	0.326	8.20	9.03	0.04	0.22	7.30	1.46	1	5	79	16	
LOWER MEGHNA																
BR8230	Daulatkahn	2008	BL	-	0.173	0.51	1.10	0.05	0.05	0.76	0.24	8	8	63	20	
BR8226	Daulatkhan	2008	SS	16	0.216	4.32	5.13	0.02	0.18	4.12	0.81	1	7	77	15	
BR8227	Daulatkhan	2008	SS	10	0.303	8.77	10.31	0.04	0.33	8.35	1.59	1	6	78	15	
BR724	Mawa	2007	BL	-	0.153	0.11	0.60	0.00	0.02	0.47	0.10	0	7	77	16	
BR721	Mawa	2007	SS	10	0.241	9.00	9.57	0.12	0.37	7.60	1.48	2	7	76	15	
BR8202	Mawa	2008	SS	1	0.296	11.51	13.21	0.04	0.43	10.60	2.14	1	6	77	16	
BR723	Mawa	2007	SS	0	0.370	16.43	16.86	0.10	0.56	14.08	2.12	1	6	80	12	

Tableau V.3: Résultats de la détermination de la capacité d'échange cationique (CEC) de sédiments au Bangladesh.

Type d'échantillonnages, BL: bedload, SS : Suspendedload. CEC_{UV} et CEC_{Σcat} indiquent la CEC totale déterminé respectivement par absorption UV et par la somme de cations désorbés. N_x : fraction molaire de la CEC occupé par le cation X.

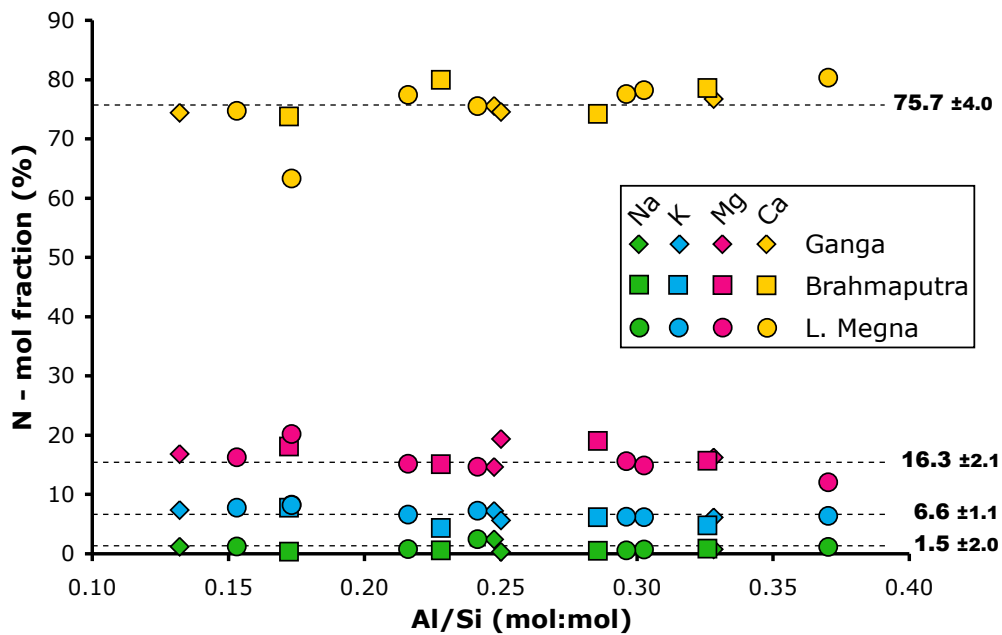


Figure V.21: Fraction molaire occupé par chaque espèce ionique (Na, K, Mg, Ca) au sein du cortège ionique échangeable pour les sédiments du Gange, Brahmapoutre et Lower Meghna en fonction du rapport molaire Al/Si du sédiment.

	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
GANGA				
Water conc. (μmol/l)	278	64	203	549
Mean N _x (%)	1.2	6.6	16.8	75.3
K _{Mg} ^x	0.02	0.4	1	1.7
BRAHMAPOUTRE				
Water conc. (μmol/l)	91	49	156	349
Mean N _x (%)	0.6	5.8	17.0	76.6
K _{Mg} ^x	0.02	0.4	1	2.0
L. MEGHNA				
Water conc. (μmol/l)	171	55	175	431
Mean N _x (%)	2.2	7.0	15.6	75.3
K _{Mg} ^x	0.04	0.4	1	2.0

Tableau V.4: Concentration moyenne des eaux du Gange, Brahmapoutre et Lower Meghna (d'après UNEP GEMS WATER Program) ainsi que fraction molaire moyenne de chaque élément et la constante d'échange K_{Mg}^x calculé pour chaque élément par rapport au magnésium.

V.3.4 Bilan de l'échange cationique

La composition moyenne du Gange a été déterminée chapitre IV. Le rapport Al/Si moyen des sédiments du Gange est de 0.23. La composition moyenne du Brahmapoutre n'a pas été déterminée à ce jour. Cependant, le rapport Al/Si de la croûte himalayenne est estimé à 0.22 sur la base des échantillonnages de roches sources et de sédiments de rivières

en sortie de chaîne (voir chapitre IV). Un stockage de sédiments grossier, avec un Al/Si bas dans la plaine tend à faire augmenter le rapport Al/Si des sédiments exportés. Dans le cas du Brahmapoutre, la plaine alluviale réduite ne laisse pas supposer un stockage de sédiments important. Le rapport Al/Si des sédiments exportés ne peut donc raisonnablement pas être beaucoup plus élevé que celui des roches sources ou que celui du Gange. En l'absence de contraintes supplémentaires nous faisons ici l'hypothèse que le rapport Al/Si du Brahmapoutre est identique à celui du Gange (0.23). La relation linéaire entre Al/Si et la CEC déterminé pour la Lower Meghna (Figure V.20) montre que la CEC moyenne des sédiments exportés par le système himalayan est de $5.9 (\pm 0.4)$ meq/100g de sédiments ayant un Al/Si de 0.23. Pour un flux estimé du Gange-Brahmapoutre de $1 \cdot 10^9$ t/an (RSP, 1996), la capacité d'échange délivrée à la Baie du Bengale est de $5.9 \cdot 10^{13}$ meq/an. La composition du cortège cationique échangeable permet de calculer le flux total de cation échangeable au passage en milieu marin (Tableau V.5). Ceci montre que le flux de Ca^{2+} maximum échangé ne représente qu'environ 6 % du flux total dissous du système. Cependant seul une fraction du Ca^{2+} est échangé pour du Na^+ , Mg^{2+} et K^+ au passage dans l'eau de mer (Syales et Mangelsdorf, 1977; Sayles et Mangelsdorf, 1979). Sur la base de ces estimations, la désorption de Ca^{2+} est d'environ $16 \cdot 10^9$ mol/an, soit environ 4 % du flux dissous. L'adsorption de Na^+ est la plus significative et représente 13 % du flux dissous. L'adsorption de K^+ et Mg^{2+} représentent respectivement environ 7 et 3 % du flux dissous du système himalayan. Le complément de cations probablement échangés est majoritairement porté par H^+ (Sayles and Mangelsdorf, 1979) mais n'a pas été déterminé. La désorption de H^+ est un puits d'alcalinité supplémentaire et ainsi une source probable de CO_2 .

	G&B total Flux^a (10^9 mol/yr)	G&B silicate Flux^b (10^9 mol/yr)	Max. exchangeable e (10^9 mol/yr)	% of dissolved flux	% of dissolved silicate flux	Prob. exchangeable^c e (10^9 mol/yr)	% of dissolved flux	% of dissolved silicate flux
Na⁺	144	99	-59	-41	-60	-23	-16	-23
K⁺	50	50	+ 2	+ 4	+4	-4	-8	-8
Mg²⁺	161	25	+ 5	+ 3	+20	-6	-4	-24
Ca²⁺	386	37	+ 23	+ 6	+62	+ 16	+ 4	+43

Tableau V.5: Contribution des échanges cationiques aux flux dissous du Ganga-Brahmapoutre. ^aFlux dissous du Gange-Brahmapoutre (GEMS: données UNEP GEMS WATER Program). ^bContribution silicatée aux flux dissous (corrigé des apports cycliques ainsi que des contributions non silicatés d'après Galy et France-Lanord, 1999 et Singh et al., 2005). Le flux échangé probable est évalué sur la base des mesures de Sayles et Mangelsdorf (1979) sur les sédiments de l'Amazone.

Au premier ordre le bilan d'altération peut donc être précisé pour le système himalayan en suivant les flux échangés probables (en prenant en compte les différences de charges ioniques):

$$\phi \text{ CO}_2 = \phi \text{ Ca}_{\text{sil}}^{2+} + \phi \text{ Mg}_{\text{sil}}^{2+} + 0.04 \phi \text{ K}_{\text{sil}}^+ + 0.11 \phi \text{ Na}_{\text{sil}}^+$$

Cette équation montre que la prise en compte des échanges cationiques augmente la séquestration de carbone de 20 % par rapport au flux associé à la l'altération des silicates Ca

et Mg. Elle passe d'environ $62 \cdot 10^9$ mol/an à $75 \cdot 10^9$ mol/an. Cette estimation surestime vraisemblablement l'importance réelle de l'altération chimique du système himalayen puisque d'autres facteurs comme le rôle de l'oxydation des sulfates sont à prendre en compte (e.g. Galy et France-Lanord, 1999; Calmels et al. 2007). Ce chiffre est de plus à comparer à celui l'enfouissement de carbone organique qui séquestre chaque année environ $300 \cdot 10^9$ moles de C (Galy et al., 2007).

V.4 Réponse du système himalayen depuis le LGM

L'évolution de l'intensité de l'altération continentale au cours des temps géologiques reste mal connue. L'altération est la source de nombreux éléments dissous aux océans et ces variations sont susceptibles d'en modifier les équilibres. Le degré d'altération des sédiments donne une indication des conditions d'altération dans le bassin et renseigne ainsi sur les processus de surface qui le contrôlent. Cependant l'utilisation de la composition chimique des sédiments ne permet pas de quantifier directement aux flux dissous aux océans. Pour cela il est nécessaire de déterminer les flux sédimentaires passés et faire l'hypothèse que l'altération et l'export des sédiments se fasse à l'équilibre. L'étude de la réponse du système himalayen à la déglaciation permet néanmoins de tester la sensibilité de grands bassins versants au forçage climatique.

La composition chimique d'un enregistrement sédimentaire de la Baie du Bengale (BoB) est utilisée pour documenter l'évolution de l'altération des sédiments exportés par le système himalayen depuis le Dernier Maximum Glaciaire (DMG). Cet enregistrement est comparé à la composition chimique des sédiments de rivières échantillonnés dans le bassin du Gange-Brahmapoutre (G&B). Les compositions isotopiques en Sr et Nd ainsi que les éléments immobiles suggèrent que la distribution de l'érosion dans la chaîne et entre les bassins du G&B est restée constante ces 20 000 dernières années. Le degré d'altération chimique des sédiments est déterminé en utilisant les rapports d'éléments mobiles sur immobiles K/Si et H_2O^+/Si . Ces rapports sont corrigés des effets de tri minéralogique résultant du transport dans le système himalayen. La teneur en calcite détritique est utilisée comme un traceur d'altération supplémentaire et indépendante des effets de tri. L'enregistrement montre que l'intensité d'altération des sédiments exportés au DMG était significativement plus faible qu'à l'actuel ce qui est attribué au fort contrôle climatique de l'altération. L'intensité de l'altération s'est ensuite progressivement accrue jusqu'à atteindre des valeurs similaires à celles mesurées dans les sédiments de rivières actuelles à l'exutoire du G&B. Cette étude montre que les taux d'altération dans les grands systèmes continentaux répondent aux oscillations climatiques et qu'ils ne peuvent être extrapolés facilement dans le passé.

Weathering response of the Himalayan system since the Last Glacial Maximum

(in preparation for submission)

Maarten LUPKER^{1*}, Christian FRANCE-LANORD¹, Valier GALY², Jérôme LAVÉ¹, Hermann KUDRASS³

¹Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG-CNRS), 15 rue Notre Dame des Pauvres, 54501 Vandoeuvre les Nancy, France.

²Department of Marine Chemistry and Geochemistry, Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), Woods Hole, MA, USA.

³Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Hannover, Germany.

*Corresponding author: mlupker@crpg.cnrs-nancy.fr

Abstract:

The chemical composition of a composite sediment record from the Bay of Bengal (BoB) is used to document the weathering evolution of sediments exported by the Himalayan range since the last glacial maximum. The BoB sediment record is compared to the chemical composition of river sediments sampled in the Ganga and Brahmaputra (G&B) basins. Sr and Nd isotopic compositions along with major immobile elements show no systematic variation, suggesting a constant erosion balance within the Himalayan range and between the two G&B basins over the last ca. 20 kyr. The weathering intensity was documented using the mobile to immobile ratios K/Si and H₂O⁺/Si. These ratios are corrected for sediment sorting that affects their chemical composition and occurs during transport in the Himalayan system. The detrital calcite content was also used as an additional weathering tracer that is not influenced by sediment sorting. This record shows that weathering intensity during the LGM was significantly lower than today which is attributed to the strong climatic control on weathering rates. The Himalayan system recovered from the LGM with weathering intensities steadily increasing to the present day value measured in modern river sediments at the outlet of the G&B basin. This study shows that weathering in large continental systems is reacting to high frequency changes in climatic forcing implying that present day weathering rates cannot be easily extrapolated over the past.

1. Introduction:

The mechanisms and feedbacks linking the long-term evolution of climate, chemical weathering and physical denudation remain debated (e.g. Raymo and Ruddiman, 1992; France-Lanord and Derry, 1997; Zhang et al., 2001; Donnadieu et al., 2004; Willenbring and von Blanckenburg, 2010; Charreau et al., 2011). Climate exerts a direct influence on weathering rates through temperature, runoff and vegetation that affect the dissolution rates of rock forming minerals (White and Blum, 1995). But further understanding into the complex coupling between weathering and climate of continental scale systems can be gained by studying their response to major climatic transitions in the Earth's history. Here we document the evolution of weathering intensity of the Himalayan system from the Last Glacial Maximum (LGM) to present using the sediment record of the Bay of Bengal (BoB). Our approach is based on geochemical compositions of sediments and refers to the detailed study of modern sediments transported by the G&B (Lupker et al., *submitted a*). The modern Ganga basin shows that the chemical composition of sediments produced by the Himalayan erosion are affected by chemical weathering, which can be traced in the sedimentary records (Lupker et al., *submitted a*). We use mobile to immobile ratios such as K/Si and $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ as well as the detrital carbonate abundance of sediments as weathering tracers in addition to Sr and Nd isotopic compositions as provenance tracers. The BoB record provides the opportunity to assess the adjustments of the Himalayan system to large scale and high frequency changes in external forcing.

2. Material and methods:

We compare the modern evolution of the chemical composition of sediments in the Himalayan system to the chemical composition of sediments from five cores of the BoB (Fig. 1). The Himalayan system has been extensively covered by sampling river sediments in the main tributaries of the G&B from the Himalayan front downstream to the Lower Meghna in Bangladesh. The Lower Meghna represents the confluence of the Ganga and Brahmaputra and is exporting the world largest sediment flux to the oceans with ca. $1 \cdot 10^9$ t/yr (RSP, 1996). Sampling mainly took place during monsoon season and included, when possible, sediment depth profiles of the water column. Details on sampling procedures can be found in Lupker et al., (*submitted b*).

The BoB sediment cores were retrieved during RV *Sonne* cruise SO93 in 1994 on the shelf (105KL and 107KL) and in the active channel levee system of the middle fan (117KL, 118KL and 120KL) (Weber et al., 1997). The chronology of the cores is provided by calibrated ^{14}C ages on planktonic foraminifers, ^{137}Cs , ^{210}Pb and ^{228}Ra gamma spectrometry (Weber et al., 1997; Michels et al., 1998; Suckow et al., 2001). This composite sediment record spans the last 21 kyr BP, covering the deglaciation of the Himalayan range. Hemipelagic layers were excluded of the study in order to focus on tubiditic sediments representing the G&B detrital signal (Pierson-Wickman, 2001; Weber et al., 2003).

Weathering is traced by using the mobile to immobile elemental ratios of the river sediments such as K/Si or $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$. Silicate weathering and secondary mineral formations are marked by an increase in sediment hydration (H_2O^+) that can be traced in the sediments. Na is the main silicate cation released during Himalayan erosion, however the use of Na/Si is hampered by seawater contamination that cannot be reliably leached or corrected for.

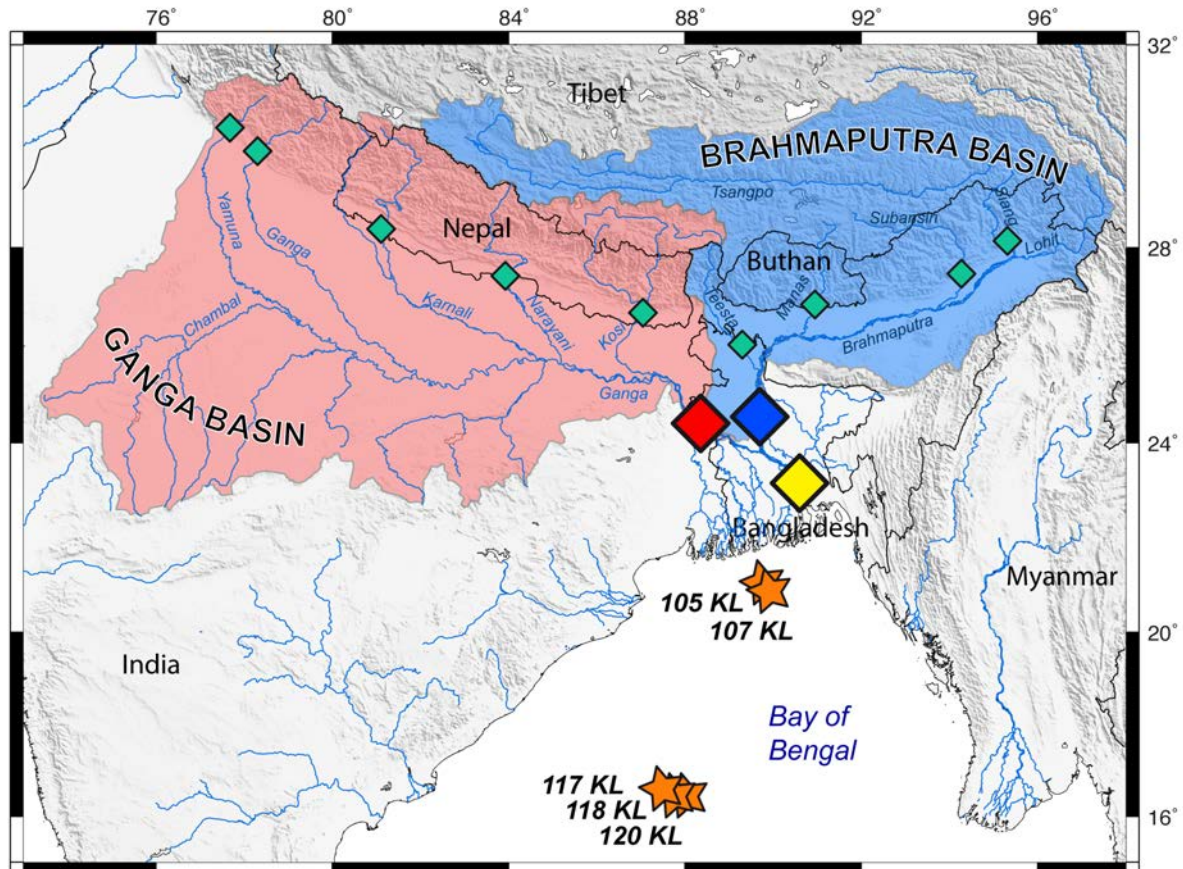


Figure V.22: Geographical setting of the Himalayan system. Modern river sediments were sampled in the G&B basin at the Himalayan front (green diamonds), at the outlet of the Ganga basin (red diamond) and the Brahmaputra basin (blue diamond) and finally after their confluence in the lower Meghna (yellow diamonds). These sediments were compared to the sediment record of the BoB that represents a composite record from proximal shelf sediments (105KL and 107KL) and from the middle fan channel levees (117KL, 118KL and 120KL).

Mineral sorting exerts a first order control on the chemical composition of sediments during hydrodynamical transport as it segregates particles based on their size, shape and density (Garzanti et al., 2011; Lupker et al., submitted). For a given poly-mineral sediment assemblage eroded in the Himalayan range, the sediment reaching the Bengal Fan may be highly segregated. Preferential deposition of coarse and dense minerals in the foreland basin or in the most proximal marine settings will progressively enrich the remaining sediment load in fine-grain phyllosilicates and clays. Additionally, local hydrodynamic conditions or changes in the depocenter will also affect the grain size and mineralogy of the sedimentary record. Sediment sorting thus implies that variations in bulk chemical composition of the sediment column does not necessarily record changes in weathering intensity but rather reflects changes in hydrodynamic conditions during transport or deposition. To overcome this bias we evaluated the mobile to immobile element ratios with respect to their Al/Si following our approach on the river sediments of the Himalayan system (Lupker et al., *submitted a*) (Fig. 2). Al/Si is a proxy of mineral sorting and grain size, and sediment sorting is identified as a quasi-linear mixing trend between quartz rich, low Al/Si and clay rich, high Al/Si sediments (Lupker et al. *submitted b*). Weathering, in turn, is marked by a decrease of the

mobile to immobile ratio at constant Al/Si and is maximum for the fine-grained, high Al/Si end member. In contrast, the coarse-grained end member, represented by bedload sediments in the modern Himalayan fluvial system, does not evolve significantly during erosion and transfer in the system and can be considered constant in a given basin (Lupker et al., *submitted a*). A non-biased or segregation-independent weathering indicator (K/Si^* and H_2O^+/Si^*) is therefore obtained by normalizing the detrital mobile to immobile signal to a reference value $Al/Si = 0.23$, which represents the average Ganga composition in Bangladesh (Lupker et al., *submitted b*).

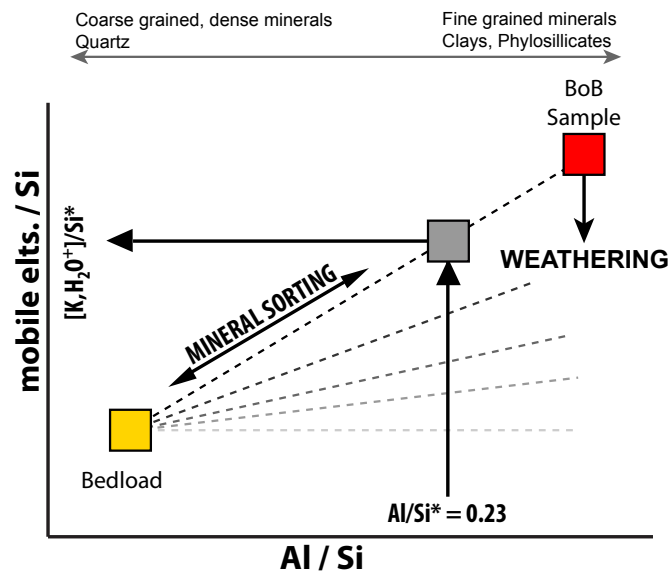


Figure V.23: Mineral sorting and chemical weathering effects on river sediment chemistry. River sediments are represented by a mixing trend between coarse grained, silica rich, low Al/Si bedload sediments and fine grained clays and micas with high Al/Si ratios. Chemical weathering is marked by a depletion in the most mobile elements occurring at nearly constant Al/Si. For hydration, weathering results in an increase of H_2O^+ relative to Si.

Additional weathering and provenance tracers such as Ca/Si ratios, carbonate concentration and their C and O isotopic compositions, Sr and Nd isotopic compositions of the sediments were also measured. These tracers were not found to be grain size dependent and are therefore less prone to sorting effects (Lupker et al., *submitted b*). These tracers are not normalized to their Al/Si ratio and are evaluated on the bulk sediment. The analytical procedures used for major element analysis, H_2O^+ and carbonate content determination and isotopic composition are fully detailed in Lupker et al. (*submitted a*). Major elements are analyzed by ICP-AES at the Service d'Analyse des Roches (SARM-CRPG) after lithium metaborate fusion (Govindaraju and Mevelle, 1987; Carignan et al., 2001). H_2O^+ is measured by EA-IRMS after careful elimination of the adsorbed water (Lupker et al., *submitted a*). Carbonate content and isotopic composition is determined manometrically after sequential H_3PO_4 digestion (Galy et al., 1999). Sr and Nd isotopic compositions were measured on decarbonated sediments by TIMS after classical separation on ion-exchange resins following Pierson-Wickmann et al., (2001).

3 Results:

The erosion and transfer of sediments from the Himalayan range through the G&B floodplain to the BoB occurs along with a significant dissolved flux of elements to the oceans that is linked to the chemical weathering of the transported sediments. Part of the sediments data set sampled in the G&B basin has already been extensively described in previous studies (Galy and France-Lanord, 2001; Singh and France-Lanord, 2002; Galy et al., 2006; Garzanti et al., 2010; Granet et al., 2010; Garzanti et al., 2011; Lupker et al., *submitted a*; Lupker et al., *submitted b*) and can be found in the supplementary data set, Table S1. Trans-Himalayan Rivers, at their range outlet, show high K/Si ratios and low $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ ratios with respect to their Al/Si ratios compared to the sediments sampled in their most distal part in the Ganga plain, or in the G&B and their confluence, the Lower Meghna (Figure 3). The loss of K and gain in hydration during floodplain transfer marks the progressive weathering of the sediments, decreasing their K/Si* and increasing their $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}^*$ during continental transfer. However part of the signal is provided by southern (Ganga basin) and eastern (Brahmaputra basin) tributaries contributing to weathered sediments that cannot strictly be attributed to Himalayan weathering. This contribution is nevertheless limited for both the Ganga basin (Singh et al., 2008; Lupker et al., *submitted a*) and the Brahmaputra basin (Singh and France-Lanord, 2002). Carbonate weathering in the floodplain is significant and leads almost total dissolution for carbonates of the Brahmaputra sediments in Bangladesh (Singh and France-Lanord, 2002) and low carbonates content for the Ganga in Bangladesh (Lupker et al., *submitted a*).

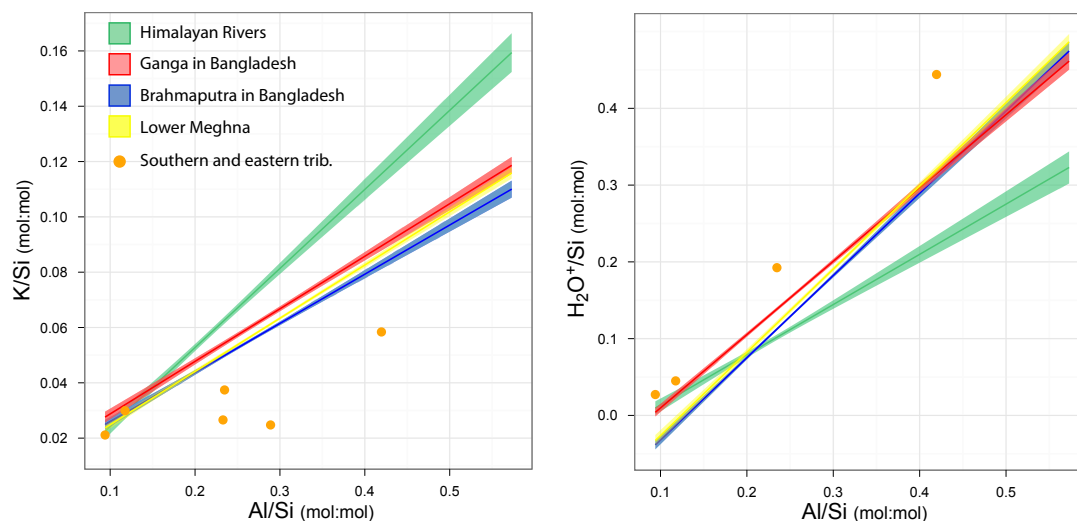


Figure V.24: Evolution of K/Si and $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ in the modern Himalayan system. The transfer of sediments from the Himalayan front Rivers (green) to the outlet of the Ganga (red) and Brahmaputra (blue), as well as their confluence the Lower-Meghna (yellow) results in a loss of K and an increase in H_2O^+ as weathering proceeds. Southern or eastern, non-Himalayan tributaries affect the chemical composition of the Himalayan sediments during transfer but their contribution remains limited. Detailed data can be found in the supplementary data file S1. Envelopes represent 0.95 confidence level on the regression parameters.

The Sr and Nd isotopic composition of sediments exported by the two G&B watersheds is also distinct with Ganga sediments being more radiogenic for both Sr and Nd, than Brahmaputra sediments (Figure 4). Ganga's isotopic signatures are stable especially for Nd, which suggest a relatively steady mixing between the different sources of sediments.

On the contrary, the Brahmaputra shows a more variable isotopic compositions that reflects a variable balance between Himalayan tributaries with compositions comparable to those of the Ganga and the Tsangpo-Siang that can supply up to 50 % of the sediment load.

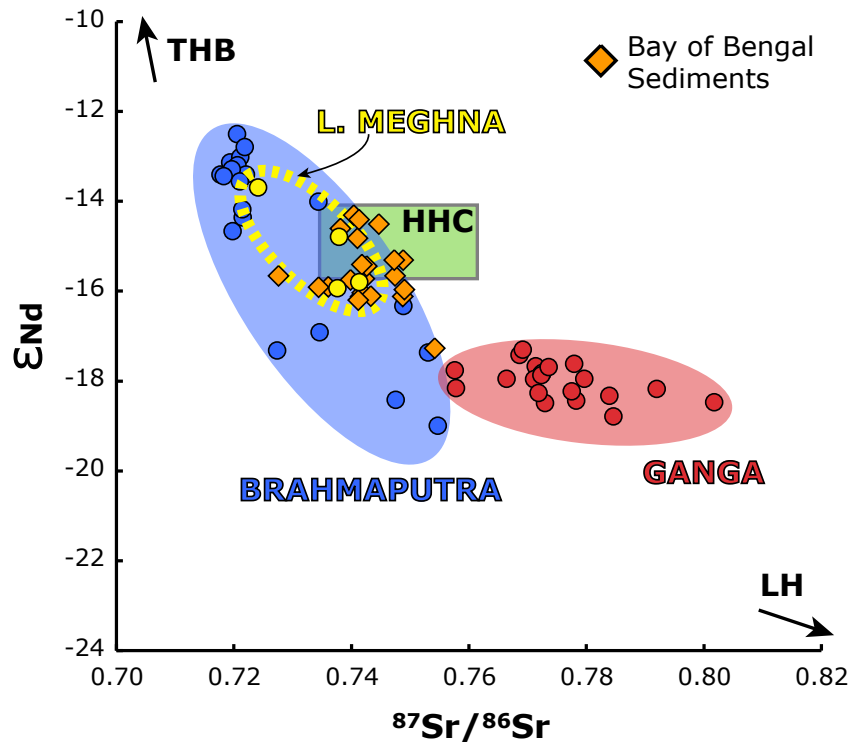


Figure V.25: Sr and Nd isotopic composition of the sediments from the Bay of Bengal. The modern river sediments of the Ganga in Bangladesh (red circles), the Brahmaputra main stream (blue circles) and the Lower Meghna (yellow circles) are also represented. The isotopic composition of the Lesser Himalaya (LH), Higher Himalaya Cristalines (HHC) and Trans Himalayan Batholith (THB) are from Galy and France-Lanord (2001) and references therein.

Composite logs of K/Si^* , H_2O^+/Si^* , Ca/Si and calcite content are shown on figure 5 and are compared to the change in salinity of the BoB that reflects the changes in monsoon, intensity over the last 20 kyr (Kudrass et al., 2001). K/Si^* are decreasing over the 20 kyr interval while the normalized H_2O^+/Si ratios are increasing. K/Si^* was reduced by ca. 10 % while H_2O^+/Si^* of the sediments was similar to the sediments currently exported by the Trans-Himalayan Rivers at their range outlet. Carbonates are accounting for over 80 % of the Ca budget of the bulk sediments explaining the concomitant decrease in Ca/Si ratios and carbonate content. Both calcite and dolomite are of detrital origin as demonstrated by their $\delta^{18}O_{PDB}$ ranging from -15 to -6 ‰, clearly lower than marine biogenic carbonates (Höhndorf et al., 2003) and in the range of river detrital carbonates (Lupker et al., *submitted a*). The Sr and Nd isotopic composition of the decarbonated marine sediments ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.735 - 0.750$ and $\epsilon Nd \sim -14 - -16.5$; Pierson-Wickman et al., 2001 Galy et al., 2008 and this study, Figure 6) do not show significant evolutions. On the contrary, the carbon isotopic composition of both calcite and dolomite shows a progressive depletion in ^{13}C from ca. 0 to -1.5 ‰ for calcite and 1 to -1 ‰ for dolomite ($\delta^{13}C - PDB$, Figure 6). For all measured proxies, the most recent part of the composite record (ca. 0 - 4 kyr) has on average a similar chemical signature than the sediments currently exported by the Lower-Meghna.

Several mechanisms, not necessarily excluding each other, are susceptible to explain the time evolution of the sedimentary chemical signal of the BoB: variations could result from changes in sources distribution or changes in weathering intensities as discussed hereafter.

4. Sediment provenance:

Changes in climate and in particular precipitation patterns since LGM may have impacted the intensity, locus and dominant processes of erosion and sediment transport, and consequently the sedimentary signal recorded by the BoB cores. These changes involve both possible changes in sediment provenance within the Himalayan range or changes in balance between the Ganga and Brahmaputra basins. Clift et al. (2008) show an increasing contribution of Lesser Himalayan (LH) sediments as a response to monsoon intensification after ca. 14 kyr from sediment cores of the Indus delta, in western Himalaya. On the contrary, further east, *i.e.* in the western part of the Ganga basin, Rahaman et al. (2009) document an increasing supply of High Himalayan Crystalline (HHC) derived material after the LGM, even though dating issues have been raised which may alter this last conclusion (Rahaman et al., 2010; Srivastava et al., 2010).

In our Bengal fan record, Sr and Nd isotopic signatures of river sediments in the Himalayan range is a first order indicator of the erosion balance between LH, HHC and Transhimalayan formations (THB) (for Brahmaputra) as these units have contrasted isotopic compositions (e.g. France-Lanord et al. 1993; Singh and France-Lanord, 2002, see Figure 4). While there is some variability of the Sr and Nd isotopic signatures, there is no visible evolution and no significant change in balance between the sources can be inferred from our record (Figure 4 & 5). This observation does therefore not support a change in balance of the Midlands units versus the South Tibetan and High Himalayan ones. The observed tendency in the BoB could also be compatible with an increase of the Siwalik contribution, which are more weathered than Himalayan Rivers and have similar Sr and Nd isotopic compositions (Lupker et al., *submitted b*). But Siwaliks have higher carbonate contents with lower $\delta^{13}\text{C}$ compositions compared to trans-Himalayan Rivers (e.g. Sanyal et al., 2005; Lupker et al., *submitted a*) which is at odd with the concomitant decrease of both carbonate content and $\delta^{13}\text{C}$ found in the BoB sediments.

Finally, the stability of the Sr and Nd isotopic record and the opposite evolution of K/Si^* and $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}^*$ also suggest that the balance between the Ganga and Brahmaputra sediment load has not changed significantly since the LGM. Further changes in erosion patterns with cratonic tributaries are also unlikely. The Chambal River in the Ganga basin and the Eastern tributaries of the Brahmaputra basin (Lohit and Dibang) have low K/Si^* ratios but also show distinctively higher Fe/Si^* ratios and unradiogenic Sr and Nd signature that are not identified in our record (Singh et al., 2002; Singh et al., 2008; Lupker et al., *submitted a*, Figure 6).

Based on these arguments, source effects do not appear, at least through a simple scenario, to exert a first order control on Ca/Si , K/Si^* or $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}^*$ evolution in the sediment record of the 5 cores of the BoB studied here.

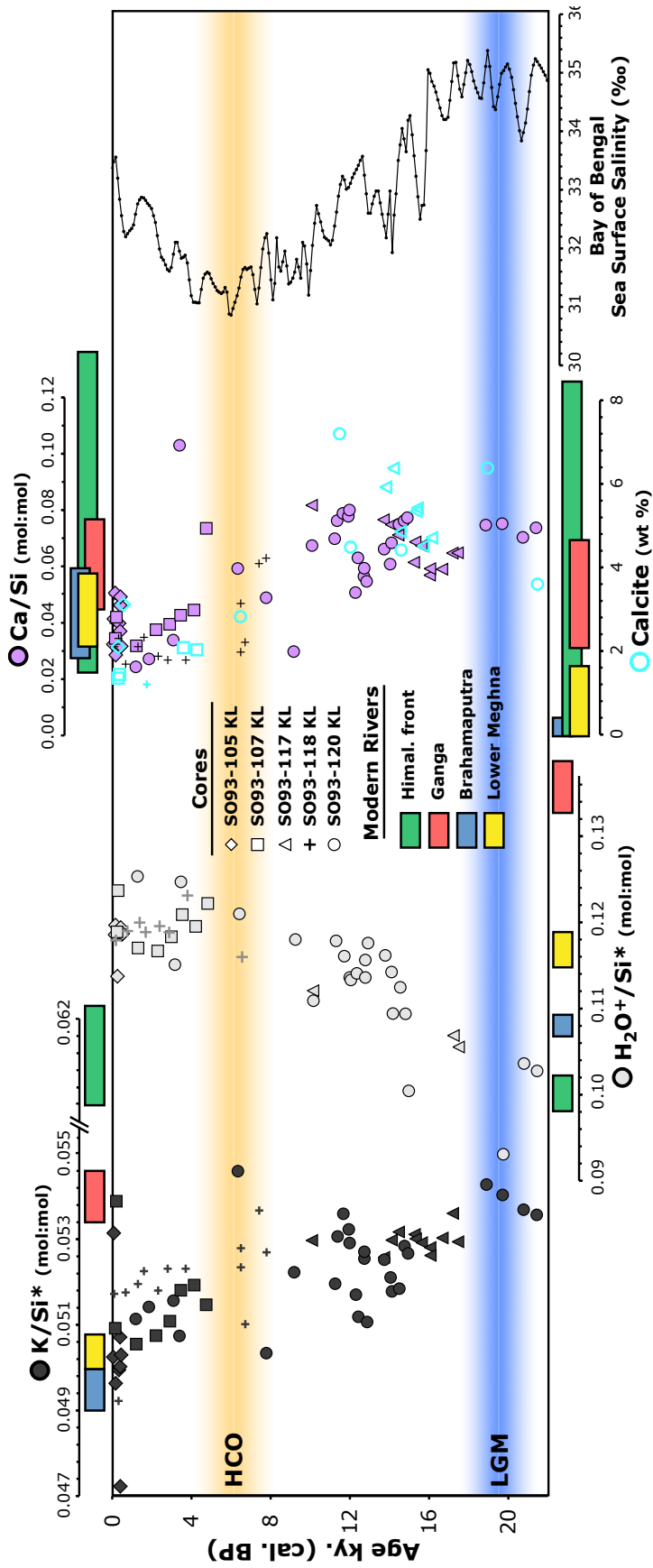


Figure V.26: Evolution of K/Si*, H₂O⁺/Si*, Ca/Si, calcite content of sediments in the composite BoB record since the last ca. 20 kyr. The composition (avg. and stdev.) of river sediments from the modern Himalayan system is also plotted for comparison with the sediment record. The Bay of Bengal sea surface salinity is derived from Kudrass et al. (2001) and is proxy for G&B runoff.

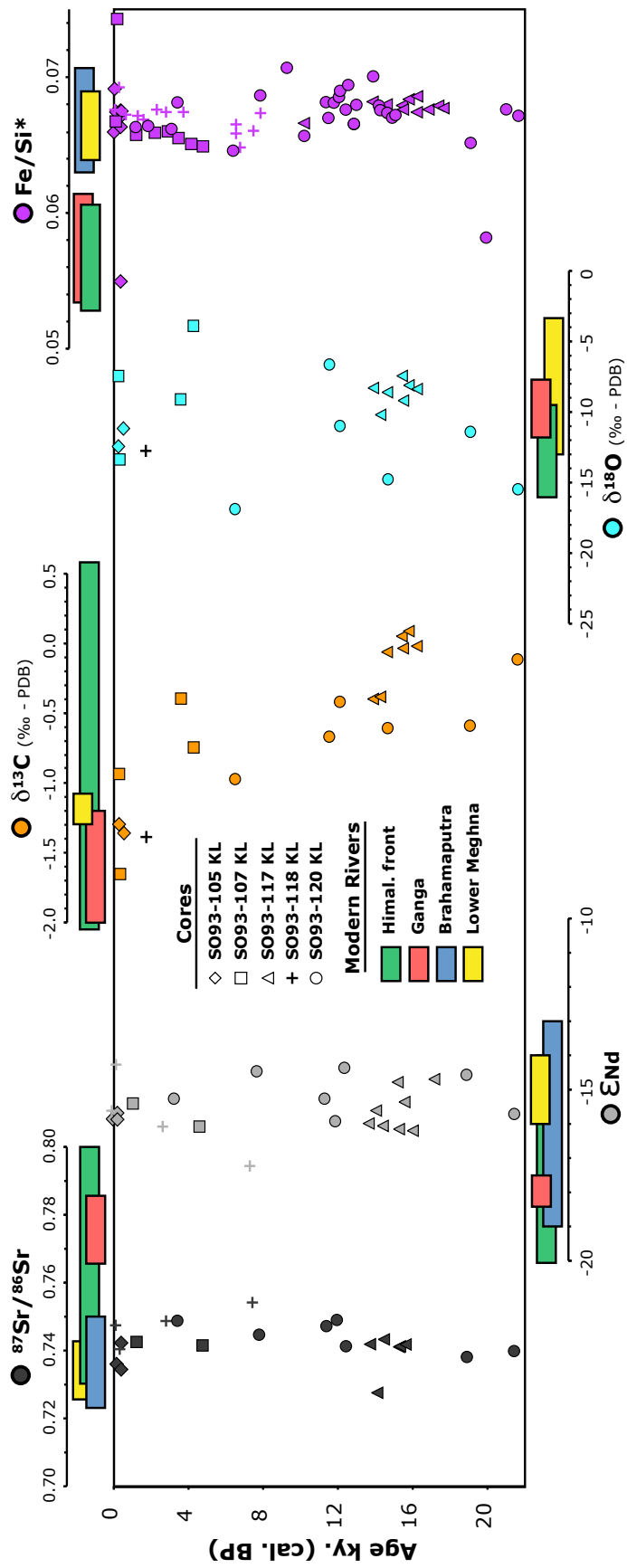


Figure V.27: Sr and Nd isotopic composition of the silicate fraction, C and O isotopic composition of the calcite fraction and Fe/Si^* of BoB sediments. The modern river sediments composition is also plotted for comparison.

5. Himalayan system weathering since the LGM:

In the absence of detectable source effects, the higher K/Si* and calcite content along with lower H₂O⁺/Si* ratios of the BoB sediment record, imply that the weathering intensity was reduced during the LGM and increased thereafter to the present day intensity.

During glacial times, the monsoon was reduced (e.g. Duplessy, 1982; Gasse and van Campo, 1994; Sharma et al., 2004; Herzsuh, 2006) which has limited the transport capacity of rivers in the system. The transition between a pre-LGM humid climate to the dry LGM potentially led to aggradation in the Ganga floodplain (Sinha et al., 2007; Kale, 2007) and the in southern cratonic catchments (Williams et al., 2006; Gibling et al., 2008). Furthermore, the reduced runoff of the G&B (Cullen, 1981; Duplessy, 1982; Kudrass et al., 2001) also reduced the sediment supply to the BoB (c.f. Goodbred, 2003). The fact that sediments exported during LGM were less weathered than modern sediments is most likely due to the lower runoff and temperatures, which exerts primary controls on the weathering rates (e.g. White and Blum, 1995).

The transition to the present day interglacial period was marked by an increase in monsoon intensity that peaked in the early to mid Holocene followed by a decrease to present day conditions (e.g. Gasse and van Campo, 1994; Sharma et al., 2004; Herzsuh, 2006; Gayer et al., 2006). The increasing monsoon intensity caused a global increase in the G&B discharge, which peaked at ca. 6 to 8 kyr BP (Kudrass et al., 2001). This increase in runoff may have caused the incision of part of the Ganga plain rivers (Shukla, 2001; Srivastava et al., 2003; Sinha et al., 2007; Kale, 2007) even if the timing and duration of these erosive events remains unclear. The sediment discharge of the G&B is estimated to be at least twice the present day flux ($2 \cdot 10^9$ Mt/yr, Goodbred and Kuehl, 2000a) and the G&B delta and submarine underwent rapid aggradation (Weber et al., 1997; Goodbred and Kuehl, 2000b). Intensified monsoon is expected to enhance erosion in the Himalayan range (e.g. Bookhagen et al., 2005) supplying large amounts of pristine material to the system. This peak sediment discharge of the middle-Holocene is however not reflected by a significant change in the weathering intensity trend as the system recovered from the LGM. This suggests that the Himalayan system was able to maintain a constant weathering intensity despite the increase in sediment flux and thus suggests that the system is largely kinetically limited. A limitation to this statement is that the incision documented in the floodplain could also contribute significantly to the exported sediment load (c.f. Dosseto et al., 2010). Floodplain erosion triggered by increased rainfall and river avulsion would possibly supply more mature and weathered sediments, thereby compensating the input of fresh Himalayan sediments. However the timing and magnitude of floodplain incision is poorly constrained so that eroded volume reconstructions are not possible.

Finally, the middle to late Holocene decrease in precipitations still maintained high Himalayan erosion fluxes and the G&B exports ca. $1 \cdot 10^9$ Mt/yr of sediments to the G&B delta (RSP, 1996). Aggradation takes place in the eastern floodplain but possible incision is documented in the dryer western part (Sinha et al., 2005). This decrease in precipitation is not coupled to a significant decrease in weathering intensity of the exported sediments, suggesting that the climatic forcing is not straightforward. Anthropization and land use changes in the G&B basin increased significantly during the last centuries (Ramankutty and Foley, 1999) and possibly earlier (Kirch, 2005) may have perturbed sediment dynamics (Sivitsky et al., 2005) and possibly even the monsoon intensity (Takata, et al., 2009) in the

basin. Furthermore, Vance et al. (2009) and Kurzweil et al., (2010) interestingly suggest that present day weathering rates have still not recovered from glacial conditions and are higher than the average long-term rates. The modern, highly weathered sediments exported by the G&B may therefore also represent a transient state that will not be maintained, as they represent the export of sediments produced during the glacial period and weathered since then. The weathering signal exported by the G&B is therefore likely composite between recovery from the high mid-Holocene fluxes and the more recent anthropic perturbations. Further complexities of the response of this large scale basin may arise from the oscillatory response of alluvial systems to perturbations in boundary conditions that lead to repeated incision and storage of sediments (e.g. Humphrey and Heller, 1995). The storage locality (mountain range vs floodplain) and duration will have first order implications for weathering intensity that have to be quantified in order to fully understand the distal BoB record.

If the weathering proceeds at steady state over kyr time scales in the basin, the weathering intensity deduced from the chemical composition of the BoB sediments may be converted to dissolved fluxes to the ocean if the chemical composition of the eroded source rocks is supposed constant. This requires the sediment paleo-fluxes to be quantitatively estimated, which remains difficult given the poor constraints on sediment volumes and dynamics in the system. However a qualitative assessment suggest that during the LGM, reduced sediment fluxes and reduced weathering were responsible for overall very low dissolved weathering fluxes to the ocean. During the middle Holocene the double sediment fluxes and relatively high weathering state of the sediments, suggests that dissolved loads were higher than the present day fluxes. Lower continental weathering during glacial times are already reported from Atlantic oceanic ferromanganese crusts (Foster and Vance, 2006; Kurzweil et al., 2010).

6. Conclusion:

This study shows that paleo-weathering intensities of large continental systems can successfully be retrieved from the detrital sediment records produced by their erosion. The Bay of Bengal sediments records a progressive increase in weathering intensities from the LGM to present day values. Hence, the weathering intensities in large-scale systems is modified as a response to high frequency changes in climatic forcing such as glacial / interglacial cycles. The weathering signal of the Himalayan system is not buffered with respect to its large alluvial floodplain (c.f. Métivier, 1999) even if its response is likely complex. Quantitative assessment of paleo-weathering rates and dissolved fluxes to the oceans using detrital sediments is however dependent on the knowledge of past sediment fluxes and an assumption of steady state weathering. Nevertheless this study suggests qualitatively, that current weathering rates cannot be extrapolated over the past and may not be representative of the long-term average rates. Rapid changes in weathering rates as a consequence of glacial/inter-glacial oscillations are potentially affecting the ocean chemistry and may contribute to the suggested imbalance of several oceanic geochemical cycles (c.f. Vance et al., 2009).

Appendix A1:

Core	Depth cm	Age yr BP	Al/Si mol	K/Si* mol	H2O/Si* mol	Ca/Si mol	Fe/Si* mol	Calcite wt%	d13C	d18O	87Sr Sil	eNd Sil
105	45	47	0.346	0.050	0.119	0.032	0.061					
105	71	74	0.270	0.053	0.120	0.041	0.064					
118	121	98	0.401	0.052	0.118	0.032	0.063				0.747	-15.7
105	134	138	0.179	0.037	0.200	0.051	-0.071	2.1	-1.3	-12.5	0.736	-15.9
107	391	147	0.391	0.051	0.119	0.034	0.062	1.4	-0.9	-7.5		
105	157	161	0.411	0.050	0.114	0.028	0.062					
107	569	213	0.215	0.054	0.124	0.042	0.069	1.4	-1.6	-13.4		
118	291	313	0.405	0.049		0.034	0.064				0.740	-14.3
105	316	325	0.335	0.050	0.119	0.040	0.062					
105	371	382	0.398	0.051		0.037	0.063				0.742	-15.7
105	379	390	0.321	0.050	0.119	0.046	0.061					
105	382	394	0.192	0.047		0.049	0.050	3.1	-1.3	-11.2	0.734	-15.9
105	423	436	0.392	0.050	0.119	0.032	0.062					
118	750	681	0.385	0.052	0.119	0.025	0.062					
120	1144	1184	0.447	0.051	0.125	0.024	0.061					
107	1249	1214	0.389	0.051	0.117	0.032	0.061				0.743	-15.4
118	1399	1302	0.393	0.052	0.120	0.032	0.062					
118	1699	1603	0.400	0.052	0.119	0.035	0.062	1.2	-1.4	-12.8		
120	1779	1854	0.412	0.051		0.027	0.061					
107	2259	2212	0.412	0.051	0.117	0.038	0.061					
118	2248	2317	0.385	0.052	0.120	0.028	0.063					
118	2697	2799	0.385	0.052	0.119	0.027	0.062				0.749	-16.1
107	2865	2904	0.395	0.051	0.118	0.040	0.061					
120	2987	3083	0.378	0.052	0.115	0.034	0.061					
120	3136	3396	0.411	0.051	0.125	0.103	0.063				0.749	-15.3
107	3349	3457	0.376	0.052	0.121	0.043	0.061	2.1	-0.4	-9.1		
118	3446	3717	0.385	0.052	0.123	0.027	0.062					
107	3942	4133	0.337	0.052	0.120	0.044	0.060	2.0	-0.7	-3.9		
107	4487	4748	0.362	0.051	0.122	0.074	0.060				0.742	-16.1
120	5693	6345	0.304	0.055	0.121	0.059	0.060	2.8	-1.0	-16.9		
118	5692	6496	0.397	0.052	0.116	0.030	0.062					
118	5742	6496	0.390	0.053		0.047	0.061					
118	5907	6719	0.407	0.051		0.033	0.060					
118	6474	7418	0.298	0.054		0.061	0.061				0.754	-17.3
120	6924	7775	0.461	0.050		0.049	0.064				0.745	-14.5
118	6956	7787	0.340	0.053		0.063	0.062					
120	8133	9182	0.422	0.052	0.118	0.030	0.066					
117	8571	10070	0.372	0.053	0.112	0.082	0.062					
120	8948	10098	0.302	0.056	0.111	0.067	0.061					
120	9593	11255	0.412	0.052	0.118	0.070	0.063					
120	9607	11376	0.306	0.053		0.076	0.062	7.2	-0.7	-6.6	0.747	-15.3
120	9643	11668	0.429	0.054	0.116	0.079	0.063					
120	9677	11940	0.429	0.053	0.114	0.078	0.064	4.5	-0.4	-11.0	0.749	-16.0
120	9683	11991	0.418	0.053	0.113	0.080	0.064					
120	10001	12298	0.410	0.052	0.114	0.051	0.063					
120	10220	12424	0.322	0.051		0.063	0.064				0.741	-14.4
120	10785	12731	0.370	0.053	0.114	0.056	0.062					
120	10806	12736	0.364	0.053	0.116	0.059	0.062					
120	10926	12865	0.423	0.051	0.118	0.055	0.063					
117	11524	13712	0.401	0.053		0.077	0.063	5.9	-0.4	-8.3	0.742	-16.0
120	11608	13744	0.410	0.053	0.116	0.066	0.065					
120	11844	14053	0.412	0.052	0.114	0.061	0.063					
117	11829	14096	0.400	0.053		0.075	0.063	6.4	-0.4	-10.2	0.728	-15.7
120	11901	14127	0.408	0.052	0.109	0.068	0.063					
117	12128	14457	0.416	0.053		0.071	0.063	4.9	0.0	-8.6	0.743	-16.1
120	12184	14498	0.415	0.052	0.112	0.075	0.062	4.4	-0.6	-14.8		
120	12382	14758	0.388	0.053	0.109	0.076	0.062					
120	12523	14931	0.409	0.053	0.100	0.077	0.062					
117	12769	15249	0.400	0.053		0.061	0.063	5.3	0.1	-7.4	0.741	-14.8
117	12812	15310	0.421	0.053		0.069	0.063	5.4	0.0	-9.2	0.741	-16.2
117	13061	15610	0.391	0.053		0.067	0.063	4.5	0.1	-8.1	0.742	-15.4
117	13416	16048	0.408	0.053		0.057	0.062	4.7	0.0	-8.4		-16.2
117	13416	16056	0.407	0.053		0.059	0.064					
117	13914	16663	0.408	0.053		0.059	0.063					
117	14335	17185	0.402	0.054	0.107	0.065	0.063					-14.7
117	14553	17454	0.391	0.053	0.106	0.065	0.063					
120	16088	18896	0.281	0.054		0.075	0.060	6.4	-0.6	-11.4	0.738	-14.6
120	13430	19713	0.257	0.054	0.093	0.075	0.053					
120	15661	20775	0.410	0.054	0.104	0.070	0.063					
120	16985	21428	0.383	0.054	0.103	0.074	0.062	3.6	-0.1	-15.5	0.740	-15.7

Table V.A1: Chemical composition of Bay of Bengal composite record.

CONCLUSIONS



Conclusions

La compréhension du fonctionnement des processus de surfaces, de la redistribution des masses et des éléments chimiques entre les différents réservoirs terrestres, de leurs interaction et évolution dans le temps occupe, par nature, un champ pluridisciplinaire. Cette thèse consacrée à la compréhension de l'altération chimique a ainsi grandement bénéficié de l'apport d'éléments propres à la géomorphologie. Ce double point de vue a permis de progresser dans la compréhension du fonctionnement du système himalayen, déjà bien avancé par les nombreux travaux antérieurs qui lui sont dédiés.

L'altération chimique occupe une place importante dans le fonctionnement des cycles physiques et chimiques de surface. Elle matérialise l'interaction entre la croûte terrestre et les enveloppes externes, facilitant son érosion physique, influençant la chimie des océans et participant de façon indirecte à la régulation du climat sur les échelles de temps géologiques. Cependant, même si les actions de l'altération sur son environnement sont nombreuses et complexes, les rétroactions de ce dernier sur l'altération le sont tout autant. L'érosion et le climat sont des facteurs essentiels qui conditionne l'intensité de l'altération. Celle-ci est donc une courroie de transmission essentielle à la compréhension du triptyque tectonique, érosion climat. Pour ce faire, le "chantier Himalaya" est un laboratoire naturel de choix. La taille du système, l'intensité des phénomènes climatiques et tectoniques qui y sont à l'œuvre lui confèrent une signification globale.

L'altération chimique dans le système himalayen a fait l'objet de nombreuses études qui se sont pour la plupart focalisées sur l'étude de flux dissous issus de l'altération. Ces études suggèrent que l'altération des silicates ne permet pas à la chaîne himalayenne d'exercer un contrôle majeur sur le cycle du carbone, principalement car le flux d'alcalinité lié aux silicates calciques et magnésiens est limité. Cependant ces études documentent le système dans son état actuel et ne permettent pas d'appréhender ses variations passées. Afin de documenter la réponse des grands orogènes aux variations climatiques géologiques, il est nécessaire de se tourner vers des traceurs permettant de remonter dans le passé. L'utilisation des sédiments détritiques permet l'étude des nombreux enregistrements sédimentaires qui contribueront à la compréhension des processus de surface. Néanmoins, la lecture de ces archives passe par une compréhension approfondie des messages transportés par les sédiments dans les systèmes actuels.

Dynamique sédimentaire

Les mécanismes de transport de sédiments, de leur production jusqu'à leur dépôt sont divers et de nature complexe. Dans un fleuve, l'énergie hydraulique permet de suspendre les sédiments et ainsi de les transporter mais la différences de densité, de taille ou de forme des sédiments entraîne leur ségrégation dans la colonne d'eau. Cette ségrégation se traduit par une différenciation chimique des sédiments dans une section de fleuve. Par conséquent un seul échantillon n'est pas représentatif de l'ensemble des sédiments transportés. Cette observation a permis d'introduire l'échantillonnage en profondeur ainsi que les mesures de vitesses afin de déterminer au mieux la composition des sédiments transportés. Dans cette thèse, nous avons intégré ces observations dans un cadre théorique permettant de rendre compte de la dynamique du transport sédimentaire. Ce cadre a abouti à la conception d'un modèle simple de transport sédimentaire permettant d'estimer la granulométrie moyenne des sédiments exportés par le Gange au Bangladesh. La forte corrélation entre granulométrie et composition chimique des sédiments permet

ensuite de remonter à la composition chimique moyenne du flux sédimentaire exporté. Concernant les éléments immobiles comme le Si, l'Al et le Fe, peu affectés par l'altération, leurs compositions moyennes sont très proches de la composition chimique estimée de la croûte himalayenne. Par conséquent, le volume de sédiments stockés dans la plaine est limité par rapport au flux total érodé. En effet le stockage dans la plaine favorise les granulométries grossières et riches en Si, et un stockage important augmente donc par différence la proportion d'Al et de Fe dans les sédiments transportés. Ce bilan géochimique montre qu'environ 10 % du flux sédimentaire du bassin du Gange est actuellement stocké dans la plaine. Ce travail souligne donc l'importance de la prise en compte du tri granulométrique et minéralogique pour toute étude géochimique portant sur des sédiments de rivières.

Des approches similaires à celles développées ici sont déjà employées afin de préciser la composition chimique des flux sédimentaires du système amazonien (c.f. Bouchez et al., *soumis*) et leurs applications dans des contextes différents devront être testées. Ces approches se basent sur des échantillonnages en profondeurs souvent difficiles à réaliser. -Il est cependant théoriquement possible de prédire l'évolution des concentrations avec la profondeur sur la seule base d'échantillons pris en surface et de mesures de vitesses par ADCP représentant un gain de temps appréciable. Cette approche nécessite de pouvoir prédire le comportement hydrodynamique des assemblages de sédiments polyminéralogiques, ce qui est pour l'instant hors de portée dans un système comme le bassin du Gange. Cela laisse néanmoins de nombreuses perspectives pour améliorer la détermination des flux sédimentaire ainsi que leurs compositions chimiques pour l'ensemble des grands fleuves du monde.

Les taux d'érosions et la dynamique de transport des sédiments à l'échelle d'un système continental est également un facteur à prendre en compte dans la compréhension du message sédimentaire. Nous avons dans ce travail utilisés les isotopes du ^{10}Be afin de contraindre les taux d'érosions à l'échelle de l'ensemble du bassin du Gange. Le ^{10}Be est un isotope cosmogénique dont l'abondance dans les sédiments est une fonction directe des taux d'érosion du bassin versant ayant produit ces sédiments. Cette méthode est donc bien adaptée à l'estimation de taux d'érosion à grande échelle. Les taux d'érosion ainsi déterminés montrent une variabilité importante pour les sédiments prélevés dans les rivières en sortie de chaîne que nous interprétons comme résultant en premier lieu de la nature stochastique de la production et du transport sédimentaire dans la chaîne. Le transport sédimentaire étant de nature diffusive, la variabilité est supposée diminuer avec la distance de transport. Cependant, l'utilisation de sédiments distaux pour remonter aux taux d'érosion d'un bassin versant montagneux situé à plusieurs centaines de kilomètres de distance, suppose que le signal de ^{10}Be ne soit pas modifié pendant le transport. Un transport ou un enfouissement prolongé du sédiments ayant pour conséquence la production ou la décroissance radioactive du ^{10}Be dans la plaine entraîne la modification du signal empêchant ainsi de remonter aux taux d'érosion amont. Les échantillons prélevés dans la plaine du Gange montrent que cette modification est négligeable, supposant un temps de transfert relativement court. Les échantillons prélevés à l'exutoire du Gange, au Bangladesh, indiquent un taux d'érosion stable de 1.3 à 1.4 mm par an rapporté à l'ensemble de la chaîne drainée par le Gange. Ces taux d'érosion permettent également de calculer un flux sédimentaire qui pourra être comparé aux flux sédimentaires déterminés par les méthodes plus classiques de mesures de concentrations de sédiments à intervalles réguliers dans une section de rivière. Cette comparaison montre que l'estimation faite avec ^{10}Be est systématiquement plus élevée que les mesures hydrologiques réalisées depuis

quarante ans. La signification de cette observation est à pondérer des nombreuses incertitudes inhérentes aux deux méthodes. Cependant, le temps caractéristique d'intégration est différent pour ces deux méthodes (quelques centaines d'années pour le ^{10}Be et quelques années pour le jaugeage direct) et cette différence, si elle est avérée, pourrait être l'indicateur d'une diminution récente du flux sédimentaire himalayen.

L'absence d'évolution significative des concentrations de ^{10}Be dans les sédiments lors du passage dans la plaine suggère un temps de transfert court. Les temps de transferts pourraient être précisés en combinant au ^{10}Be d'autres systèmes isotopiques cosmogéniques à demi-vie différente, comme le ^{26}Al ou ^{14}C *in situ*. Pour des temps de transfert courts (<20 ka), le rapport $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$ permettrait de préciser les temps stockage des sédiments dans la plaine. En effet ce rapport diminue avec le temps lorsque les sédiments sont stockés à l'abri des rayonnements cosmiques du fait de la demi-vie plus faible du ^{14}C . Dans le cas de la plaine du Gange, l'utilisation conjointe de ces deux systèmes isotopiques permettrait peut-être de préciser la dynamique sédimentaire et le stockage temporaire des sédiments sur des périodes glaciaires-interglaciaires. L'utilisation du rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ permet lui d'explorer des temps de résidence plus longs (> 100 ka) et les mesures préliminaires donnent des résultats contradictoires. La durée d'interaction entre les sédiments et le milieu superficiel est une donnée essentielle puisqu'elle conditionne la durée d'action des processus d'altération. Une meilleure estimation du temps de résidence obtenue par les isotopes cosmogéniques permettrait également de comprendre les différences d'un à deux ordres de grandeurs entre les temps de résidences suggérés ici et ceux obtenus dans le bassin du Gange grâce aux séries de l'uranium (c.f. Granet et al., 2010).

Altération himalayenne

L'évolution de la composition chimique des sédiments dans le système, évaluée à la lumière des contraintes sur la dynamique et le tri sédimentaire permettent de tracer l'altération à partir de la phase solide. En effet, la teneur en éléments mobiles perdus lors de l'altération est avant tout contrôlée par le tri minéralogique et celui-ci doit être pris en compte afin de quantifier l'altération. Dans la plaine du Gange, nous montrons que les sédiments sont progressivement appauvris en éléments mobiles Na, K, Ca et Mg qui marquent la dissolution des carbonates et l'altération des silicates. Pendant cette thèse nous avons également utilisé l'hydratation des silicates comme traceur d'altération supplémentaire. L'hydratation marque l'hydrolyse des minéraux primaires ainsi que la néoformation d'argiles. La composition isotopique de cette eau de constitution est héritée de l'eau météorique ayant servi à l'altération. C'est donc potentiellement un indicateur supplémentaire du lieu où s'est fait l'altération. Ces mesures ont nécessité de nouveaux développements analytiques sur la base de méthodes pré-existantes afin de les adapter à la mesure sur sédiments riches en argiles. Si le flux de sédiments exportés par le Gange est supposé connu, il est alors possible de calculer le flux d'éléments mis en solution. La comparaison de ce flux généré par le passage des sédiments dans la plaine avec le flux d'altération himalayen laisse supposer que l'altération en plaine est dominante. Il confirme également que l'altération des silicates himalayens ne libère que peu de Ca et de Mg, rendant l'altération peu efficace en terme de consommation de CO_2 à l'échelle des temps géologiques. L'utilisation exclusive de la phase solide pour ce genre de bilan pose le problème de la détermination de la composition chimique de la croûte érodée qui reste

pour l'instant bien plus difficile à déterminer que la composition chimique des sédiments transportés.

Dans le cas du bassin du Brahmapoutre, la forte hétérogénéité des signatures des roches sources des différents bassins versants ne permet pas de réaliser facilement un bilan géochimique d'altération fiable sans connaître les flux sédimentaires. Dans ce cas, l'alternative la plus intéressante reste l'utilisation du flux dissous qui montre un flux d'altération significatif et supérieur au Gange. Des campagnes d'échantillonnage répétés, accompagnés de mesures de débit et de flux sédimentaires permettraient de mieux comprendre la dynamique de la partie est de la chaîne himalayenne et à terme peut être de réaliser un bilan d'altération à partir des sédiments détritiques.

De façon plus large, le lien entre l'altération mesurée sur la phase particulaire et les flux dissous devras être précisé. En effet, pour de grands systèmes, l'équilibre n'est actuellement pas nécessairement atteint et ces deux flux peuvent être différents. Ces notions déjà abordés dans le système himalayen (V. Galy, 2007) ne sont toujours pas pleinement contraintes et comprises, principalement en raison de la difficulté de déterminer avec une précision suffisante le bilan d'altération du système à partir des phases solides et dissoutes. Pourtant, la notion d'équilibre dans l'altération continentale est cruciale pour comprendre par exemple l'évolution de la chimie des océans. Actuellement les flux d'altération ne permettent pas de boucler les bilans géochimiques de nombreux éléments dans l'océan et une des possibilité est que les flux actuellement exportés par les rivières ne sont pas représentatifs des flux long-termes (c.f. Vance et al., 2009).

Les sédiments transportés par les fleuves aux océans, interagissent également avec le flux dissous. En effet le transport d'espèces ioniques adsorbées aux surfaces des minéraux peut représenter une part significative du flux dissous total, surtout dans le cas de flux particulaires importants. Au passage en domaine marin, les changements de force ioniques de l'eau environnante engendre un échange des ions adsorbés au profit du sodium marin. Ces échanges cationiques sont susceptibles d'engendrer un flux d'éléments dissous aux océans qui n'est pas pris en compte par les mesures effectuées directement dans les fleuves. Du fait des flux de sédiments colossaux transférés aux océans par le Gange et le Brahmapoutre, la quantification de ce processus est essentielle. Cependant, nos mesures montrent que si le flux sédimentaire exporté est important, la capacité d'échange cationique de celui-ci reste limitée. À l'estuaire l'échange cationique ne représente qu'au maximum 5 % du flux dissous de Ca et de K. La quantité de Na réabsorbée n'atteint quant à elle qu'au maximum 20 % du flux dissous. Les échanges cationiques ne permettent donc pas d'augmenter l'efficacité du système himalayen pour stocker du CO₂ atmosphérique en le stabilisant sous forme de carbonates.

L'utilisation de l'enregistrement sédimentaire de la Baie du Bengale permet de documenter l'évolution du système himalayen sur les 20 000 dernières années depuis le dernier maximum glaciaire. Sur cette échelle de temps, la configuration tectonique et spatiale du bassin versant du Gange et du Brahmapoutre est supposée constante et le système ne réagit donc qu'au forçage climatique. En appliquant un cadre similaire aux études effectuées à l'actuel, cet enregistrement montre qu'au DMG, l'altération chimique était moins intense. Les précipitations plus faibles semblent pouvoir expliquer ce changement. L'augmentation progressive de l'intensité de l'altération jusqu'aux valeurs des sédiments exportés actuellement par le système montre que l'altération au sein des bassins versants à échelle continentale réagit rapidement aux changements climatiques et ne sont donc pas tamponné par leur taille importante.

Cependant l'utilisation de cet enregistrement sédimentaire ne permet pas de remonter directement au flux d'altération puisque ceci nécessiterait de connaître les flux de sédiments passés ainsi que de pouvoir appréhender l'état d'équilibre ou de déséquilibre de l'altération depuis le DMG. Il semble pour l'instant bien difficile d'évaluer, même de façon qualitative, la réponse du système himalayen en terme de dynamique sédimentaire à un changement de climatique comme celui d'alternances glaciaires-interglaciaires. La baisse des températures, accompagnée d'une mousson plus faible est susceptible de changer les processus d'érosion et de transport au sein de la chaîne qui sont pour l'instant largement inconnus. De même, l'ajustement de la plaine alluviale aux changements de production sédimentaire en amont, à une diminution de la capacité de transport des rivières ainsi qu'à une baisse importante du niveau marin, reste à quantifier. Ces questions seront notamment abordés par les thèses démarrés au CRPG en 2010 qui permettront de quantifier les principaux processus d'érosion et d'altération actuellement à l'oeuvre dans la chaîne et de suivre leur évolution dans le passé grâce aux apports croisés d'outils géochimiques, géomorphologiques et de modélisation. Toutes ces approches visant à comprendre le système dans son intégralité permettrons à terme de mieux comprendre les interactions entre l'érosion, la tectonique, le climat à diverses échelles de temps.

Conclusions



BIBLIOGRAPHIE

- Abrahams, A. D., 2003. Bed-Load Transport Equation for Sheet Flow. *J. Hydr. Engrg.* **129**, 159-163.
- Ahmed, R. and Karmakar, S., 1993. Arrival and withdrawal dates of the summer monsoon in Bangladesh. *International Journal of Climatology* **13**, 727-740.
- Alam, M., 1989. Geology and depositional history of Cenozoic sediments of the Bengal Basin of Bangladesh. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **69**, 125-139.
- Alam, M., Alam, M. M., Curray, J. R., Chowdhury, M. L. R., and Gani, M. R., 2003. An overview of the sedimentary geology of the Bengal Basin in relation to the regional tectonic framework and basin-fill history. *Sedimentary Geology* **155**, 179-208.
- Alexandre, A., Meunier, J.-D., Colin, F., and Koud, J.-M., 1997. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **61**, 677-682.
- Alexandre, A., Basile-Doelsch, I., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Parron, C., Meunier, J.-D., and Colin, F., 2006. Oxygen isotope analyses of fine silica grains using laser-extraction technique: Comparison with oxygen isotope data obtained from ion microprobe analyses and application to quartzite and silcrete cement investigation. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **70**, 2827-2835.
- Allen, M. R. and Ingram, W. J., 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature* **419**, 224-232.
- Aller, R. C., Blair, N. E., Xia, Q., and Rude, P. D., 1996. Remineralization rates, recycling, and storage of carbon in Amazon shelf sediments. *Continental Shelf Research* **16**, 753-786.
- Aloisi, G., Wallmann, K., Drews, M., and Bohrmann, G., 2004. Evidence for the submarine weathering of silicate minerals in Black Sea sediments: Possible implications for the marine Li and B cycles. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **5**, Q04007.
- Amidon, W. H. and Farley, K. A., 2010. Cosmogenic ³He production rates in apatite, zircon and pyroxene inferred from Bonneville flood erosional surfaces. *Quaternary Geochronology* **6**, 10-21.
- Anders, A. M., Roe, G. H., Hallet, B., Montgomery, D. R., Finnegan, N. J., and Putkonen, J., 2006. Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya. In: Willett, S. D., Hovius, N., Brandon, M. T., and Fisher, D. M. Eds.), *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*.
- Anderson, S. P., Dietrich, W. E., and Brimhall, G. H., 2002. Weathering profiles, mass-balance analysis, and rates of solute loss: Linkages between weathering and erosion in a small, steep catchment. *Geological Society of America Bulletin* **114**, 1143-1158.
- Anderson, S. A. and Anderson, S. P., 2010. *Geomorphology: the mechanics and chemistry of landscape*. Cambridge University Press.
- Appel, E., Rösler, W., and Corvinus, G., 1991. Magnetostratigraphy of the miocene-Pleistocene Surai Khola Siwaliks in West Nepal. *Geophysical Journal International* **105**, 191-198.
- Aran, D., Maul, A., and Masfaraud, J.-F., 2008. A spectrophotometric measurement of soil cation exchange capacity based on cobalthexamine chloride absorbance. *Comptes Rendus Geosciences* **340**, 865-871.
- Armstrong, R., Raup, B., Khalsa, S. J. S., Barry, R., Kargel, J., Helm, C., and Kieffer, H., 2005. GLIMS glacier database. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital Media.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D. L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C., Aumaître, G., Gottang, A., and Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 1954-1959.
- Arrhenius, S., 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine Jo Science* **5**, 237-276.
- Attal, M. and Lave, J., 2006. Changes of bedload characteristics along the Marsyandi River (central Nepal): Implications for understanding hillslope sediment supply, sediment load evolution along fluvial networks, and denudation in active orogenic belts. In: Willett, S. D., Hovius, N., Brandon, M. T., and Fisher, D. M. Eds.), *Tectonics, climate, and landscape evolution*.
- Avouac, J. P. and Burov, E. B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **101**, 17747-17769.
- Baker, P. A. and Kastner, M., 1981. Constraints on the formation of the sedimentary dolomite. *Science* **213**, 214-216.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., and Dunai, T. J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ¹⁰Be and ²⁶Al measurements. *Quaternary Geochronology* **3**, 174-195.

- Bauluz, B., Mayayo, M. J., Fernandez-Nieto, C., and Gonzalez Lopez, J. M., 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology* **168**, 135-150.
- Beaumont, C., Fullsack, P., and Hamilton, J., 1992. Erosional control of active compressional orogens. In: McClay, K. R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., and Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. [Letter]. *Nature* **414**, 738-742.
- Begonha, A. and Sequeira Braga, M. A., 2002. Weathering of the Oporto granite: geotechnical and physical properties. *CATENA* **49**, 57-76.
- Benda, L. and Dunne, T., 1997. Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. *Water Resources Research* **33**, 2865-2880.
- Bennett, S., Bridge, J., and Best, J., 1998. Fluid and sediment dynamics of upper stage plane beds. *J Geophys Res-Oceans* **103**, 1239-1274.
- Berner, R., Lasaga, A., and Garrels, R., 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Am. J. Sci* **283**, 641-683.
- Berner, R. A., 1994. 3Geocarb-II - A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science* **294**, 56-91.
- Berner, R. A. and Berner, E., 1996. *Global Environment : Water, Air, and Geochemical Cycles*. Prentice Hall.
- Berner, R. A., 2003. The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. *Nature* **426**, 323-326.
- Beukema, S. P., Krishnamurthy, R. V., Juyal, N., Basavaiah, N., and Singhvi, A. K., 2011. Monsoon variability and chemical weathering during the late Pleistocene in the Goriganga basin, higher central Himalaya, India. *Quaternary Research*, 1-8.
- Bhowmik, S. K. R. and Das, A. K., 2007. Rainfall analysis for Indian monsoon region using the merged rain gauge observations and satellite estimates: Evaluation of monsoon rainfall features. *Journal of Earth System Science* **116**, 187-198.
- Bickle, M. J., Chapman, H. J., Bunbury, J., Harris, N. B. W., Fairchild, I. J., Ahmad, T., and Pomies, C., 2005. Relative contributions of silicate and carbonate rocks to riverine Sr fluxes in the headwaters of the Ganges. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **69**, 2221-2240.
- Bigeleisen, J. L., Perlman, M., and Prosser, H. C., 1952. Conversion of hydrogenic material to hydrogen for isotopic analyses. *Analytical Chemistry* **24**, 1356-1357.
- Blum, J. D., Gazis, C. A., Jacobson, A. D., and Chamberlain, C. P., 1998. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series. *Geology* **26**, 411-414.
- Bluth, G. J. S. and Kump, L. R., 1994. Lithologic and climatologic controls of river chemistry. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **58**, 2341-2359.
- Blythe, A. E., Burbank, D. W., Carter, A., Schmidt, K., and 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**, TC3002.
- Bookhagen, B., Thiede, R. C., and Strecker, M. R., 2005. Abnormal monsoon years and their control on erosion and sediment flux in the high, and northwest Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* **231**, 131-146.
- Bookhagen, B., Thiede, R. C., and Strecker, M. R., 2005. Late Quaternary intensified monsoon phases control landscape evolution in the northwest Himalaya. *Geology* **33**, 149-152.
- Bookhagen, B. and Burbank, D. W., 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophys. Res. Lett.* **33**.
- Bookhagen, B., Fleitmann, D., Nishiizurri, K., Strecker, M. R., and Thiede, R. C., 2006. Holocene monsoonal dynamics and fluvial terrace formation in the northwest Himalaya, India. *Geology* **34**, 601-604.
- Bouchez, J., Lajeunesse, E., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Dutra-Maia, P., and Maurice, L., 2010a. Turbulent mixing in the Amazon River: The isotopic memory of confluences. *Earth and Planetary Science Letters* **290**, 37-43.
- Bouchez, J., Beysac, O., Galy, V., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., and Moreira-Turcq, P., 2010b. Oxidation of petrogenic organic carbon in the Amazon floodplain as a source of atmospheric CO₂. *Geology* **38**, 255-258.
- Bouchez, J., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., and Dutra-Maia, P., 2011a. Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **12**, Q03008.
- Bouchez, J., Metivier, F., Lupker, M., Maurice, L., Perez, M., Gaillardet, J., and France-Lanord, C., 2011b. Prediction of depth-integrated fluxes of suspended sediment in the Amazon

- River: particle aggregation as a complicating factor. *Hydrological Processes* **25**, 778-794.
- Bouchez, J., Lupker, M., Gaillardet, J., Maurice, L., France-Lanord, C., *submitted*. How important is it to integrate riverine suspended sediment chemical composition with depth?, *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Bouquillon, A., France-Lanord, C., Michard, A., and Tiercelin, J.-J., 1990. Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal fan sediments: the denudation of the Himalaya. In: Cochran, J. R., Stow, D. A. V., and et al. Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*.
- Braucher, R., Bourlès, D. L., Brown, E. T., Colin, F., Muller, J. P., Braun, J. J., Delaune, M., Edou Minko, A., Lescouet, C., Raisbeck, G. M., and Yiou, F., 2000. Application of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. *Chemical Geology* **170**, 95-111.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourlès, D. L., and Colin, F., 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* **211**, 251-258.
- Brewer, I. D., Burbank, D. W., and Hodges, K. V., 2003. Modelling detrital cooling-age populations: insights from two Himalayan catchments. *Basin Research* **15**, 305-320.
- Broecker, W. S., 1970. A boundary condition on the evolution of atmospheric oxygen. *Journal of Geophysical Research* **75**, 3553-3557.
- Broecker, W. S., 1971. A kinetic model for the chemical composition of seawater. *Quaternary Research* **1**, 188-207.
- Broecker, W. S. and Peng, T.-H., 1982. *Tracers in the Sea*. Eldigio Press, New York.
- Brookfield, M. E., 1993. The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous times. *Sedimentary Geology* **84**, 1-35.
- Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., and Brook, E. J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **55**, 2269-2283.
- Brown, E. T., Stallard, R. F., Larsen, M. C., Raisbeck, G. M., and Yiou, F., 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo experimental forest, Puerto-Rico. *Earth and Planetary Science Letters* **129**, 193-202.
- Brownlie, W. R., 1981. Prediction of flow depth and sediment discharge in open channels. W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology, Pasadena.
- Brunsdon, D., Jones, D. K. C., Martin, R. P., and Doornkamp, J. C., 1981. The geomorphological character of part of the Low Himalaya of eastern Nepal. *Z. Geomorphol. Suppl.* **37**, 25-72.
- Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R., and Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* **379**, 505-510.
- Burbank, D. W., Blythe, A. E., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E., Oskin, M., Barros, A., and Ojha, T. P., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature* **426**, 652-655.
- Burbank, D., Blythe, A., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E., Oskin, M., Barros, A., and Ojha, T., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature* **426**, 652-655.
- Burchfield, B. C., Zhiliang, C., Hodges, K. V., Yuping, L., Royden, L. H., Changrong, D., and Jiene, X., 1992. The southern Tibetan detachment system, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geol. Soc. Am. Special Paper* **269**, 1-41.
- Burg, J. P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G. M., and Liu, G. H., 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline main central thrust sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology* **6**, 535-542.
- Burg, J.-P., Nievergelt, P., Oberli, F., Seward, D., Davy, P., Maurin, J.-C., Diao, Z., and Meier, M., 1998. The Namche Barwa syntaxis: evidence for exhumation related to compressional crustal folding. *Journal of Asian Earth Sciences* **16**, 239-252.
- Burgoyne, T. W. and Hayes, J. M., 1998. Quantitative Production of H_2 by Pyrolysis of Gas Chromatographic Effluents. *Analytical Chemistry* **70**, 5136-5141.
- BWDB, 1972. Sediment investigations in main rivers of Bangladesh. Bangladesh Water Development Board Water, supply Paper No 359.
- Caby, R., Pêcher, A., and Le Fort, P., 1983. Le grand chevauchement central himalayen : nouvelles données sur le métamorphisme inverse à la base de la Dalle du Tibet. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* **24**, 89-100.
- Callede, J., Kosuth, P., Guyot, J.-L., and Guimaraes, V. S., 2000. Discharge determination by acoustic Doppler current profilers (ADCP); a moving bottom error correction method and its application on the River Amazon at

- Obidos. *Hydrological Sciences Journal* **45**, 911-924.
- Calmels, D., Galy, A., Hovius, N., Bickle, M., West, A. J., Chen, M.-C., and Chapman, H., 2011. Contribution of deep groundwater to the weathering budget in a rapidly eroding mountain belt, Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters* **In Press, Corrected Proof**.
- Campbell, I. H., Reiners, P. W., Allen, C. M., Nicolescu, S., and Upadhyay, R., 2005. He–Pb double dating of detrital zircons from the Ganges and Indus Rivers: Implication for quantifying sediment recycling and provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 402-432.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., and Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter-the Journal of Geostandards and Geoanalysis* **25**, 187-198.
- Carson, M. A. and Kirkby, M. J., 1972. *Hillslope form and process*. Cambridge University Press.
- Catlos, E. J., Dubey, C. S., Harrison, T. M., and Edwards, M. A., 2004. Late Miocene movement within the Himalayan Main Central Thrust shear zone, Sikkim, north-east India. *Journal of Metamorphic Geology* **22**, 207-226.
- CBJET, 1991. Study report on flood control and river training project on the Brahmaputra river in Bangladesh. China-Bangladesh Joint Expert Team.
- Cellino, M. and Graf, W. H., 1999. Sediment-Laden Flow in Open-Channels under Noncapacity and Capacity Conditions. *Am. Soc. Civ. Eng., J. Hydr. Engr.* **125**, 455-462.
- Cerling, T. E., Pederson, B. L., and Vondamm, K. L., 1989. Sodium-Calcium ion-exchange in the weathering of shales - Implications for global weathering budgets. *Geology* **17**, 552-554.
- Chabaux, F., Granet, M., Pelt, E., France-Lanord, C., and Galy, V., 2006. U-238-U-234-Th-230 disequilibria and timescale of sedimentary transfers in rivers: Clues from the Gangetic plain rivers. *Journal of Geochemical Exploration* **88**, 373-375.
- Chakrapani, G. J., Saini, R. K., and Yadav, S. K., 2009. Chemical weathering rates in the Alaknanda-Bhagirathi river basins in Himalayas, India. *Journal of Asian Earth Sciences* **34**, 347-362.
- Chamberlin, T. C., 1899. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis. *Journal of Geology* **7**, 545-584.
- Chandra, S., Rhodes, E., and Richards, K., 2007. Luminescence dating of late Quaternary fluvial sediments in the Rapti Basin, north-central Gangetic plains. *Quaternary International* **159**, 47-56.
- Charreau, J., Blard, P. H., Puchol, N., Avouac, J. P., Lallier-Vergès, E., Bourlès, D., Braucher, R., Gallaud, A., Finkel, R., Jolivet, M., Chen, Y., and Roy, P., 2011. Paleo-erosion rates in Central Asia since 9 Ma: A transient increase at the onset of Quaternary glaciations? *Earth and Planetary Science Letters* **304**, 85-92.
- Chaudhuri, S., Clauer, N., and Semhi, K., 2007. Plant decay as a major control of river dissolved potassium: A first estimate. *Chemical Geology* **243**, 178-190.
- Chen, Y. and Brantley, S. L., 1997. Temperature- and pH-dependence of albite dissolution rate at acid pH. *Chemical Geology* **135**, 275-290.
- Cheng, N., 2002. Exponential formula for bedload transport. *J Hydraul Eng-Asce* **128**, 942-946.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., and Jakob, D., 2010. Determination of the ¹⁰Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 192-199.
- Chou, L. and Wollast, R., 1985. Steady-state kinetics and dissolution mechanisms of albite. *American Journal of Science* **285**, 963-993.
- Ciesielski, H. and Sterckeman, T., 1997. A comparison between three methods for the determination of cation exchange capacity and exchangeable cations in soils. *Agronomie* **17**, 9-16.
- Clayton, R. N. and Mayeda, T. D., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **27**, 43-52.
- 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., and Lückge, A., 2008. Holocene erosion of the Lesser Himalaya triggered by intensified summer monsoon. *Geology* **36**, 79.
- Cochran, J. R., Stow, D. A. V., and al., e., 1989. *Leg 116 Distal Bengal Fan*. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Coggon, R. M., Teagle, D. A. H., Smith-Duque, C. E., Alt, J. C., and Cooper, M. J., 2010. Reconstructing Past Seawater Mg/Ca and Sr/Ca from Mid-Ocean Ridge Flank Calcium Carbonate Veins. *Science* **327**, 1114-1117.
- Colby, B. R. and Hembree, C. H., 1954. Computations of total sediment discharge, Niobrara River near Cody, Nebraska. *Science* **119**, 657-658.

- Colby, B. R., 1963. Fluvial sediments - a summary of source, transportation, deposition and measurements of sediments discharge. USGS Open File Report.
- Coleman, J. M., 1969. Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology* **3**, 129-239.
- Coleman, M. L., 1970. Flume studies of sediment transfer coefficient. *Water Resources Research* **6**, 801-8.
- Corey, A. T., 1949. Influence of shape on the fall velocity of sand grains, MS thesis, Colorado A & M College, Fort Collins.
- Cullen, J. L., 1981. Microfossil evidence for changing salinity patterns in the Bay of Bengal over the last 20000 years. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **35**, 315-356.
- Curry, J. R., 1994. Sediment volume and mass beneath the Bay of Bengal. *Earth and Planetary Science Letters* **125**, 371-383.
- Curry, J. R., Emmel, F. J., and Moore, D. G., 2003. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Marine and Petroleum Geology* **19**, 1191-1223.
- Curtis, W. F., Meade, R. H., Nordin, C. F., Price, N. B., and Sholkovitz, E. R., 1979. Non uniform vertical distribution of fine sediment in the Amazon River. *Nature* **280**, 381-383.
- Dalai, T. K., Krishnaswami, S., and Sarin, M. M., 2002. Major ion chemistry in the headwaters of the Yamuna river system: : Chemical weathering, its temperature dependence and CO₂ consumption in the Himalaya. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **66**, 3397-3416.
- Daniel, C. G., Hollister, L. S., Parrish, R. R., and Grujic, D., 2003. Exhumation of the Main Central Thrust from lower crustal depths, Eastern Bhutan Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology* **21**, 317-334.
- Debon, F., Le Fort, P., Sheppard, S. M. F., and Sonet, J., 1986. The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya : a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *Journal of Petrology* **27**, 219-250.
- DeConto, R. M. and Pollard, D., 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature* **421**, 245-249.
- Delcaillau, B., 1992. *Les Siwalik de l'Himalaya du Népal Oriental. Fonctionnement et évolution d'un piémont*. Editions du CNRS, Paris.
- DeMaster, D. J., 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **45**, 1715-1732.
- Demske, D., Tarasov, P. E., Wunnemann, B., and Riedel, F., 2009. Late glacial and Holocene vegetation, Indian monsoon and westerly circulation in the Trans-Himalaya recorded in the lacustrine pollen sequence from Tso Kar, Ladakh, NW India. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **279**, 172-185.
- DePaolo, D. J. and Ingram, B. L., 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science* **227**, 938-941.
- Derry, L. A. and France-Lanord, C., 1996. Neogene Growth of the Sedimentary Organic Carbon Reservoir. *Paleoceanography* **11**, 267-275.
- Derry, L. A. and France-Lanord, C., 1996. Neogene Himalayan weathering history and river ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: Impact on the marine Sr record. *Earth and Planetary Science Letters* **142**, 59-74.
- Derry, L. A., Kurtz, A. C., Ziegler, K., and Chadwick, O. A., 2005. Biological control of terrestrial silica cycling and export fluxes to watersheds. *Nature* **433**, 728-731.
- Dietrich, W., 1982. Settling velocity of natural particles. *Water Resour. Res.* **18**, 1615-1626.
- Dinehart, R. L. and Burau, J. R., 2005. Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. *Journal of Hydrology* **314**, 1-21.
- Dohrmann, R. and Kaufhold, S., 2009. Three new, quick CEC methods for determining the amounts of exchangeable calcium cations in calcareous clays. *Clays and Clay Minerals* **57**, 338-352.
- Donnadieu, Y., Goddérès, Y., Ramstein, G., Nédélec, A., and Meert, J., 2004. A 'snowball Earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature* **428**, 303-306.
- Dosseto, A., Hesse, P. P., Maher, K., Fryirs, K., and Turner, S., 2010. Climatic and vegetation control on sediment dynamics during the last glacial cycle. *Geology* **38**, 395-398.
- Doyle, L. J., Carder, K. L., and Steward, R. G., 1983. The hydraulic equivalence of Mica. *Journal of Sedimentary Petrology* **53**, 643-648.
- Droppo, I. G. and Ongley, E. D., 1994. Flocculation of suspended sediment in rivers of southeastern Canada. *Water Research* **28**, 1799-1809.
- Duan, K., Yao, T., and Thompson, L. G., 2004. Low-frequency of southern Asian monsoon variability using a 295-year record from the Dasuopu ice core in the central Himalayas. *Geophys. Res. Lett.* **31**, L16209.
- Dunne, T., 1978. Rates of chemical denudation of silicate rocks in tropical catchments. *Nature* **274**, 244-246.
- Dunne, J., Elmore, D., and Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding

- and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* **27**, 3-11.
- Duplessy, J. C., 1982. Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean, . *Nature* **295**, 494-498.
- Edmond, J. M., Measures, C., McDuff, R. E., Chan, L. H., Collier, R., Grant, B., and Gordon, L. K. C., J.B., 1979. Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: the Galapagos data. *Earth and Planetary Science Letters* **46**.
- Edmond, J. M., 1992. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Science* **258**, 1594-1597.
- Elliott, W. C., Savin, S. M., Dong, H. L., and Peacor, D. R., 1997. A paleoclimate interpretation derived from pedogenic clay minerals from the Piedmont Province, Virginia. *Chemical Geology* **142**, 201-211.
- Emerson, S. R. and Hedges, J. I., 2008. *Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle*. Cambridge university press.
- Eslinger, E. V. and Yeh, H. W., 1981. Mineralogy, O-18 O-16, and D/H ratios of clay-rich sediments from deep-sea drilling project site 180, Aleutian Trench. *Clays and Clay Minerals* **29**, 309-315.
- Eswaran, H. and Heng, Y. Y., 1976. Weathering of Biotite in a profile on Gneiss in Malaysia. *Geoderma* **16**, 9-20.
- Everest, R., 1832. Some observations on the quantity of Earthy Matter brought down by River. *Journal of Asiatic Society of Bengal* **1**, 238-242.
- FAO, 1971. Soil survey project, Bangladesh: Soil resources. UNDP-FAO, Rome, AGL: SF/PAK 6, Tech. Rep. 3, 211 pp.
- Fasullo, J. and Webster, P. J., 2003. A hydrological definition of Indian monsoon onset and withdrawal. *Journal of Climate* **16**, 3200-3211.
- Fasullo, J. and Webster, P. J., 2003. A hydrological definition of Indian monsoon onset and withdrawal. *Journal of Climate* **16**, 3200-3211.
- FEC, 1989. Feasability study for flood control in Bangladesh. Frenc Engineering Consortium - Vol. 2. Present conditions. .
- Ferrier, K. L. and Kirchner, J. W., 2008. Effects of physical erosion on chemical denudation rates: A numerical modeling study of soil-mantled hillslopes. *Earth and Planetary Science Letters* **272**, 591-599.
- Filizola, N. and Guyot, J. L., 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determinations on the River Amazon at Óbidos. *Hydrol. Sci. J.* **49**, 143-153.
- Finlayson, D. P., Montgomery, D. R., and Hallet, B., 2002. Spatial coincidence of rapid inferred erosion with young metamorphic massifs in the Himalayas. *Geology* **30**, 219-222.
- Finnegan, N. J., Hallet, B., Montgomery, D. R., Zeitler, P. K., Stone, J. O., Anders, A. M., and Yuping, L., 2008. Coupling of rock uplift and river incision in the Namche Barwa-Gyala Peri massif, Tibet. *Geological Society of America Bulletin* **120**, 142-155.
- Fleming, J. R., 2000. TC Chamberlin, Climate Change, and Cosmogony. *Studies In History and Philosophy of Science Part B: Studies In History and Philosophy of Modern Physics* **31**, 293-308.
- Fletcher, R. C., Buss, H. L., and Brantley, S. L., 2006. A spheroidal weathering model coupling porewater chemistry to soil thicknesses during steady-state denudation. *Earth and Planetary Science Letters* **244**, 444-457.
- Foster, G. L. and Vance, D., 2006. Negligible glacial-interglacial variation in continental chemical weathering rates. *Nature* **444**, 918-921.
- Foster, G. L. and Carter, A., 2007. Insights into the patterns and locations of erosion in the Himalaya -- A combined fission-track and in situ Sm-Nd isotopic study of detrital apatite. *Earth and Planetary Science Letters* **257**, 407-418.
- Fournet, M., 1833. Memoire sur la Decomposition des Minerais d'origine ignee et leur conversion en Kaolin. *Annales de Chimie et Physique* **LV**, 240-256.
- France-Lanord, C., 1987. Chevauchement, métamorphisme et magmatisme en Himalaya du Népal central. Etude isotopique H, C, O. Thèse, Institut National Polytechnique de Lorraine,.
- France-Lanord, C., Sheppard, S. M. F., and Le Fort, P., 1988. Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite : evidence for heterogeneous sedimentary sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 513-526.
- France-Lanord, C., Derry, L., and Michard, A., 1993. Evolution of the Himalaya since Miocene time: isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal Fan. In: Treloar, P. J. and Searle, M. Eds.), *Himalayan Tectonics*. Geol. Soc. Lond., London.
- France-Lanord, C. and Derry, L. A., 1997. Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion. *Nature* **390**, 65-67.
- France-Lanord, C. and Derry, L., 1997. Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion. *Nature* **390**, 65-66.
- France-Lanord, C., Evans, M., Hurtrez, J. E., and Riotte, J., 2003. Annual dissolved fluxes from

- Central Nepal rivers: budget of chemical erosion in the Himalayas. *Comptes Rendus Geoscience* **335**, 1131-1140.
- Gabet, E. J., Burbank, D. W., Putkonen, J. K., Pratt-Sitaula, B. A., and Ojha, T., 2004. Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. *Geomorphology* **63**, 131-143.
- Gabet, E. J., 2007. A theoretical model coupling chemical weathering and physical erosion in landslide-dominated landscapes. *Earth and Planetary Science Letters* **264**, 259-265.
- Gabet, E. J., Burbank, D. W., Pratt-Sitaula, B., Putkonen, J., and Bookhagen, B., 2008. Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal. *Earth and Planetary Science Letters* **267**, 482-494.
- Gabet, E. J. and Mudd, S. M., 2009. A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates. *Geology* **37**, 151-154.
- Gadgil, S., 2003. The Indian monsoon and its variability. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **31**, 429-467.
- Gaeuman, D. and Jacobson, R. B., 2006. Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* **111**.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Allègre, C. J., and Négrel, P., 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology* **142**, 141-173.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., and Allègre, C. J., 1999a. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology* **159**, 3-30.
- Gaillardet, J., Dupré, B., and Allègre, C. J., 1999b. Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer? *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **63**, 4037-4051.
- Gajurel, A. P., 1998. Géochimie isotopique et déformations synsédimentaires des dépôts du bassin de Kathmandou. DEA, Université Joseph Fourier.
- Galy, A. and France-Lanord, C., 1999. Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chemical Geology* **159**, 31-60.
- Galy, A., France-Lanord, C., and Derry, L. A., 1999. The strontium isotopic budget of Himalayan Rivers in Nepal and Bangladesh. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **63**, 1905-1925.
- Galy, A. and France-Lanord, C., 2001. Higher erosion rates in the Himalaya: Geochemical constraints on riverine fluxes. *Geology* **29**, 23-26.
- Galy, V. and France-Lanord, C., 2006. Particulate organic carbon transport during Himalayan erosion. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **70**, A191-A191.
- Galy, V., France-Lanord, C., Beyssac, O., Faure, P., Kudrass, H., and Palhol, F., 2007. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature* **450**, 407-U6.
- Galy, V., 2007. Source, transport et enfouissement du carbone organique lors de l'érosion continentale : l'exemple du système himalayen, l'Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Galy, V., Beyssac, O., France-Lanord, C., and Eglinton, T., 2008. Recycling of graphite during Himalayan erosion: a geological stabilisation of carbon in the crust. *Science* **322**, 943-945.
- Galy, V., François, L., France-Lanord, C., Faure, P., Kudrass, H., Palhol, F., and Singh, S., 2008. C4 plants decline in the Himalayan basin since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* **27**, 1396-1409.
- Galy, V., France-Lanord, C., and Lartiges, B., 2008. Loading and fate of particulate organic carbon from the Himalaya to the Ganga-Brahmaputra delta. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**, 1767-1787.
- Gansser, A., 1964. *Geology of the Himalayas*. Intersciences Publishers, L.U.
- Garcia, M. H., 2008. Sediment transport and morphodynamics. . In: García, M. H. (Ed.), *Sedimentation engineering: processes, measurements, modeling and practice*. EWRI.
- Garrels, R. M. and Mackenzi.Ft, 1967. Origin of chemical composition of some springs and lakes. *Advances in Chemistry Series*, 222-&.
- Garrels, R. M. and MacKenzie, F., 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. Norton W. W. & Co., New York.
- Garzanti, E., 1999. Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin. *Journal of Asian Earth Sciences* **17**, 805-827.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Lave, J., Attal, M., France-Lanord, C., and DeCelles, P., 2007. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). *Earth and Planetary Science Letters* **258**, 500-515.
- Garzanti, E., Andú, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V., and Najman, Y., 2010. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments: 1. Bedload sand (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters* **299**, 368-381.
- Garzanti, E., Ando, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V., and Najman, Y., 2010. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 1. Bedload sand (Ganga-

- Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters* **299**, 368-381.
- Garzanti, E., Andú, S., France-Lanord, C., Censi, P., Vignola, P., Galy, V., and Lupker, M., 2011. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters* **302**, 107-120.
- Garzione, C. N., Quade, J., DeCelles, P. G., and English, N. B., 2000. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from delta O-18 vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* **183**, 215-229.
- Garzione, C. N., Hoke, G. D., Libarkin, J. C., Withers, S., MacFadden, B., Eiler, J., Ghosh, P., and Mulch, A., 2008. Rise of the Andes. *Science* **320**, 1304-1307.
- Gasse, F. and Van Campo, E., 1994. Abrupt post glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters* **126**, 435-456.
- Gautam, P. and Appel, E., 1994. Magnetic-polarity stratigraphy of Siwalik group sediments of Tinau-Khola section in West Central Nepal, revisited. *Geophysical Journal International* **117**, 223-234.
- Gayer, E., Lave, J., Pik, R., and France-Lanord, C., 2006. Monsoonal forcing of Holocene glacier fluctuations in Ganesh Himal (Central Nepal) constrained by cosmogenic He-3 exposure ages of garnets. *Earth and Planetary Science Letters* **252**, 275-288.
- Gehre, M. and Strauch, G., 2003. High-temperature elemental analysis and pyrolysis techniques for stable isotope analysis. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **17**, 1497-1503.
- Ghimire, G. and Uprety, B., 1990. Causes and effects of siltation on the environment of Nepal. *The Environmentalist* **10**, 55-65.
- Gibbs, R. J., 1972. Water chemistry of Amazon River. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **36**, 1061-&.
- Gibling, M. R., Sinha, R., Roy, N. G., Tandon, S. K., and Jain, M., 2008. Quaternary fluvial and eolian deposits on the Belan river, India: paleoclimatic setting of Paleolithic to Neolithic archeological sites over the past 85,000 years. *Quaternary Science Reviews* **27**, 391-410.
- Gilg, H. A. and Sheppard, S. M. F., 1996. Hydrogen isotope fractionation between kaolinite and water revisited. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **60**, 529-533.
- Gilg, H. A., 2000. D-H evidence for the timing of kaolinization in Northeast Bavaria, Germany. *Chemical Geology* **170**, 5-18.
- Giral-Kacmarcik, S., Savin, S. M., Nahon, D. B., Girard, J. P., Lucas, Y., and Abel, L. J., 1998. Oxygen isotope geochemistry of kaolinite in laterite-forming processes, Manaus, Amazonas, Brazil. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **62**, 1865-1879.
- Girard, J. P. and Savin, S. M., 1996. Intracrystalline fractionation of oxygen isotopes between hydroxyl and non-hydroxyl sites in kaolinite measured by thermal dehydroxylation and partial fluorination. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **60**, 469-487.
- Girard, J. P., Razanadrano, D., and Freyssinet, P., 1997. Laser oxygen isotope analysis of weathering goethite from the lateritic profile of Yaou, French Guiana: Paleoweathering and paleoclimatic implications. *Applied Geochemistry* **12**, 163-174.
- Girard, J. P., Freyssinet, P., and Chazot, G., 2000. Unraveling climatic changes from intraprofile variation in oxygen and hydrogen isotopic composition of goethite and kaolinite in laterites: An integrated study from Yaou, French Guiana. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **64**, 409-426.
- Gislason, S. R., Oelkers, E. H., and Snorrason, A., 2006. Role of river-suspended material in the global carbon cycle. *Geology* **34**, 49-52.
- Goldberg, K. and Humayun, M., 2010. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paran-Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **293**, 175-183.
- Goldich, S. S., 1938. A study in rock-weathering. *Journal of Geology* **46**, 17-58.
- Goldstein, S. J. and Jacobsen, S. B., 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river-water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* **87**, 249-265.
- Gong, B., Zheng, Y. F., and Chen, R. X., 2007. TC/EA-MS online determination of hydrogen isotope composition and water concentration in eclogitic garnet. *Physics and Chemistry of Minerals* **34**, 687-698.
- Goni, M. A., Ruttenberg, K. C., and Eglinton, T. I., 1997. Sources and contribution of terrigenous organic carbon to surface sediments in the Gulf of Mexico. *Nature* **389**, 275-278.
- Goodbred, S. and Kuehl, S., 2000. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges-Brahmaputra delta. *Sedimentary Geology* **133**, 227-248.

- Goodbred, S. and Kuehl, S., 2000. Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon. *Geology* **28**, 1083.
- Goodbred, S., 2003. Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges-Brahmaputra delta sequence. *Sedimentary Geology* **155**, 301-316.
- Goodbred, S. L., 2003. Response of the Ganges dispersal system to climate change: a source-to-sink view since the last interstade. *Sedimentary Geology* **162**, 83-104.
- Goodbred Jr, S. and Kuehl, S., 1998. Floodplain processes in the Bengal Basin and the storage of Ganges-Brahmaputra river sediment: an accretion study using ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb geochronology. *Sedimentary Geology* **121**, 239-258.
- Goswami, D. C., 1985. Brahmaputra river, Assam India: physiography, basin denudation and channel aggradation. *Water Resources Research* **21**, 959-978.
- Govindaraju, K. and Mevelle, G., 1987. Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission-spectrometry rock analysis - application to the determination of rare-earth elements. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **2**, 615-621.
- Graf, W. and Cellino, M., 2002. Suspension flows in open channels; experimental study. *J Hydraul Res* **40**, 435-447.
- Granet, M., Chabaux, F., Stille, P., France-Lanord, C., and Pelt, E., 2007. Time-scales of sedimentary transfer and weathering processes from U-series nuclides: Clues from the Himalayan rivers. *Earth and Planetary Science Letters* **261**, 389-406.
- Granet, M., Chabaux, F., Stille, P., Dosseto, A., France-Lanord, C., and Blaes, E., 2010. U-series disequilibria in suspended river sediments and implication for sediment transfer time in alluvial plains: The case of the Himalayan rivers. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **74**, 2851-2865.
- Granger, D. E., Kirchner, J. W., and Finkel, R., 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *Journal of Geology* **104**, 249-257.
- GRDC, 1996. Freshwater Fluxes from the Continents into the World Oceans based on Data of the Global Runoff Data Base. Global Runoff Data Centre.
- Hamza, M. S. and Epstein, S., 1980. Oxygen isotopic fractionation between oxygen of different sites in hydroxyl-bearing silicate minerals. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **44**, 173-182.
- Harris, N., Bickle, M., Chapman, H., Fairchild, I., and Bunbury, J., 1998. The significance of Himalayan rivers for silicate weathering rates: evidence from the Bhote Kosi tributary. *Chemical Geology* **144**, 205-220.
- Harrison, T. M., Copeland, P., Stuart, A. H., Quade, J., Burner, S., Ojha, T. P., and Kidd, W. S. F., 1993. Isotopic preservation of Himalayan/Tibetan Uplift, denudation and climatic histories of two molasse deposits. *The Journal of Geology* **101**, 157-175.
- Harrison, T. M., Ryerson, F. J., Le Fort, P., Yin, A., Lovera, O. M., and Caltos, E. J., 1997. A late Miocene-Pliocene origin for the Central Himalayan inverted metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters* **146**, E1-E7.
- Hay, W. W., Migdisov, A., Balukhovskiy, A. N., Wold, C. N., Fogel, S., and Soding, E., 2006. Evaporites and the salinity of the ocean during the Phanerozoic: Implications for climate, ocean circulation and life. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **240**, 3-46.
- Hayes, J. M., Strauss, H., and Kaufman, A. J., 1999. The abundance of C-13 in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology* **161**, 103-125.
- Hedges, J. I., Clark, W. A., Quay, P. D., Richey, J. E., Devol, A. H., and Santos, U. D., 1986. Composition and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnology and Oceanography* **31**, 717-738.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., and Nolte, E., 2002. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters* **200**, 357-369.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Knie, K., Lazarev, V., and Nolte, E., 2002. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* **200**, 345-355.
- Herman, F., Copeland, P., Avouac, J. P., Bollinger, L., Maheo, G., Le Fort, P., Rai, S., Foster, D., Pecher, A., Stuwe, K., and Henry, P., 2010. Exhumation, crustal deformation, and thermal structure of the Nepal Himalaya derived from the inversion of thermochronological and thermobarometric data and modeling of the topography. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **115**.
- Heroy, D. C., Kuehl, S. A., and Goodbred, S., 2004. Mineralogy of the Ganges and Brahmaputra Rivers: implications for river switching and

- Late Quaternary climate change. *Sedimentary Geology* **155**, 343–359.
- Herzschuh, U., 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50,000 years. *Quaternary Science Reviews* **25**, 163-178.
- Hess, J., Bender, M., and Schilling, J. G., 1986. Seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evolution from the Cretaceous to present. *Science* **231**, 979-984.
- Hetenyi, G., Cattin, R., Vergne, J., and Nabelek, J. L., 2006. The effective elastic thickness of the India Plate from receiver function imaging, gravity anomalies and thermomechanical modelling. *Geophysical Journal International* **167**, 1106-1118.
- Hilley, G. E., Chamberlain, C. P., Moon, S., Porder, S., and Willett, S. D., 2010. Competition between erosion and reaction kinetics in controlling silicate-weathering rates. *Earth and Planetary Science Letters* **293**, 191-199.
- HMG, 1994. His Majesty's Government of Nepal - Middle Marsyandi Hydroelectric Project, Nepal Electr. Author.
- Hodges, K. V., Parrish, R. R., Housh, T. B., Lux, D. R., Burchfield, B. C., Royden, L. H., and Chen, Z., 1992. Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen. *Science* **258**, 1466-1470.
- Hodges, K. V., 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin* **112**, 324-350.
- Hodges, K., Hurtado, J., and Whipple, K., 2001. Southward extrusion of Tibetan crust and its effect on Himalayan tectonics. *Tectonics* **20**, 799-809.
- Höhndorf, A., Kudrass, H. R., and France-Lanord, C., 2003. Transfer of the Sr isotopic signature of the Himalayas to the Bay of Bengal. *Deep-Sea Research II* **50**, 951–960.
- Holeman, J. N., 1968. The sediment yield of major river of the world. *Water resources research* **4**, 737-747.
- Horowitz, A. J. and Elrick, K. A., 1987. The relation of stream sediment surface area, grain size and composition to trace element chemistry. *Applied Geochemistry* **2**, 437-451.
- Hossain, M. M., 1992. Total sediment load in the lower Ganges and Jamuna. *Jr. Institution of Engineers, Bangladesh* **20**, 1-8.
- Hovius, N., Stark, C. P., Chu, H. T., and Lin, J. C., 2000. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *Journal of Geology* **108**, 73-89.
- Hren, M. T., Chamberlain, C. P., Hilley, G. E., Blisniuk, P. M., and Bookhagen, B., 2007. Major ion chemistry of the Yarlung Tsangpo-Brahmaputra river: Chemical weathering, erosion, and CO₂ consumption in the southern Tibetan plateau and eastern syntaxis of the Himalaya. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **71**, 2907-2935.
- Hren, M. T., Bookhagen, B., Blisniuk, P. M., Booth, A. L., and Chamberlain, C. P., 2009. $\delta^{18}\text{O}$ and δD of streamwaters across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for moisture sources and paleoelevation reconstructions. *Earth and Planetary Science Letters* **288**, 20-32.
- Hübscher, C., Spiess, V., Breitzke, M., and Weber, M. E., 1997. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan : results from digitalsediment echosounder data. *Marine Geology* **141**, 125-145.
- Huh, Y., 2010. Estimation of atmospheric CO₂ uptake by silicate weathering in the Himalayas and the Tibetan Plateau: a review of existing fluvial geochemical data *Geological Society London Special Publications* **342**, 129-151.
- HUMPHREY, N. and HELLER, P., 1995. Natural oscillations in coupled geomorphic systems - an alternative origin for cyclic sedimentation. *Geology* **23**, 499-502.
- Huntington, K. W., Blythe, A. E., and Hodges, K. V., 2006. Climate change and Late Pliocene acceleration of erosion in the Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* **252**, 107-118.
- Huyghe, P., Guilbaud, R., Bernet, M., Galy, A., and Gajurel, A. P., 2010. Significance of the clay mineral distribution in fluvial sediments of the Neogene to Recent Himalayan Foreland Basin (west-central Nepal). *Basin Research*, no-no.
- IAEA, 1992. *Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation*. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Ichiyanagi, K., Yamanaka, M. D., Muraji, Y., and Vaidya, B. K., 2007. Precipitation in Nepal between 1987 and 1996. *International Journal of Climatology* **27**, 1753-1762.
- Islam, M. R., Begum, S. F., Yamaguchi, Y., and Ogawa, K., 1999. The Ganges and Brahmaputra rivers in Bangladesh: basin denudation and sedimentation. *Hydrological Processes* **13**, 2907-2923.
- Islam, G. M. T. and Jaman, S. T., 2006. Modeling sediment loads in the lower Ganges, Bangladesh. *Water Management* **159**, 87-94.
- Ittekkot, V., Kudrass, H. R., Quadfasel, D., and Unger, D., 2003. The Bay of Bengal--An Introduction. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* **50**, 853-854.
- Jacobsen, S. B. and Kaufman, A. J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology* **161**, 37-57.

- Jacobson, A. D., Blum, J. D., and Walter, L. M., 2002. Reconciling the elemental and Sr isotope composition of Himalayan weathering fluxes; insights from the carbonate geochemistry of stream waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 3417-3429.
- Jain, A. K. and Tandon, S. K., 1974. Stratigraphy and structure of the Siang district, Arunachal (NEFA), Himalaya. *Himalayan Geology* **8**, 28-60.
- Jha, P. K., Vaithiyathan, P., and Subramanian, V., 1993. MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF THE SEDIMENTS OF A HIMALAYAN RIVER - YAMUNA RIVER - A TRIBUTARY OF THE GANGES. *Environmental Geology* **22**, 13-20.
- Johnson, T. M., Roback, R. C., McLing, T. L., Bullen, T. D., DePaolo, D. J., Doughty, C., Hunt, R. J., Smith, R. W., Cecil, L. D., and Murrell, M. T., 2000. Groundwater "fast paths" in the Snake River Plain aquifer: Radiogenic isotope ratios as natural groundwater tracers. *Geology* **28**, 871-874.
- Joly, J., 1899. An estimate of the geological age of the Earth. *Transactions of the Royal Society of Dublin* **2**, 23-66.
- Jordan, P. R., 1965. Fluvial sediment of the Mississippi River at St. Louis, Missouri, USGS Water-Supply Paper 1802.
- Joshi, D. D. and Bhartiya, S. P., 1991. Geomorphic history and lithostatigraphy of a part of eastern Gangetic plain. Uttar Pradesh. *Journal of Geological Society of India* **37**, 569-576.
- Kale, V. S., 2007. Fluvio-sedimentary response of the monsoon-fed Indian rivers to Late Pleistocene-Holocene changes in monsoon strength: reconstruction based on existing ¹⁴C dates. *Quaternary Science Reviews* **26**, 1610-1620.
- Kaspar, S., Hooke, R. L., Mayewski, P. A., Kang, S. C., Hou, S. G., and Qin, D. H., 2008. Snow accumulation rate on Qomolangma (Mount Everest), Himalaya: synchronicity with sites across the Tibetan Plateau on 50-100 year timescales. *Journal of Glaciology* **54**, 343-352.
- Kirch, P. V., 2005. Archaeology and global change: The Holocene record. *Annu. Rev. Environ. Resour.* **30**, 409-440.
- Kisakurek, B., James, R. H., and Harris, N. B. W., 2005. Li and $\delta^{7}\text{Li}$ in Himalayan rivers: Proxies for silicate weathering? *Earth and Planetary Science Letters* **237**, 387-401.
- Knowles, S. C. and Wells, J. T., 1996. Suspended aggregate analysis using ISAAC, Else river, 9-10 June 1993. *Journal of Sea Research* **36**, 69-75.
- Kostaschuk, R., Best, J., Villard, P., Peakall, J., and Franklin, M., 2005. Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler. *Geomorphology* **68**, 25-37.
- Krishnamurthy, V. and Shukla, J., 2007. Intraseasonal and seasonally persisting patterns of Indian monsoon rainfall. *Journal of Climate* **20**, 3-20.
- Krishnan, M. S., 1982. *Geology of India and Burma*. Delhi, CBS Publishers.
- Krishnaswami, S., Trivedi, J. R., Sarin, M. M., Ramesh, R., and Sharma, K. K., 1992. Strontium isotopes and rubidium in the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering in the Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. *Earth and Planetary Science Letters* **109**, 243-253.
- Kudrass, H. R., Michels, K., Wiedicke, M., and Suckow, A., 1998. Cyclones and tides as feeders of a submarine canyon off Bangladesh, . *Geology* **26**, 715-718.
- Kudrass, H., Hofmann, A., Doose, H., Emeis, K., and Erlenkeuser, H., 2001. Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 k.y. *Geology* **29**, 63-66.
- Kuehl, S. A., Levy, B. M., Moore, W. S., and Allison, M. A., 1997. Subaqueous delta of the Ganges-Brahmaputra river system. *Marine Geology* **144**, 81-96.
- Kurzweil, F., Gutjahr, M., Vance, D., and Keigwin, L., 2010. Authigenic Pb isotopes from the Laurentian Fan: Changes in chemical weathering and patterns of North American freshwater runoff during the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters* **299**, 458-465.
- Laban, P., 1978. Field measurements on erosion and sedimentation in Nepal. Department of Soil conservation and watershed management.
- Lartiges, B. S., Deneux-Mustin, S., Villemin, G., Mustin, C., Barres, O., Chamerois, M., Gerard, B., and Babut, M., 2001. Composition, structure and size distribution of suspended particulates from the Rhine River. *Water Research* **35**, 808-816.
- Lasaga, A. C., Berner, R. A., and Garrels, R. M., 1985. An improved model of atmospheric CO₂ fluctuations over the past 100 million years. In: Sundquist, E. T. and Broecker, W. S. Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations, Archean to Present*. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Lasaga, A. C., Soler, J. M., Ganor, J., Burch, T. E., and Nagy, K. L., 1994. Chemical-weathering rate laws and global geochemical cycles.

- Geochimica Et Cosmochimica Acta* **58**, 2361-2386.
- Lave, J. and Avouac, J. P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets* **105**, 5735-5770.
- Lavé, J. and Avouac, J. P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.* **106**.
- Lawrence, J. R. and Taylor, H. P., 1971. Deuterium and oxygen-18 correlation : clay minerals and hydroxides in quaternary soils compared to meteoric waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **35**, 993-1003.
- Lawrence, J. R. and Taylor, H. P., 1972. Hydrogen and oxygen isotope systematics in weathering profiles. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **36**, 1377-&.
- Le Fort, P., 1975. Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. *American Journal of Science* **275**, 1-44.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S. M. F., Upreti, B. N., and Vidal, P., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics* **134**, 39-57.
- Le Fort, P., 1989. The Himalayan orogenic segment. In: Sengör, A. M. C. (Ed.), *Tectonic evolution of the Tethyan regions. Proceedings of the NATO ASI meeting, Istanbul, October 1985.*, Reidel Publ. Co.
- Lerman, A., Mackenzie, F. T., and Bricker, O. P., 1975. Rates of dissolution of aluminosilicates in seawater. *Earth and Planetary Science Letters* **25**, 82-88.
- Li, C. and Yang, S., 2010. Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *Am J Sci* **310**, 111-127.
- Lindsay, J. F., Holliday, D. W., and Hulbert, A. G., 1991. Sequence Stratigraphy and the Evolution of the Ganges-Brahmaputra Delta Complex. *American association of petroleum geologists bulletin* **75**, 1233-1254.
- Liu, G. and Einsele, G., 1994. Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalayas. *Geologische Rundschau* **83**, 32-61.
- Liu, Z. H., Pagani, M., Zinniker, D., DeConto, R., Huber, M., Brinkhuis, H., Shah, S. R., Leckie, R. M., and Pearson, A., 2009. Global Cooling During the Eocene-Oligocene Climate Transition. *Science* **323**, 1187-1190.
- Livingstone, D. A., 1963. The sodium cycle and the age of the ocean. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **27**, 1055-1069.
- Lupker, M., France-Lanord, C., Galy, V., Lavé, J., Gaillardet, J., Gajurel, A., Guilmette, C., Rahman, M., Singh, S., and Sinha, R., *submitted a*. Predominant floodplain over mountain weathering of Himalayan sediments (Ganga basin). *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Lupker, M., France-Lanord, C., Lavé, J., Bouchez, J., Galy, V., Métivier, F., Gaillardet, J., and Lartiges, B., *submitted b* Integrating the chemical composition of river sediments: Ganga basin and Himalayan erosion fluxes. *JGR*.
- Lyde, D. R., 1996. *CRC Handbook of Chemistry and Physics, 77th Edition*. D.R. Lyde.
- Lyon-Caen, H. and Molnar, P., 1983. Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research* **88**, 8171-8191.
- Lyon-Caen, H. and Molnar, P., 1985. Gravity-anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga basin. *Tectonics* **4**, 513-538.
- Maher, K., DePaolo, D. J., and Lin, J. C.-F., 2004. Rates of silicate dissolution in deep-sea sediment: In situ measurement using ²³⁴U/²³⁸U of pore fluids. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **68**, 4629-4648.
- Martin, J. M. and Meybeck, M., 1979. Elemental Mass-Balance of Material Carried By Major World Rivers. *Marine Chemistry* **7**, 173-206.
- Masclé, G. and Hérail, G., 1982. Le prisme d'accrétion tectonique associé à la subduction intracontinentale himalayenne. *Geologie Alpine* **58**, 95-103.
- Matsui, T., Satish-Kumar, M., Kato, K., and Wada, H., 2003. Laser fluorination oxygen extraction system for stable isotope analysis of rock forming minerals. *Geosci. Repts. Shizuoka Univ.* **30**, 33-46.
- Mazumder, B. S., 1994. Grain-size distribution in suspension from bed materials. *Sedimentology* **41**, 271-277.
- Mazumder, B., Ray, R., and Dalal, D., 2005. Size distributions of suspended particles in open channel flow over bed materials. *Environmetrics* **16**, 149-165.
- Mazumder, B. S. and Ghoshal, K., 2006. Velocity and concentration profiles in uniform sediment-laden flow. *Applied Mathematical Modelling* **30**, 164-176.
- McCave, I. N., Hall, I. R., and Bianchi, G. G., 2006. Laser vs. settling velocity differences in silt grain size measurements: estimation of palaeocurrent vigour. *Sedimentology* **53**, 919-928.
- McCrea, J. M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a palaeotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* **18**, 849-857.

- Meade, R. H., Nordin, C. F., Curtis, W. F., Costarodrigues, F. M., Dovale, C. M., and Edmond, J. M., 1979. Sediment loads in the Amazon River. *Nature* **278**, 161-163.
- Meade, R. H., Nordin, C. F., Curtis, W. F., Mahoney, H. A., and Delaney, B. M., 1979. Suspended-sediment and velocity data, Amazon River and its tributaries, June-July 1976 and May-June 1977, USGS Open File Report, 79-515.
- Meade, R. H., 1994. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quaternary International* **21**, 29-39.
- Merchel, S., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D. L., Braucher, R., Alifimov, V., Freeman, S. P. H. T., Steier, P., and Wallner, A., 2008. Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10-14 level: Influence of sample preparation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **266**, 4921-4926.
- Metivier, F., 1999. Diffusivelike buffering and saturation of large rivers. *Phys Rev E* **60**, 5827-5832.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponier, P., and Klein, M., 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International* **137**, 280-318.
- Meybeck, M., 1979. Concentrations des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* **21**, 220-227.
- Meybeck, M., 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science* **287**, 401-428.
- Meyer-Peter, E. and Muller, R., 1948. Formulas for bedload transport *Proceedings of the 2nd Congress, IAHR, Stockholm*, 39-64.
- Michalopoulos, P. and Aller, R. C., 1995. Rapid Clay Mineral Formation in Amazon Delta Sediments: Reverse Weathering and Oceanic Elemental Cycles. *Science* **270**, 614.
- Michels, K. H., Kudrass, H. R., Hubscher, C., Suckow, A., and Wiedicke, M., 1998. The submarine delta of the Ganges-Brahmaputra: cyclone-dominated sedimentation patterns. *Marine Geology* **149**, 133-154.
- Middelburg, J. J., Vanderweijden, C. H., and Woittiez, J. R. W., 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace-elements during weathering of granitic-rocks. *Chemical Geology* **68**, 253-273.
- Miller, K. G., Fairbanks, R. G., and Mountain, G. S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography* **2**, 1-19.
- Milligan, T. G., 1995. An examination of the settling behavior of a flocculated suspension. *Netherlands Journal of Sea Research* **33**, 163-171.
- Milligan, T. G., 1996. In situ particle (floc) size measurements with the Benthos 373 plankton silhouette camera. *Journal of Sea Research* **36**, 93-100.
- Milliman, J. D. and Meade, R. H., 1983. World Delivery of River Sediment to the Oceans. *Journal of Geology* **1**, 1-21.
- Millot, R., Gaillardet, J., DuprÉ, B., and 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 and Planetary Science Letters* **196**, 83-98.
- Mitra, S., Priestley, K., Bhattacharyya, A. K., and Gaur, V. K., 2005. Crustal structure and earthquake focal depths beneath northeastern India and southern Tibet. *Geophysical Journal International* **160**, 227-248.
- Molnar, P., England, P., and Martinod, J., 1993. Mantle dynamics, uplift of the tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics* **31**, 357-396.
- Molnar, P., Boos, W. R., and 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, Vol 38*.
- Moon, V. and Jayawardane, J., 2004. Geomechanical and geochemical changes during early stages of weathering of Karamu Basalt, New Zealand. *Engineering Geology* **74**, 57-72.
- Morrill, C., Overpeck, J. T., Cole, J. E., Liu, K. B., Shen, C. M., and Tang, L. Y., 2006. Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in central Tibet. *Quaternary Research* **65**, 232-243.
- Morse, J. W. and Arvidson, R. S., 2002. The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals. *Earth-Science Reviews* **58**, 51-84.
- Mottl, M. J. and Holland, H. D., 1978. Chemical exchange during hydrothermal alteration of Basalt by seawater. 1. Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **42**, 1103-1115.
- Moulton, K. L. and Berner, R. A., 1998. Quantification of the effect of plants on weathering: Studies in Iceland. *Geology* **26**, 895-898.
- MPO, 1987. Technical Report No II, Floods and Storms. Master Plan Organization - HARZA Engineering Compagny International.
- Mueller, D. S. and Wagner, C. R., 2007. Correcting acoustic Doppler current profiler discharge measurements biased by sediment

- transport. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce* **133**, 1329-1336.
- Mukherjee, A., Fryar, A. E., and Rowe, H. D., 2007. Regional-scale stable isotopic signatures of recharge and deep groundwater in the arsenic affected areas of West Bengal, India. *Journal of Hydrology* **334**, 151-161.
- Mukhopadhyay, S. K., Biswas, H., De, T. K., and Jana, T. K., 2006. Fluxes of nutrients from the tropical River Hooghly at the land-ocean boundary of Sundarbans, NE Coast of Bay of Bengal, India. *Journal of Marine Systems* **62**, 9-21.
- Muste, M. and Patel, V. C., 1997. Velocity profiles for particles and liquid in open-channel flow with suspended sediment. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce* **123**, 742-751.
- Muste, M., Yu, K., and Spasojevic, M., 2004. Practical aspects of ADCP data use for quantification of mean river flow characteristics; Part I: moving-vessel measurements. *Flow Measurement and Instrumentation* **15**, 1-16.
- Muste, M., Yu, K., Fujita, I., and Ettema, R., 2005. Two-phase versus mixed-flow perspective on suspended sediment transport in turbulent channel flows. *Water Resources Research* **41**.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* **299**, 715-717.
- Niemi, N. A., Oskin, M., Burbank, D. W., Heimsath, A. M., and Gabet, E. J., 2005. Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters* **237**, 480-498.
- Nnadi, F. N. and Wilson, K. C., 1995. Bed-load motion at high-shear stress - dune washout and plane-bed flow. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce* **121**, 267-273.
- Nordin, C. F. and Dempster, G. R., 1963. Vertical Distribution of Velocity and Suspended Sediment Middle Rio Grande New Mexico, U.S. Geol. Survey, Professional Paper 462-B.
- Norton, K. P. and Vanacker, V., 2009. Effects of terrain smoothing on topographic shielding correction factors for cosmogenic nuclide-derived estimates of basin-averaged denudation rates. *Earth Surface Processes and Landforms* **34**, 145-154.
- Oelkers, E. H. and Schott, J., 1995. Experimental study of anorthite dissolution and the relative mechanism of feldspar hydrolysis. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **59**, 5039-5053.
- Olona, J., Pulgar, J. A., Fernandez-Viejo, G., Lopez-Fernandez, C., and Gonzalez-Cortina, J. M., 2010. Weathering variations in a granitic massif and related geotechnical properties through seismic and electrical resistivity methods. *Near Surface Geophysics* **8**, 585-599.
- Orsini, L. and Remy, J. C., 1976. Utilisation du chlorure de cobalthexamine pour la détermination simultanée de la capacité d'échange et des bases échangeables des sols. *Sci. Sol.* **4**, 269-275.
- Palamenghi, L., Schwenk, T., Spiess, V., and Kudrass, H. R., 2011. Seismostratigraphic analysis with centennial to decadal time resolution of the sediment sink in the Ganges-Brahmaputra subaqueous delta. *Continental Shelf Research In Press, Corrected Proof*.
- Palmer, M. R. and Edmond, J. M., 1992. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 2099-2111.
- Paola, C., Hellert, P. L., and Angevine, C. L., 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins. I : Theory. *Basin Research* **4**, 73-90.
- Parrish, R. R. and Hodges, K. V., 1996. Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Geological Society of America Bulletin* **108**, 904-911.
- Patchett, P. J., White, W. M., Feldmann, H., Kielinczuk, S., and Hofmann, A. W., 1984. Hafnium/rare earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **69**, 365-378.
- Patriat, P. and Achache, J., 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature* **311**, 615 - 621.
- Patterson, C., 1956. Age of meteorites and the earth. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **10**, 230-237.
- Paul, M., 2008. Etude des isotopes de l'osmium dans les eaux souterraines du Bangladesh et les sédiments himalayens: implications et rôle de l'érosion himalayenne sur le budget océanique de l'osmium., Doctorat Géosciences, INPL Nancy - France
- Pêcher, A., 1978. Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal., Grenoble.
- Peltzer, G. and Tapponier, P., 1988. Formation and evolution of the strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision : an experimental approach. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 15085-15117.
- Phillips, J. M. and Walling, D. E., 1995. An assessment of the effects of sample collection, storage and resuspension on the representativeness of measurements of effective particle-size

- distribution of fluvial suspended sediment. *Water Research* **29**, 2498-2508.
- Phillips, J. M. and Walling, D. E., 1999. The particle size characteristics of fine-grained channel deposits in the River Exe Basin, Devon, UK. *Hydrological Processes* **13**, 1-19.
- Pierson-Wickmann, A.-C., Reisberg, L., France-Lanord, C., and Kudrass, H., 2001. Os-Sr-Nd results from sediments in the Bay of Bengal: Implications for sediment transport and the marine Os record. *Paleoceanography* **16**, 435-444.
- Pokrovsky, O. S., Golubev, S. V., and Schott, J., 2005. Dissolution kinetics of calcite, dolomite and magnesite at 25 °C and 0 to 50 atm pCO₂. *Chemical Geology* **217**, 239-255.
- Pratt, B., Burbank, D. W., Heimsath, A., and Ojha, T., 2002. Impulsive alluviation during early Holocene strengthened monsoons, central Nepal Himalaya. *Geology* **30**, 911-914.
- Pratt-Sitaula, B., Burbank, D., Heimsath, A., and Ojha, T., 2004. Landscape disequilibrium on 1000-10,000 year scales Marsyandi River, Nepal, central Himalaya. *Geomorphology* **58**, 223-241.
- Pratt-Sitaula, B., Garde, M., Burbank, D. W., Oskin, M., Heimsath, A., and Gabet, E., 2007. Bedload-to-suspended load ratio and rapid bedrock incision from Himalayan landslide-dam lake record. *Quaternary Research* **68**, 111-120.
- Price, J. R. and Velbel, M. A., 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology* **202**, 397-416.
- Prive, N. C. and Plumb, R. A., 2007. Monsoon dynamics with interactive forcing. Part II: Impact of eddies and asymmetric geometries. *Journal of the Atmospheric Sciences* **64**, 1431-1442.
- Quade, J., Roe, L., DeCelles, P. G., and Ojha, T. P., 1997. The late Neogene ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr record of lowland Himalayan rivers. *Science* **276**, 1828-1831.
- Rademacher, L. K., Clark, J. F., Hudson, G. B., Erman, D. C., and Erman, N. A., 2001. Chemical evolution of shallow groundwater as recorded by springs, Sagehen basin; Nevada County, California. *Chemical Geology* **179**, 37-51.
- Radhakrishna, M., Subrahmanyam, C., and Damodharan, T., 2010. Thin oceanic crust below Bay of Bengal inferred from 3-D gravity interpretation. *Tectonophysics* **493**, 93-105.
- Rahaman, W., Singh, S. K., Sinha, R., and Tandon, S. K., 2009. Climate control on erosion distribution over the Himalaya during the past ~100 ka. *Geology* **37**, 559-562.
- Rahaman, W., Singh, S. K., Sinha, R., and Tandon, S. K., 2010. Climate control on erosion distribution over the Himalaya during the past similar to 100 ka: REPLY. *Geology* **38**, E217-E217.
- Ramankutty, N. and Foley, J. A., 1999. Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochem. Cycles* **13**, 997-1027.
- Ramesh, R. and Sarin, M. M., 1992. Stable isotope study of the Ganga (Ganges) river system. *Journal of Hydrology* **139**, 49-62.
- Rao, K. L., 1979. *India's water wealth*. Orient Longman limited, New Delhi.
- Ray, Y. and Srivastava, P., 2010. Widespread aggradation in the mountainous catchment of the Alaknanda-Ganga River System: timescales and implications to Hinterland-foreland relationships. *Quaternary Science Reviews* **29**, 2238-2260.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., and Froelich, P. N., 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology* **16**, 649-653.
- Raymo, M. E., 1994. The Himalayas, organic carbon burial, and climate in the Miocene. *Paleoceanography* **9**, 399-404.
- RDI, 1996. Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation - A Practical Primer. RD Instruments.
- RDI, 2007. WorkHorse - Rio Grande - Acoustic Doppler Current Profiler Technical Manual. RD Instruments.
- Rengarajan, R., Singh, S. K., Sarin, M. M., and Krishnaswami, S., 2009. Strontium isotopes and major ion chemistry in the Chambal River system, India: Implications to silicate erosion rates of the Ganga. *Chemical Geology* **260**, 87-101.
- Rennell, J. and Banks, J., 1781. An account of the Ganges and Burrampooter rivers. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **71**, 87-114.
- Rennie, C. D., Millar, R. G., and Church, M. A., 2002. Measurement of bed load velocity using an acoustic Doppler current profiler. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce* **128**, 473-483.
- Rennie, C. and Villard, P., 2004. Site specificity of bed load measurement using an acoustic Doppler current profiler. *J Geophys Res-Earth* **109**, F03003.
- Rennie, C. D. and Villard, P. V., 2004. Site specificity of bed load measurement using an acoustic Doppler current profiler. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* **109**.
- Richter, F. M. and DePaolo, D. J., 1988. Diagenesis and Sr isotopic evolution of sewerage using data from DSDP 590B and 575. *Earth and Planetary Science Letters* **90**, 383-394.

- Richter, F. M., Rowley, D. B., and DePaolo, D. J., 1992. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* **109**, 11-23.
- Riebe, C. S., Kirchner, J. W., and Finkel, R. C., 2004. Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes. *Earth and Planetary Science Letters* **224**, 547-562.
- Ries, J. B., 1994. Soil erosion in the high mountain region, eastern central Himalaya: a case study in the Bamti/Bhandar/Surma area, Nepal. *Freiburger Geografische Hefte* **42**.
- Robinson, D. M., DeCelles, P. G., Patchett, J., and Garzione, C. N., 2001. The kinematic evolution of the Nepalese Himalaya interpreted from Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* **192**, 507-521.
- Rogers, K. G. and Goodbred, S. L., Jr., 2010. Mass failures associated with the passage of a large tropical cyclone over the Swatch of No Ground submarine canyon (Bay of Bengal). *Geology* **38**, 1051-1054.
- Rouse, H., 1950. *Engineering hydraulics*. Wiley, New York.
- RSP, 1996. Spatial representation and analysis of hydraulic and morphological data. Water Resources Planning Organization (WARPO).
- RSP, 1996. River Survey Project, Flood Action Plan (FAP) final report. Delft Hydraulics and DHI.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003. The Composition of the Continental Crust. In: Holland, H. D. and Turekian, K. K. Eds.), *The Crust Vol.3, Treatise on Geochemistry* Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Rumble, D. and Hoering, T. C., 1994. Analysis of oxygen and sulfur isotope ratios in oxide and sulfide minerals by spot heating with a carbon-dioxide laser in a fluorine atmosphere. *Accounts of Chemical Research* **27**, 237-241.
- Rumble, D., Farquhar, J., Young, E. D., and Christensen, C. P., 1997. In situ oxygen isotope analysis with an excimer laser using F-2 and BrF5 reagents and O-2 gas as analyte. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **61**, 4229-4234.
- Saha, D., Sinha, U. K., and Dwivedi, S. N., 2011. Characterization of recharge processes in shallow and deeper aquifers using isotopic signatures and geochemical behavior of groundwater in an arsenic-enriched part of the Ganga Plain. *Applied Geochemistry* **26**, 432-443.
- Sanyal, P., Bhattacharya, S. K., and Prasad, M., 2005. Chemical diagenesis of Siwalik sandstone: Isotopic and mineralogical proxies from Surai Khola section, Nepal. *Sedimentary Geology* **180**, 57-74.
- Sarin, M. M. and Krishnaswami, S., 1984. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river systems, India. *Nature* **312**, 538-541.
- Sarin, M. M., Krishnaswami, S., Dilli, K., Somayajulu, B. L. K., and Moore, W. S., 1989. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 997-1009.
- Sarin, M. M., Krishnaswami, S., Trivedi, J. R., and Sharma, K. K., 1992. Major ion chemistry of the Ganga source Waters : Weathering in the high altitude Himalaya. *Earth and Planetary Science* **101**, 89 - 98.
- Sastri, V. V., Bhandari, L. L., Raju, A. T. R., and Datta, A. K., 1971. Tectonic framework and subsurface stratigraphy of Ganga basin. *Journal of the Geological Society of India* **12**, 222-&.
- Savin, S. M. and Epstein, S., 1970. Oxygen and Hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **34**, 25-&.
- Savin, S. M. and Hsieh, J. C. C., 1998. The hydrogen and oxygen isotope geochemistry of pedogenic clay minerals: principles and theoretical background. *Geoderma* **82**, 227-253.
- Sayles, F. L. and Mangelsdorf, P. C., 1977. The equilibration of clay minerals with seawater: exchange reactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **41**, 951-960.
- Sayles, F. L. and Mangelsdorf, P. C., 1979. Cation-exchange characteristics of Amazon River suspended sediment and its reaction with seawater. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **43**, 767-779.
- Sayles, F. L., 1979. Composition and diagenesis of interstitial solutions. 1. Fluxes across the seawater-sediment interface in the Atlantic Ocean. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **43**, 527-545.
- Scharer, U., Xu, R.-H., and Allègre, C. J., 1984. U-Pb geochronology of Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* **69**, 311-320.
- Schwenk, T., Spiess, V., Hubscher, C., and Breitzke, M., 2003. Frequent channel avulsions within the active channel-levee system of the middle Bengal Fan - an exceptional channel-levee development derived from Parasound and Hydrosweep data. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography* **50**, 1023-1045.
- Schwenk, T., Spiess, V., Breitzke, M., and Hubscher, C., 2005. The architecture and evolution of the Middle Bengal Fan in vicinity of the active

- channel-levee system imaged by high-resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology* **22**, 637-656.
- Scott, C. H. and Stephens, H. D., 1966. Special sediment investigations: Mississippi River at St. Louis, Missouri, 1961-63 USGS Water-Supply Paper 1819-J.
- Sengupta, S. and Sarkar, A., 2006. Stable isotope evidence of dual (Arabian Sea and Bay of Bengal) vapour sources in monsoonal precipitation over north India. *Earth and Planetary Science Letters* **250**, 511-521.
- Shackleton, N. J. and Kennett, J. P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. In: Kennett, J. P., Houtz, R. E., and al., e. Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program*. U.S. Gov. Printing Office, Washington.
- Shackleton, N. J., 1985. Oceanic carbon isotope constraints on oxygen and carbon dioxide in the Cenozoic atmosphere. In: Sundquist, E. T. and Broecker, W. S. Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations, Archean to Present*. Geophysical Monograph.
- Sharma, S., Joachimski, M., Sharma, M., Tobschall, H. J., Singh, I. B., Sharma, C., Chauhan, M. S., and Morgenroth, G., 2004. Lateglacial and Holocene environmental changes in Ganga plain, Northern India. *Quaternary Science Reviews* **23**, 145-159.
- Sharp, Z. D., 1990. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 1353-1357.
- Sharp, Z. D., Atudorei, V., and Durakiewicz, T., 2001. A rapid method for determination of hydrogen and oxygen isotope ratios from water and hydrous minerals. *Chemical Geology* **178**, 197-210.
- Sheppard, S. M. F. and Schwarcz, H. P., 1970. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **26**, 161-198.
- Sheppard, S. M. F. and Gilg, A. H., 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals* **31**, 1-24.
- Shroder, J. F. and Bishop, M. P., 1998. Mass movement in the Himalaya: new insights and research directions. *Geomorphology* **26**, 13-35.
- Shukla, U. K., Singh, I. B., Sharma, M., and Sharma, S., 2001. A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga Megafan. *Sedimentary Geology* **144**, 243-262.
- Sime, L. C., Ferguson, R. I., and Church, M., 2007. Estimating shear stress from moving boat acoustic Doppler velocity measurements in a large gravel bed river. *Water Resour. Res.* **43**, W03418.
- Simons, D. B. and Richardson, E. V., 1966. Resistance to flow in alluvial channels, Professional Paper 422J, USGS, Washington, D.C.
- Simpson, M. R., 2001. Discharge Measurements Using a Broad-Band Acoustic Doppler Current Profiler. United States Geological Survey.
- Singh, A. K., Hasnain, S. I., and Banerjee, D. K., 1999. Grain size and geochemical partitioning of heavy metals in sediments of the Damodar River - a tributary of the lower Ganga, India. *Environmental Geology* **39**, 90-98.
- Singh, S. K. and France-Lanord, C., 2002. Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **202**, 645-662.
- Singh, S. K. and France-Lanord, C., 2002. Erosion distribution in the Eastern Himalaya traced by Sr-Nd isotopic compositions of river sediments. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **66**, A720-A720.
- Singh, S. and France-Lanord, C., 2002. Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **252**, 645-662.
- Singh, S. K., Sarin, M. M., and France-Lanord, C., 2005. Chemical erosion in the eastern Himalaya: Major ion composition of the Brahmaputra and delta C-13 of dissolved inorganic carbon. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **69**, 3573-3588.
- Singh, M., Sharma, M., and Tobschall, H. J., 2005. Weathering of the Ganga alluvial plain, northern India: implications from fluvial geochemistry of the Gomati River. *Applied Geochemistry*, 1-21.
- Singh, S. K., Kumar, A., and France-Lanord, C., 2006. Sr and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in waters and sediments of the Brahmaputra river system: Silicate weathering, CO₂ consumption and Sr flux. *Chemical Geology* **234**, 308-320.
- Singh, M., Singh, I. B., and Muller, G., 2007. Sediment characteristics and transportation dynamics of the Ganga River. *Geomorphology* **86**, 144-175.
- Singh, M., Singh, I. B., and Mueller, G., 2007. Sediment characteristics and transportation dynamics of the Ganga River. *Geomorphology* **86**, 144-175.
- Singh, S. K., Rai, S. K., and Krishnaswami, S., 2008. Sr and Nd isotopes in river sediments from the

- Ganga Basin: Sediment provenance and spatial variability in physical erosion. *J. Geophys. Res.* **113**, F03006.
- Sinha, R. and Friend, P. F., 1994. River systems and their sediment flux, Indo-Gangetic plains, northern Bihar, India. *Sedimentology* **41**, 825-845.
- Sinha, R., 1996. Channel avulsion and floodplain structure in the Gandak-Kosi interfan, North Bihar plains, India. *Zeitschrift für Geomorphologie* **103**, 249-268.
- Sinha, R., Jain, V., Babu, G. P., and Ghosh, S., 2005. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the Gangetic Plains. *Geomorphology* **70**, 207-225.
- Sinha, R., Tandon, S. K., Gibling, P. S., Bhattacharjee, P. S., and Dasgupta, A. S., 2005. Late Quaternary geology and alluvial stratigraphy of the Ganga basin. *Himalayan Geology* **26**, 223-240.
- Sinha, R., Tandon, S. K., Sanyal, P., Gibling, M. R., Stuben, D., Berner, Z., and Ghazanfari, P., 2006. Calcretes from a Late Quaternary interfluvial in the Ganga Plains, India: Carbonate types and isotopic systems in a monsoonal setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **242**, 214-239.
- Sinha, R., Bhattacharjee, P. S., Sangode, S. J., Gibling, M. R., Tandon, S. K., Jain, M., and Godfrey-Smith, D., 2007. Valley and interfluvial sediments in the Southern Ganga plains, India: Exploring facies and magnetic signatures. *Sedimentary Geology* **201**, 386-411.
- Sinha, R., Kettanah, Y., Gibling, M. R., Tandon, S. K., Jain, M., Bhattacharjee, P. S., Dasgupta, A. S., and Ghazanfari, P., 2009. Craton-derived alluvium as a major sediment source in the Himalayan Foreland Basin of India. *Geological Society of America Bulletin* **121**, 1596-1610.
- Smith, J. D. and McLean, S. R., 1977. Spatially averaged flow over a wavy surface. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres* **82**, 1735-1746.
- Spicuzza, M. J., Valley, J. W., Kohn, M. J., Girard, J. P., and Fouillac, A. M., 1998. The rapid heating, defocused beam technique: a CO₂-laser-based method for highly precise and accurate determination of delta O-18 values of quartz. *Chemical Geology* **144**, 195-203.
- Srivastava, P., Singh, I. B., Sharma, M., and Singhvi, A. K., 2003. Luminescence chronometry and Late Quaternary geomorphic history of the Ganga Plain, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **197**, 15-41.
- Srivastava, P., Singh, I., Sharma, M., and Singhvi, A., 2003. Luminescence chronometry and Late Quaternary geomorphic history of the Ganga Plain, India. *Palaeogeogr Palaeocl* **197**, 15-41.
- Srivastava, P. and Misra, D. K., 2008. Morpho-sedimentary records of active tectonics at the Kameng river exit, NE Himalaya. *Geomorphology* **96**, 187-198.
- Srivastava, P. and Shukla, U. K., 2010. Climate control on erosion distribution over the Himalaya during past similar to 100 ka: COMMENT. *Geology* **38**, E216-E216.
- Stallard, R. F. and Edmond, J. M., 1983. Geochemistry of the Amazon 2: The influence of the geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research* **88**, 9671-9688.
- Stallard, R. F., 1985. River chemistry, geology, geomorphology, and soils in the Amazon and Orinoco basins. In: Drever, J. I. (Ed.), *The Chemistry of Weathering*. D. Reidel, Hingham, Mass.
- Steckler, M. S., Akhter, S. H., and Seeber, L., 2008. Collision of the Ganges-Brahmaputra Delta with the Burma Arc: Implications for earthquake hazard. *Earth and Planetary Science Letters* **273**, 367-378.
- Stephenson, R. and Lambeck, K., 1985. EROSION-ISOSTATIC REBOUND MODELS FOR UPLIFT - AN APPLICATION TO SOUTHEASTERN AUSTRALIA. *Geophysical Journal of the royal astronomical Society* **82**, 31-55.
- Stewart, B. W., Capo, R. C., and Chadwick, O. A., 2001. Effects of rainfall on weathering rate, base cation provenance, and Sr isotope composition of Hawaiian soils. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **65**, 1087-1099.
- Stewart, R. J., Hallet, B., Zeitler, P. K., Malloy, M. A., Allen, C. M., and Trippett, D., 2008. Brahmaputra sediment flux dominated by highly localized rapid erosion from the easternmost Himalaya. *Geology* **36**, 711-714.
- Suckow, A., Morgenstern, U., and Kudrass, H. R., 2001. Absolute dating of recent sediments in the cyclone-influenced shelf area off Bangladesh: Comparison of gamma spectrometric (Cs-137, Pb-201, Ra-228), radiocarbon, and Si-32 ages. *Radiocarbon* **43**, 917-927.
- Sumer, B. M., Kozakiewicz, A., Fredsoe, J., and Deigaard, R., 1996. Velocity and concentration profiles in sheet-flow layer of movable bed. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce* **122**, 549-558.
- Summerfield, M., 1991. *Global Geomorphology*. Prentice Hall; 1 edition.
- Summerfield, M. and Hulton, N. J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major

- world drainage basins. *Journal of Geophysical Research* **99**, 13871-13883.
- Syvitski, J. P. M., 2003. Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21st century. *Global and Planetary Change* **39**, 1-11.
- Syvitski, J. P. M., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., and Green, P., 2005. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science* **308**, 376-380.
- Szramek, K., McIntosh, J. C., Williams, E. L., Kanduc, T., Ogrinc, N., and Walter, L. M., 2007. Relative weathering intensity of calcite versus dolomite in carbonate-bearing temperate zone watersheds: Carbonate geochemistry and fluxes from catchments within the St. Lawrence and Danube river basins. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **8**, Q04002.
- Takata, K., Saito, K., and Yasunari, T., 2009. Changes in the Asian monsoon climate during 1700-1850 induced by preindustrial cultivation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **106**, 9586-9589.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* **33**, 241-265.
- Than, K. H., 2010. *Principles of Soil Chemistry*.
- Thiede, R. C., Ehlers, T. A., Bookhagen, B., and Strecker, M. R., 2009. Erosional variability along the northwest Himalaya. *J. Geophys. Res.* **114**.
- Tomar, K. P., 1987. Chemistry of pedogenesis in Indo-Gangetic alluvial plains. *Journal of Soil Science* **38**, 405-414.
- Tripathy, G. R. and Singh, S. K., 2010. Chemical erosion rates of river basins of the Ganga system in the Himalaya: Reanalysis based on inversion of dissolved major ions, Sr, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **11**, Q03013.
- Uddin, A. and Lundberg, N., 2004. Miocene sedimentation and subsidence during continent-continent collision, Bengal basin, Bangladesh. *Sedimentary Geology* **164**, 131-146.
- USGS, 2005. Use of an ADCP to Compute Suspended-Sediment Discharge in the Tidal Hudson River, New York. USGS - New York State Department of Environmental Conservation.
- Valley, J. W., Kitchen, N., Kohn, M. J., Niendorf, C. R., and Spicuzza, M. J., 1995. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: Strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **59**, 5223-5231.
- Van Der Beek, P., Robert, X., Mugnier, J.-L., Bernet, M., Huyghe, P., and Labrin, E., 2006. Late Miocene ? Recent exhumation of the central Himalaya and recycling in the foreland basin assessed by apatite fission-track thermochronology of Siwalik sediments, Nepal. *Basin Research* **18**, 413-434.
- van Rijn, L. C., 1984. Sediment transport part I: bedload transport. *Journal of Hydraulic Engineering* **110**, 1431-1456.
- van Rijn, L. C., 1984. Sediment transport part II: suspended load transport. *Journal of Hydraulic Engineering* **110**, 1613-1641.
- van Rijn, L. C., 1993. *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*. Aqua Publications, Blokzijl, The Netherlands.
- van Rijn, L. C., 2007. Unified view of sediment transport by currents and waves. I: Initiation of motion, bed roughness, and bed-load transport. *J Hydraul Eng-Asce* **133**, 649-667.
- Vance, D., Bickle, M., Ivy-Ochs, S., and Kubik, P. W., 2003. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **206**, 273-288.
- Vance, D., Teagle, D. A. H., and Foster, G. L., 2009. Variable Quaternary chemical weathering fluxes and imbalances in marine geochemical budgets. *Nature* **458**, 493-496.
- Vanoni, V. A., 1946. Transportation of suspended sediment by water. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* **111**, 67-102.
- Vanoni, V. A., 1964. Measurements of critical shear stress for entraining fine sediments in a boundary layer. Report KH-R-7, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Vanoni, V. A., 1980. Sediment studies in the Brazilian Amazon River basin. UNDP, report KH-P-168, W.M. Keck Laboratory of Hydraulic and Water Resources, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Vanselow, A. P., 1932. Equilibria of the base exchange reaction of bentonite, permutites, soil colloids, and zeolites. *Soil Science* **33**, 95-113.
- Vdovic, N., Biscan, J., and Juracic, M., 1991. Relationship between surface-area and some chemical and physical properties of particulates - study in the Northern Adriatic. *Marine Chemistry* **36**, 317-328.
- Viers, J., DuprÈ, B., and Gaillardet, J., 2009. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new

- database. *Science of the Total Environment* **407**, 853-868.
- Vondamm, K. L., Edmond, J. M., Grant, B., and Measures, C. I., 1985. Chemistry of submarine hydrothermal solution at 21 degrees-N, East Pacific Rise. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **49**, 2197-2220.
- Walker, J. C. G., Hays, P. B., and Kasting, J. F., 1981. A negative feed back mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. *Journal of Geophysical Research* **86**, 9776-9782.
- Walling, D. E. and Moorehead, P. W., 1989. The particle-size characteristics of fluvial suspended sediment - an overview. *Hydrobiologia* **176**, 125-149.
- Walling, D. E., 2006. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology* **79**, 192-216.
- Wallmann, K., Aloisi, G., Haeckel, M., Tishchenko, P., Pavlova, G., Greinert, J., Kutterolf, S., and Eisenhauer, A., 2008. Silicate weathering in anoxic marine sediments. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **72**, 2895-2918.
- Wang, Q., Zhang, P.-Z., Freymueller, J. T., Bilham, R., Larson, K. M., Lai, X. a., You, X., Niu, Z., Wu, J., Li, Y., Liu, J., Yang, Z., and Chen, Q., 2001. Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements. *Science* **294**, 574-577.
- WARPO, Water Resources Planning Organization, Ministry of water resources, Government of the People's Republic of Bangladesh. Hydrological data.
- Wasson, R. J., 2003. A sediment budget for the Ganga-Brahmaputra catchment. *Current Science* **84**, 1041-1047.
- Wasson, R. J., Juyal, N., Jaiswal, M., McCulloch, M., Sarin, M. M., Jain, V., Srivastava, P., and Singhvi, A. K., 2008. The mountain-lowland debate: Deforestation and sediment transport in the upper Ganga catchment. *Journal of Environmental Management* **88**, 53-61.
- Weber, M. E., Wiedicke, M. H., Kudrass, H. R., Hübscher, C., and Erlenkeuser, H., 1997. Active growth of the bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* **25**, 315-318.
- Weber, M. E., Wiedicke-Hombach, M., Kudrass, H. R., and Erlenkeuser, H., 2003. Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties. *Sedimentary Geology* **155**, 361-381.
- Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., and Yasunari, T., 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research-Oceans* **103**, 14451-14510.
- West, A. J., Bickle, M. J., Collins, R., and Brasington, J., 2002. Small-catchment perspective on Himalayan weathering fluxes. *Geology* **30**, 355-358.
- West, A. J., Galy, A., and Bickle, M., 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters* **235**, 211-228.
- White, A. F. and Blum, A. E., 1995. Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**.
- White, A. F., Blum, A. E., Bullen, T. D., Vivit, D. V., Schulz, M., and Fitzpatrick, J., 1999. The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **63**, 3277-3291.
- White, A. F. and Brantley, S. L., 2003. The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chemical Geology* **202**, 479-506.
- White, A. F., 2003. Natural Weathering Rates of Silicate Minerals. In: Drever, J. I. (Ed.), *Surface and ground water, weathering, and soils*. Elsevier.
- Whitehouse, U. G. and McCarter, R. S., 1958. Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. *Publication - National Academy of Sciences-National Research Council*, 81-119.
- Whiting, P. J. and Dietrich, W. E., 1990. Boundary shear-stress and roughness over mobile alluvial beds. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce* **116**, 1495-1511.
- Wilcock, P. R., 1996. Estimating Local Bed Shear Stress from Velocity Observations. *Water Resour. Res.* **32**, 3361-3366.
- Willenbring, J. K. and Blanckenburg, F. v., 2011. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. *Nature* **465**, 211-214.
- Willett, S. D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *J. Geophys. Res.* **104**, 28957-28981.
- Williams, M. A. J. and Clarke, M. F., 1984. Late Quaternary environments in North-Central India. *Nature* **308**, 633-635.
- Williams, M. A. J., Pal, J. N., Jaiswal, M., and Singhvi, A. K., 2006. River response to Quaternary climatic fluctuations: evidence from the Son and Belan valleys, north-central India. *Quaternary Science Reviews* **25**, 2619-2631.
- Williams, N. D., Walling, D. E., and Leeks, G. J. L., 2007. High temporal resolution in situ measurement of the effective particle size

- characteristics of fluvial suspended sediment. *Water Research* **41**, 1081-1093.
- Wilson, K. C., 1966. Bedload transport at high shear stresses. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE* **113**, 97-103.
- Wilson, M. J., 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clay Minerals* **39**, 233-266.
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Guyot, J. L., Maurice, L., and Kubik, P. W., 2009. From source to sink: Preserving the cosmogenic ¹⁰Be-derived denudation rate signal of the Bolivian Andes in sediment of the Beni and Mamoré foreland basins. *Earth and Planetary Science Letters* **288**, 463-474.
- Wittmann, H. and von Blanckenburg, F., 2009. Cosmogenic nuclide budgeting of floodplain sediment transfer. *Geomorphology* **109**, 246-256.
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Maurice, L., Guyot, J.-L., Filizola, N., and Kubik, P. W., 2011. Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Geological Society of America Bulletin* **123**, 934-950.
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Maurice, L., Guyot, J. L., and Kubik, P. W., 2011. Recycling of Amazon floodplain sediment quantified by cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be. *Geology* **39**, 467-470.
- Wittmann-Oelze, H., von Blanckenburg, F., Guyot, J. L., Laraque, A., Bernal, C., and Kubik, P. W., 2011. Sediment production and transport from in situ-produced cosmogenic Be-10 and river loads in the Napo River basin, an upper Amazon tributary of Ecuador and Peru. *Journal of South American Earth Sciences* **31**, 45-53.
- Wolery, T. J. and Sleep, N. H., 1976. Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges. *Journal of Geology* **84**, 249-275.
- Wong, M. and Parker, G., 2006. Re-analysis and correction of bedload relation of Meyer-Peter and Muller using their own database. *Journal of Hydraulic Engineering* **132**, 1159-1168.
- Xu, R.-H., Schärer, U., and Allègre, C. J., 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): a geochronological study. *Journal of Geology* **93**, 41-57.
- Yadav, S., Chakrapani, G., and Gupta, M., 2008. An experimental study of dissolution kinetics of Calcite, Dolomite, Leucogranite and Gneiss in buffered solutions at temperature 25 and 5°C. *Environmental Geology* **53**, 1683-1694.
- Yanites, B. J., Tucker, G. E., and Anderson, R. S., 2009. Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* **114**, 20.
- Yapp, C. J. and Pedley, M. D., 1985. Stable Hydrogen isotopes in Iron-oxydes. 2. D/H variations among natural goethites. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **49**, 487-495.
- Yapp, C. J., 1990. Oxygen isotopes in Iron (III) oxides. 1. Mineral-water fractionation factors. *Chemical Geology* **85**, 329-335.
- Yapp, C. J., 1990. Oxygen isotopes in Iron (III) oxides. 2. Possible constraints on the depositional environment of a precambrian Quartz-Hematite banded iron formation. *Chemical Geology* **85**, 337-344.
- Yapp, C. J., 1997. An assessment of isotopic equilibrium in goethites from a bog iron deposit and a lateritic regolith. *Chemical Geology* **135**, 159-171.
- Yapp, C. J., 2000. Climatic implications of surface domains in arrays of δ SD and δ O-18 from hydroxyl minerals: Goethite as an example. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **64**, 2009-2025.
- Ye, D. Z. and Wu, G. X., 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteorol. Atmos. Phys.* **67**, 181-198.
- Yeats, R. S., Nakata, T., Farah, A., Mizra, M. A., Pandey, M. R., and Stein, R. S., 1992. The Himalayan frontal fault system. *Annales Tectonicae, Special Issue* **6**, 85-98.
- Yeh, H. and Savin, S. M., 1976. The extent of oxygen isotope exchange between clay minerals and sea water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **40**, 743-748.
- Yeh, H., 1980. D/H ratio and late stage dehydration of shale during burial. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 341-352.
- Yin, A., Dubey, C. S., Kelty, T. K., Webb, A. A. G., Harrison, T. M., Chou, C. Y., and Celerier, J., 2010. Geologic correlation of the Himalayan orogen and Indian craton: Part 2. Structural geology, geochronology, and tectonic evolution of the Eastern Himalaya. *Geological Society of America Bulletin* **122**, 360-395.
- Yin, A., Dubey, C. S., Webb, A. A. G., Kelty, T. K., Grove, M., Gehrels, G. E., and Burgess, W. P., 2010. Geologic correlation of the Himalayan orogen and Indian craton: Part 1. Structural geology, U-Pb zircon geochronology, and tectonic evolution of the Shillong Plateau and its neighboring regions in NE India. *Geological Society of America Bulletin* **122**, 336-359.
- Zhang, P., Molnar, P., and Downs, W. R., 2001. Increased sedimentation rates and grain

sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* **410**, 891-897.

Liste des Figures:

- Figure I.1:** Schema de principe des cycles solides et dissous à la surface de la terre. p3
- Figure I.2:** Le cycle du carbone à long terme (Berner, 2003). p9
- Figure I.3:** Flux dissous et solides pour les principaux fleuves mondiaux p11
- Figure I.4:** Durée de vie théorique d'un grain d'albite sphérique p12
- Figure I.5:** Vitesses d'altérations des silicates relatives aux vitesses d'altération de l'Amazone en fonction de la température moyenne du bassin versant (Gaillardet et al., 1999a). p13
- Figure I.6:** Flux élémentaires de bicarbonate et de silice en fonction de l'écoulement spécifique (d'après Bluth et Kump, 1994). p15
- Figure I.7:** Flux de silicium dissous exporté par un bassin versant en fonction de la température et des précipitations annuelles (d'après White et Blum, 1995). p15
- Figure I.8:** Relation entre altération chimique et érosion physique pour des bassins versants granitiques et basaltiques (d'après Millot et al., 2002). p17
- Figure I.9:** Réponse de l'altération modélisée au forçage érosif. Pour les taux d'érosions importants, l'altération diminue (d'après Gabet et Mudd, 2009). p18
- Figure I.10:** Composition isotopique de l'eau de mer mesurée dans les carbonates marin sur les 100 derniers millions d'années (d'après Richter et al., 1992; données de DePaolo et Ingram, 1985; Hess et al., 1986; Richter et DePaolo, 1988). p20
- Figure I.11:** Comparaison du puits de CO₂ provenant de l'altération des silicates et de l'enfouissement de carbone organique au Néogène (France-Lanord et Derry, 1997). p21
-
- Figure II.1:** Topographie et réseau hydrique du système Himalayen p28
- Figure II.2:** Répartition annuelle des précipitations sur le continent Indien (d'après Molnar et al., 2010) et circulation atmosphérique dominante à l'actuel. p29
- Figure II.3:** Coupe transverse de l'altitude et précipitation à la chaîne à partir des données du satellite "Tropical Rainfall Measuring Mission" - TRMM (d'après Anders et al., 2006). p30
- Figure II.4:** Hydrogramme moyen du Gange et du Brahmapoutre au Bangladesh pour la période 1997-2005. p32
- Figure II.5:** Carte géologique et structurale de l'arc Himalayen compilé par Hodges, (2000). p36
- Figure II.6:** Isopaques des dépôts sédimentaires dans le cône du Bengale (compilé par Radhakrishna et al., 2010). p38
-
- Figure III.1:** Tri-minéralogique et géochimique dans la colonne d'eau du Ganges au Bangladesh échantillonné en 2007. p43
- Figure III.2:** Echantillonneur de particules en suspension (~5L). p44
- Figure III.3:** Unités de filtration (à gauche) et résidus de filtration de 5 L d'eau du Ganges pendant la mousson (à droite). p45
- Figure III.4:** Effet Doppler entre un émetteur-récepteur et des particules mobiles dans la colonne d'eau. p47
- Figure III.5:** Configuration des faisceaux ADCP permettant de réaliser un profil de vitesse d'une colonne d'eau. p48
- Figure III.6:** Profil de vitesse de la Narayani au Népal le 18/07/2010. p50
- Figure III.7:** Profil de vitesse du Brahmapoutre au Bangladesh le 31/08/2008. p51
- Figure III.8:** δD et δ¹⁸O des roches source Himalayennes comparées aux argiles secondaires, kaolinite et smectite, en équilibre avec les précipitations du système Himalayen. p53

Figure III.9: Schéma de fonctionnement de l'analyseur élémentaire couplé à un spectromètre de masse pour l'analyse de la composition isotopique de l'hydrogène des silicates. p58

Figure III.10: $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du rapport Al/Si et du δD de sédiments du bassin du Gange. p59

Figure IV.1 : Hydrological setting of the Ganga basin and Landsat image of the sampling zone. p67

Figure IV.2 : Hydrograms of the Ganga at Harding Bridge (Bangladesh) from 1980 to 2004 for the months of April to December (Bangladesh Water Development Board data). p68

Figure IV.3 : Water column mean velocity as measured simultaneously from bottom tracking mode (BT) of the ADCP (assuming fixed river bottom) and from GPS mode (GPS position as reference). p70

Figure IV.4 : Water velocity distribution of the Ganga at Harding Bridge. p71

Figure IV.5 : Composite velocity profiles of the sampled water columns of the Ganga at Harding Bridge. p73

Figure IV.6 : Vertical profile of suspended sediment concentration, grain size distribution, grain size parameters D_{84} , D_{50} and chemical composition (SiO_2 and Al_2O_3 wt%) of the Ganga sediments (13/08/2004 profile). p76

Figure IV.7 : Relation between chemical major element composition of sediments and grain size parameter D_{84} . p79

Figure IV.8 : Different grain size classes of two sampled verticals from the Ganga at Harding Bridge (a. 08/07/2010 and b. 01/09/2010) plotted in Rouse coordinates. p80

Figure IV.9 : Evolution of β as function of w_s/u^* for the different profiles of the Ganga at Harding Bridge. p81

Figure IV.10 : Instantaneous suspended sediment flux (a) and $D_{84} - D_{50}$ (b) of the transported sediments as a function of friction velocity u^* . p81

Figure IV.11 : Spatial integration of the suspended sediment flux (q_s), bedload flux (q_b) and D_{50} , D_{84} grain size of two transects of the Ganga at Harding Bridge (01/09/2008 and 08/07/2010). p83

Figure IV.12 : Evolution of the local surface slope of the Ganga at Harding Bridge as a function of the gauged water high. p85

Figure IV.13 : Modeled daily suspended sediment flux (q_s), bedload flux (q_b) and D_{50} , D_{84} of transported sediments using a 24 year average hydrogram of the Ganga at Harding Bridge. p86

Figure IV.14 : Average chemical composition of Ganga sediments modeled in this study normalized to the Upper Continental Crust (UCC) as defined by Taylor and McLennan [1985, 1995]. p89

Figure IV.15 : Al/Si versus Fe/Si for the Ganga sediments as modeled in this work, Siwaliks as modern flood plain sediments analogues, Himalayan crust from Galy and France-Lanord [2001] and Ganga surface sediments for comparison. p91

Figure IV.A1 : Detailed map of sample location, downstream of Harding Bridge on the Ganga. p94

Figure IV.A2 : Regression parameters α and γ obtained from fitting instantaneous sediment fluxes in every grain size class (q_{si}) as a function of u^* p95

Figure IV.A3 : Apparent moving bed velocity (computed by the difference between GPS and BT reference water velocity measurements) as a function of shear velocity (u^*). p96

Figure IV.16: Map of the Himalayan system and ^{10}Be concentration of the analyzed river sediments. Contours indicate the major hydrological basins upstream of the sampling locations. p102

Figure IV.17: ^{10}Be erosion rates and sediment fluxes of the Himalayan range. p106

Figure IV.18: Evolution of ^{10}Be concentration in a soil profile under steady state subsidence p110

Figure IV.19: Evolution of ^{10}Be concentration through time for sediments exported by the main trans-Himalayan Rivers. p111

Figure IV.20: Comparison between ^{10}Be deduced sediment and literature fluxes obtained from direct sediment gauging. p114

Figure V.1: Geographical setting of the Ganga basin with main sample sites and corresponding sample numbers. p123

Figure V.2: Replicate analysis of internal standards MuscD65, Mica-Mg and SO188 for H_2O^+ concentration (top figure) and D/H isotopic composition (lower figure) routinely measured. p126

Figure V.3: Evolution of sediment concentration in the water column of the Ganga in Bangladesh (BR 511 - 516) along with evolution of the chemical composition of major elements Si, Al, Fe, Na, K as well as H_2O^+ . p127

Figure V.4: Schematic evolution of the sedimentary load during transfer from the Himalayan front downstream to the Ganga in Bangladesh p129

Figure V.5: Evolution of the ratio Fe/Si as a function of the Al/Si ratio, proxy for grain-size and mineral sorting in the river water column. p130

Figure V.6: Evolution of the ratio Na/Si as a function of the ratio Al/Si. p131

Figure V.7: Evolution of the ratio K/Si as a function of the ratio Al/Si. p132

Figure V.8: Evolution of the ratio $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ as a function of the ratio Al/Si. p133

Figure V.9: D/H isotopic composition of bulk sediments from the Ganga basin as a function of hydration, $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Al}$. p135

Figure V.10: Calcite and dolomite content of sediments from the Ganga basin. p135

Figure V.11: Oxygen and carbon isotopic composition of calcite (a) and dolomite (b) of river sediments from the Ganga basin. p136

Figure V.12: $\text{Mg}^{\text{s}}/\text{Si}$ (a) and $\text{Ca}^{\text{s}}/\text{Si}$ (b) as a function of Al/Si for river sediments from the Himalayan front

Rivers, the Himalayan flood plain Rivers, the Ganga in Bangladesh, the Chambal and Gomti Rivers. p137

Figure V.13: Na/Si, K/Si and $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ ratios of the main lithological units of the Himalayan orogen: Siwalik, Lesser Himalaya (LH) and High Himalaya Cristallines (HHC). p139

Figure V.14: Evolution of the normalized mobile element composition of sediments in the Himalayan system. p145

Figure V.15: Composition chimique Fe/Si en fonction du rapport Al/Si des sédiments du bassin du Brahmapoutre. p149

Figure V.16: Composition chimique Na/Si en fonction du rapport Al/Si des sédiments du bassin du Brahmapoutre. p150

Figure V.17: Composition chimique K/Si en fonction du rapport Al/Si des sédiments du bassin du Brahmapoutre. p151

Figure V.18: Composition chimique $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ en fonction du rapport Al/Si des sédiments du bassin du Brahmapoutre. p151

Figure V.19: En milieu continental, le Ca^{2+} est l'espèce dominante adsorbée sur les sédiments transportés par les rivières. p154

Figure V.20: (a.) Capacité d'échange cationique (CEC) des sédiments du Gange, Brahmapoutre et leur confluence la Lower Meghna en fonction du rapport molaire Al/Si des sédiments analysés. p157

Figure V.21: Fraction molaire occupé par chaque espèce ionique (Na, K, Mg, Ca) au sein du cortège ionique échangeable pour les sédiments du Gange, Brahmapoutre et Lower Meghna en fonction du rapport molaire Al/Si du sédiment. p160

Figure V.22: Geographical setting of the Himalayan system. p166

Figure V.23: Mineral sorting and chemical weathering effects on river sediment chemistry. p167

Figure V.24: Evolution of K/Si and $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ in the modern Himalayan system. p168

Figure V.25: Sr and Nd isotopic composition of the sediments from the Bay of Bengal. p169

Figure V.26: Evolution of K/Si^* , H_2O^+/Si^* , Ca/Si , calcite content of sediments in the composite BoB record since the last ca. 20 kyr. p171

Figure V.27: Sr and Nd isotopic composition of the silicate fraction, C and O isotopic composition of the calcite fraction and Fe/Si^* of BoB sediments. p172

Liste des Tableaux:

Tableau I.1: Flux d'éléments majeurs apportés aux océans sous forme dissoute et solide ainsi que la quantité de ces éléments contenus sous forme dissoute dans les océans actuels et leur temps de résidence vis-à-vis du flux riverain. **p4**

Tableau II.1: Principaux travaux estimant les flux annuels du Gange et du Brahmapoutre ainsi que les périodes étudiées lorsqu'elles sont spécifiées. **p33**

Tableau III.1: Composition isotopique d'oxygène de sédiments du bassin du Gange mesurée par fluorination laser au CEREGE. **p59**

Table IV.1: Depth and depth averaged velocity of the sampling verticals computed from ADCP velocity data. **p72**

Table IV.2: Sediments sampled on the Ganga at Harding Bridge with sampling date, sample type (MES: Suspended Sediments, tri MES: triple sampler, BL: Bedload), sampling depth, sediment load, and grain size parameters D_{50} , D_{84} , D_{90} . **p75**

Table IV.3: ADCP measured discharges and gauged water level of the Ganga at Harding Bridge. q_s and q_b are the daily fluxes of suspended and bedload sediments computed from spatial extrapolation of sampled vertical profiles. **p84**

Table IV.4: Compilation of yearly sediment fluxes of the Ganga at Harding Bridge with integration period of study when available. **p86**

Table IV.5: Ganga sediment chemical composition. Integrated sediment composition was obtained using the modeled suspended load chemical composition and bedload chemical composition. **p88**

Table IV.A3: Instantaneous bedload fluxes (q_b) and ratio of suspended- (q_s) to bedload flux in %. **p97**

Table IV.A4: Chemical composition of the reservoirs used for solving the chemical mass balance of Himalayan erosion fluxes **p98**

Table IV.6: Summary of ^{10}Be concentration, erosion rates and deduced sediment flux of the sediments from the Ganga basin. **p107**

Table V.1: Major elements distribution in the water column and main mineralogical species contributing to the different elements in the Ganga basin. **p128**

Table V.2: Evolution of elemental ratios of river sediments between the Himalayan front and the Ganga in Bangladesh. **p143**

Tableau V.3: Résultats de la détermination de la capacité d'échange cationique (CEC) de sédiments au Bangladesh. **p159**

Tableau V.4: Concentration moyenne des eaux du Gange, Brahmapoutre et Lower Meghna (d'après UNEP GEMS WATER Program) ainsi que fraction molaire moyenne de chaque élément et la constante d'échange K_{Mg}^X calculé pour chaque élément par rapport au magnésium. **p160**

Tableau V.5: Contribution des échanges cationiques aux flux dissous du Ganga-Brahmapoutre. ^aFlux dissous du Gange-Brahmapoutre (GEMS: données UNEP GEMS WATER Program). **p161**

Tableau V.A1: Chemical composition of the Bay of Bengal record. **p175**

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

oOo

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Monsieur Louis A. DERRY, Professeur, Cornell University, USA

Monsieur Niels HOVIUS, Lecturer, Cambridge University, UK

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur LUPKER Maarten

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE,
une thèse intitulée :

**"Dynamique sédimentaire, érosion physique et altération chimique dans le système
Himalayen. "**

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Géosciences** »

Fait à Vandoeuvre, le 10 juin 2011

Le Président de l'I.N.P.L.,

F. LAURENT



Titre: Dynamique sédimentaire, érosion physique et altération chimique dans le système himalayen

Mots clefs: Cycles géochimiques, sédiments, grands fleuves, transport sédimentaire

Résumé abrégé: L'altération chimique de la croûte terrestre fournit à l'ensemble des cycles bio-géochimiques de la surface les éléments essentiels à leur fonctionnement. L'érosion de grands orogènes, comme la chaîne Himalayenne s'accompagne de flux d'érosion et d'altération significatifs, susceptibles d'avoir un impact à l'échelle globale. L'objectif de cette thèse est de comprendre comment les processus physiques et chimiques façonnent le signal sédimentaire afin de quantifier l'érosion et l'altération actuelle ainsi que leur variations passées. L'étude détaillée de la dynamique du transport sédimentaire et des caractéristiques physiques et géochimiques des sédiments dans le bassin du Gange montre qu'actuellement environ 10 % du flux sédimentaire érodé en Himalaya est séquestré dans la plaine alluviale du Gange. L'utilisation des isotopes cosmogéniques (^{10}Be) dans les sédiments de rivières montrent des taux d'érosions stables entre 1.3 et 1.4 mm par an pour l'ensemble de la chaîne drainée par le Gange. De plus, le transfert de sédiments dans la plaine s'accompagne d'un appauvrissement en éléments mobiles marquant l'altération chimique de ceux-ci. Cette altération a été quantifiée et suggère que la plaine du Gange joue un rôle dominant dans l'altération des sédiments Himalayens. Les échanges cationiques lors du passage des sédiments au domaine marin restent limités dans le cas du système Himalayen et ne permettent d'augmenter le bilan de stockage de carbone à long terme que de 20 % environ. Enfin, l'enregistrement de la Baie du Bengale, qui couvre les produits issus de l'érosion Himalayenne sur les derniers 20 000 ans, montre que les sédiments exportés au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) étaient significativement moins altérés qu'à l'actuel. Le système Himalayen n'est donc pas tamponné vis-à-vis des forçages climatiques à haute fréquence du Quaternaire et les taux d'altération actuels ne peuvent être extrapolés dans le passé.

Title: Sediment dynamics, physical erosion and chemical weathering in the Himalayan system

Key words: Geochemical cycles, sediments, large rivers, sediment transport

Short abstract: Chemical weathering of the earth crust supplies the essential elements for numerous biogeochemical cycles. Physical erosion of large orogens, such as the Himalayan range, is accompanied by significant weathering fluxes possibly affecting the global environment. The objective of this PhD is to understand how surface processes affect river sediment properties in order to assess current erosion and weathering rates but also to decipher their past variations. To answer this question we studied the transport dynamics, the physical and the geochemical characteristics of the sediments in the Ganga basin. This study suggests that about 10 % of the flux eroded in the Himalayas is currently stored in the Ganga floodplain. Cosmogenic isotopes (^{10}Be) measured in river sediments show stable erosion rates between 1.3 and 1.4 mm/yr for the entire Himalayan range drained by the Ganga. Furthermore, we show that River sediments are progressively depleted in the most mobile elements, as weathering proceeds during transfer in the floodplain. By comparing this flux to the weathering flux of the Himalayan range, we show that floodplain weathering is predominant in weathering Himalayan sediments. Cation exchange occurring when Ganga and Brahmaputra (G&B) sediments enter the marine environment are limited and enhances the long term carbon storage, linked to silicate weathering by only ca. 20 %. Finally, the Bay of Bengal sedimentary record, which documents the last 20 000 years of Himalayan erosion shows that the sediments exported during the last glacial maximum (LGM) were significantly less weathered compared to the sediments currently exported. The Himalayan system is thus not buffered towards the high frequency climate forcing changes of the Quaternary and modern weathering rates cannot easily be extrapolated over the past.