



HAL
open science

Déformation Intersismique de l'Himalaya du Népal à partir de données GPS

Pierre Bettinelli

► **To cite this version:**

Pierre Bettinelli. Déformation Intersismique de l'Himalaya du Népal à partir de données GPS. Géophysique [physics.geo-ph]. Institut de physique du globe de paris - IPGP, 2007. Français. NNT : . tel-00130535

HAL Id: tel-00130535

<https://theses.hal.science/tel-00130535>

Submitted on 12 Feb 2007

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.

Thèse de Doctorat de l'Institut de Physique du Globe de Paris

Spécialité: Géophysique Interne

Pierre BETTINELLI

**DÉFORMATION INTERSISMIQUE DE L'HIMALAYA
DU NÉPAL À PARTIR DE DONNÉES GPS**

नेपाल हिमालय

Thèse soutenue à Paris le 06 février 2007 devant le jury composé de :

Jean-Philippe AVOUAC Directeur de thèse
Rodolphe CATTIN Rapporteur
Mireille FLOUZAT co-Directeur de thèse
François JOUANNE Rapporteur
Frédéric PERRIER Examineur
Paul TAPPONNIER Examineur et Président du jury

Thèse préparée au **Commissariat à l'Energie Atomique - Département Analyse, Surveillance, Environnement - Service Laboratoire de Détection et Géophysique** (Bruyères-Le-Châtel)

à ma grand-mère †
à ma moitié ♡
à ma famille

Remerciements

Cette belle aventure touchant à sa fin, je tiens à remercier toutes les personnes sans lesquelles ces années de recherche, financées par le CEA, ne se seraient pas si bien déroulées.

J'adresse un grand merci à Mireille Flouzat pour la confiance qu'elle m'a accordée en me proposant un sujet aussi enthousiasmant et formateur, ainsi que toute ma reconnaissance pour m'avoir accompagné durant ces trois années.

Je remercie vivement, et particulièrement mon directeur de thèse - Jean-Philippe Avouac - qui m'a encadré, malgré l'éloignement, avec une extraordinaire disponibilité. Je lui témoigne toute ma reconnaissance pour m'avoir guidé efficacement grâce à sa rigueur, ses conseils judicieux et ses encouragements précieux qui ont largement contribué à mener à bien cette thèse.

Quotidiennement, sur le terrain et au Laboratoire, j'ai eu grand plaisir à travailler avec Laurent Bollinger, fortement impliqué dans le projet Népal. Je te remercie, Laurent, pour ton œil aguerri qui m'a souvent éclairé face aux difficultés rencontrées durant ces trois années et pour nos échanges fructueux et constants.

Ils m'ont accueilli tous les jours au sein de leurs Laboratoires et m'ont donné d'excellentes conditions de travail: merci à vous, Jean-Louis Plantet (Laboratoire Détection et Géophysique) et Marc Nicolas (Risques Sismiques et Géologiques).

Pour avoir rigolé à mes blagues et contribué à la bonne ambiance de travail du Laboratoire, je dis toute mon amitié et ma reconnaissance à l'ensemble des personnes des Laboratoires Risques Sismiques et Géologiques - Télédétection Surveillance Environnement.

Comme il m'a réservé un accueil chaleureux et a contribué, d'une part, à la bonne qualité des données GPS et, d'autre part, à ce que tous mes séjours au Népal restent gravés dans ma mémoire, je tiens à remercier le Département des Mines et Géologie - Centre Sismique National (DMG/NSC, Som Nath Sapkota, Gyani Raja Chitrakar, Madhab Raj Pandey, Dilli Ram Tiwari, Prithvi Lal Shrestha, Umesh Gautam, Sudhir Rajaure et Barat Koirala).

Que cette équipe népalaise trouve ici l'assurance de mon amitié, en particulier Dilli Ram Tiwari et Gyani Raja Chitrakar pour leurs traductions anglo-népalaises; je remercie aussi Umesh Gautam pour m'avoir appris quelques rudiments "essentiels" de népalais:

तपईलाई भोक लाग्यो ...?

Tu m'as fait connaître cette équipe et ce pays mythique, merci à toi Thierry Héritier, sans qui cette relation franco-népalaise ne se serait pas si bien déroulée.

Et maintenant : "*je vous dis M...*". La ressemblance prête à confusion, non? Chanteur ou géodésien? Peut-être les deux : Géodésien le jour et chanteur la nuit?! Et oui, François Jouanne, un grand



merci à vous pour tout ce que vous m'avez transmis sur le GPS durant ces huit années universitaires.

Je salue également Rodolphe Cattin qui m'a remis "le pied à l'étrier" sur ADELI.

Je rends hommage à Thierry Villemin... mon tremplin!

Je ne veux surtout pas oublier dans mes remerciements "Ma Giga Christine" qui a su résoudre tous mes petits problèmes au quotidien et me rendre ainsi le travail plus agréable et qui par son écoute et ses conseils, m'a aidé à rester toujours de bonne humeur.

"Allez Paris S.G.!" Ah non! Excuse-moi Seb, j'oubliais les "On refait le match" du lundi matin où tu t'évertuais à défendre l'O.M. alors que, comme tout le monde le sait, ... Donc, merci Eugène pour avoir fait en sorte que mes semaines commencent bien.



Un petit clin d'œil à tous mes potes, de l'Olympôle de Boulouris au DEA, avec un salut particulier à Chauss et Lito.

A doudou... pour "*l'Humanité : identité et différences, quelle place pour la tolérance?*" et sa mise en pratique au quotidien.

Enfin, j'exprime à ma famille toute ma gratitude pour son soutien.

Résumé

La vitesse de convergence intersismique au travers de l'Himalaya du Népal - paramètre essentiel dans l'étude du cycle sismique - est débattue depuis plusieurs années. Pour contraindre cette dernière, nous avons combiné avec succès des données géodésiques de campagnes, de stations cGPS et de stations DORIS, pour déterminer le mouvement de la plaque indienne ainsi que la déformation crustale actuelle au travers de l'Himalaya du Népal. Il ressort que le mouvement de l'Inde par rapport à l'Eurasie, que nous estimons à 35 mm.an^{-1} , est significativement moins rapide que celui déduit des modèles géologiques globaux de tectonique des plaques. Le modèle de déformation crustale au travers de l'Himalaya oriental et central indique que le MHT est bloqué sur une distance d'environ 115 km, de la surface jusqu'à une profondeur d'environ 20 km sous le front de la haute chaîne. Le raccourcissement horizontal, induit par un fluage ductile le long de la partie la plus profonde du MHT, correspond à $19 \pm 2.5 \text{ mm.an}^{-1}$ dans le Centre-Est Népal. Au travers du Népal occidental, le modèle de la déformation et le taux de raccourcissement évalué sont de $13.4 \pm 5 \text{ mm.an}^{-1}$, taux moins contraint, par manque de stations cGPS.

L'analyse des séries temporelles GPS a montré, outre le terme séculaire, des variations saisonnières importantes, notamment sur la composante horizontale perpendiculaire à la chaîne himalayenne. Nous avons pu mettre en évidence que ces variations saisonnières ne provenaient pas d'un artéfact de traitement, mais de la réponse flexurale de la croûte continentale à un chargement des aquifères situés dans la plaine du Gange. La réponse élastique de la lithosphère à cette charge saisonnière induit des variations de contrainte de Coulomb au niveau de l'essaim microsismique mi-crustal himalayen. Ces variations permettent d'expliquer au premier ordre les variations de taux de sismicité saisonnières mises en évidence à l'échelle du catalogue de sismicité népalais.

L'étude microstructurale de quartzites nous a, par ailleurs, permis d'estimer les contraintes différentielles présentes autour de la transition fragile-ductile. A partir de la combinaison de données thermométriques, structurales, géodésiques et paléopiezométriques, une loi rhéologique expérimentale des quartzites du Moyen-Pays himalayen a pu être définie. La détermination de cette loi de fluage apporte une contrainte supplémentaire à la connaissance de la structure rhéologique de la lithosphère continentale himalayenne, un paramètre essentiel dans les modèles mécaniques du cycle sismique.

Mots-clés

GPS, DORIS, Déformation, Intersismique, Tectonique, Convergence des plaques, Variations saisonnières, Délais troposphériques, Sismicité, Chargements, Rhéologie, Himalaya, Népal.

Abstract

The velocity of interseismic convergence through the Nepal Himalaya - essential parameter in the study of the seismic cycle - is discussed since several years. To constrain this velocity, we have successfully combined geodetic data from campaign GPS surveys, cGPS stations and DORIS stations to determine the plate motion of India and contemporary crustal strain across Nepal Himalaya. The pattern of crustal deformation across the Eastern and Central Himalaya, implies that the MHT is locked over a distance of about 115 km from the surface to a depth of about 20 km beneath the front of the mountain range. Horizontal shortening due to ductile creep along the deeper portion of the MHT appears to fall in the range $19 \pm 2.5 \text{ mm.yr}^{-1}$ along strike in Central and Eastern Nepal. Small (<20% of the slip rate) lateral variations are suspected in that area but are not properly resolved due to the low spatial sampling of the area. Across Western Nepal, the pattern of deformation and the shortening rate, given to be around $13.4 \pm 5 \text{ mm.yr}^{-1}$, is less well constrained due to the lack of cGPS stations.

The analysis of GPS time series showed, in addition to the secular term, important seasonal variations, in particular on the horizontal component perpendicular to the Himalayan range. We could highlight that these seasonal variations did not come from a processing artefact, but of the flexural response of the continental crust to an aquifer loading located in the Ganges basin. The flexural response to this seasonal load induced variations of Coulomb stress localised in the Himalayan midcrustal seismic swarm. These variations make it possible to explain in first order the seasonal variations seismicity rate highlighted on the Nepalese seismicity catalogue.

The study of the grain sizes of quartz enabled us to determine the amplitude of the differential stress present around the brittle-ductile transition. From the combination of thermometric, structural, geodetic and paleopiezometric data, an experimental rheological law of the Lesser Himalayan quartzites could be defined. The determination of this law brings an additional constrain to the knowledge of the rheological structure of the Himalayan continental lithosphere, an essential parameter in the mechanical models of the seismic cycle.

Keywords

GPS, DORIS, Deformation, Interseismic, Tectonic, Plate convergence, Seasonal variations, Tropospheric delays, Seismicity, Loading, Rheology, Himalaya, Nepal.

Table des matières

1	Introduction générale	1
1.1	L'Himalaya : conséquence de la collision Inde-Eurasie	2
1.2	Le contexte géologique	3
1.3	La structure de la Chaîne	9
1.4	La microsismicité en Himalaya	11
1.5	Objectifs et plan de la thèse	11
2	Mouvement de l'Inde et déformation intersismique de l'Himalaya du Népal	17
2.1	Introduction	17
2.2	Article publié dans Journal of Geodesy, accepté en Mars 2006	19
2.2.1	Abstract	19
2.2.2	Nepalese Abstract	20
2.2.3	Introduction	20
2.2.4	Tectonic setting	24
2.2.5	GPS analysis and results	25
2.2.6	Indian plate motion and velocity solutions	46
2.2.7	Interseismic deformation in the Himalayas of Central Nepal	50
2.2.8	Discussion and conclusion	62
2.3	Conclusion	63
3	Variations saisonnières observées sur les séries temporelles GPS de l'Himalaya du Népal	65
3.1	Introduction	65
3.2	Article en préparation	67
3.2.1	Abstract	67
3.2.2	Nepalese Abstract	68
3.2.3	Introduction	68
3.2.4	Data and data processing	69
3.2.5	Characteristic of seasonal strain variations	74
3.2.6	Tropospheric influences	76
3.2.7	Flexural response to Ganges loading	82
3.2.8	Conclusion	102
3.3	Conclusion	102
4	Contraintes dans la lithosphère: Analyse des paléocontraintes à partir des tailles de grains de Quartz recristallisés	105
4.1	Introduction	105
4.2	Contexte Géologique	107
4.3	Echantillonnage et technique utilisée	108
4.3.1	Echantillonnage	108

4.3.2	Technique utilisée	111
4.4	Interprétation	117
4.4.1	Lois de fluage des Quartzites	120
4.5	Conclusion	128
5	Conclusion générale	131
6	Perspectives	133
A	Liste des acronymes	135
B	Théorie du Global Positioning System	137
B.1	Historique du système GPS	138
B.2	Les satellites GPS	138
B.2.1	La constellation	138
B.2.2	Les signaux émis	139
B.2.3	Détermination et précision des orbites	141
B.3	Equations d'observations	143
B.3.1	Pseudo-distance	143
B.3.2	Phase	144
B.4	Décalages d'horloges	145
B.5	Centre de phase des antennes	146
B.6	Différences entre les équations	146
B.6.1	Simple différences	146
B.6.2	Double différences	147
B.6.3	Triple différences	148
B.7	Effets atmosphériques	149
B.7.1	Effets de l'ionosphère	149
B.7.2	Effets de la troposphère	150
B.8	Expressions des observations après correction	150
B.9	Combinaisons linéaires des observations	152
B.9.1	Combinaison L_3 éliminant les effets de l'ionosphère	152
B.9.2	Combinaison L_4 éliminant les effets géométriques	152
B.9.3	Combinaison L_5 , ambiguïtés de grandes longueurs d'ondes	152
B.9.4	Combinaison L_6	153
B.10	Traitement des données GPS à l'aide du logiciel BERNESSE	153
B.10.1	Stratégie et différentes étapes de calculs utilisées	153
B.10.2	Solutions journalières et création des séries temporelles	155
C	Lames minces des Quartzites	157
D	Lignes de base GPS	167
	Liste des figures	170
	Liste des tableaux	183
	Références bibliographiques	185
	Index	199

Chapitre 1

Introduction générale

Sommaire

1.1	L'Himalaya : conséquence de la collision Inde-Eurasie	2
1.2	Le contexte géologique	3
1.3	La structure de la Chaîne	9
1.4	La microsismicité en Himalaya	11
1.5	Objectifs et plan de la thèse	11

...Les tremblements de terre résultent des efforts géologiques généraux qui ont élevé les montagnes, plissé, rompu et charrié les unes sur les autres les strates terrestres...

MONTESUS DE BALLORE, 1911

Les chaînes de montagne sont la manifestation la plus spectaculaire de la dynamique continentale. Elles résultent non seulement de la déformation induite par la tectonique des plaques, mais également de processus externes (Avouac & Burov, 1996; Molnar & England, 1990).

L'Himalaya est l'exemple le plus frappant d'une orogénèse active résultant de la collision inter-plaques.

Cette chaîne incomparablement longue et élevée est le résultat d'un raccourcissement et d'un épaissement crustal, auxquels s'ajoute une intense dénudation due au climat de mousson et à des séismes majeurs fréquents. La relation de cet arc à la tectonique des plaques est identifiée depuis longtemps (Argand, 1924; Tapponnier & Molnar, 1976; Dewey & Bird, 1970). La structure de cette

chaîne est maintenant contrainte au premier ordre, aussi bien par son histoire pétro-métamorphique que par la cinématique de sa déformation active.

L'histoire géologique à long terme de cette chaîne de plusieurs millions à plusieurs dizaines de millions d'années a été documentée par des études structurales, thermobarométriques et thermo-chronologiques. La morphotectonique a permis d'identifier son évolution depuis plusieurs milliers ou dizaines de milliers d'années. Enfin, les mesures géodésiques et la surveillance sismologique permettent de révéler les taux de déformation et de contrainte sur plusieurs années.

L'Himalaya est donc un excellent endroit pour étudier les relations entre déformation géodésique, sismicité et les lois rhéologiques gouvernant ces phénomènes.

1.1 L'Himalaya : conséquence de la collision Inde-Eurasie

L'arc himalayen et le plateau tibétain sont nés de la collision entre l'Inde et l'Eurasie (*e.g.* Powell & Conaghan, 1973). Les deux continents ont été, par le passé, séparés par l'océan Tethysien, qui a subducté sous la marge méridionale de l'Asie (Fig. 1.1). L'âge du début de la collision est encore discuté, mais on l'estime entre 60 et 45 Ma. Plusieurs études indiquent que la suture a commencé dans l'Ouest himalayen (*e.g.* DeSigoyer *et al.*, 2000; Ding *et al.*, 2005; Rowley, 1996) et a migré vers l'Est. La reconstruction du mouvement de la plaque indienne relativement à l'Eurasie (Fig. 1.2a) montre une diminution brusque du taux de convergence (d'environ 15 cm.an⁻¹ à 4-5 cm.an⁻¹), résultant probablement de la collision d'il y a 50 Ma (Fig. 1.2b, Molnar & Tapponnier, 1975; Patriat & Achache, 1984). Depuis cette période, l'Inde a pénétré l'Asie d'environ 3000 kilomètres, produisant une combinaison d'extrusion latérale et d'épaississement crustal, engendrant les plus hautes topographies présentes sur terre (*e.g.* Harrison *et al.*, 1992; Molnar & Tapponnier, 1975; Tapponnier *et al.*, 2001)(Fig. 1.3).

Bien que les modèles, la cinématique des failles actives en Asie, et les mesures géodésiques montrent clairement une combinaison de décrochement et de raccourcissement crustal, la contribution respective de ces deux mécanismes de la déformation globale reste une question discutée (Avouac & Tapponnier, 1993; Larson *et al.*, 1999; Molnar & Tapponnier, 1975; Peltzer & Tapponnier, 1988; Tapponnier & Molnar, 1977; Wang *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2004)(Fig.1.4).

Actuellement, l'Inde du Nord se déplace d'environ 35 mm.an⁻¹ le long d'un azimuth N15°E (31 mm.an⁻¹ le long d'un azimuth de N10°E pour un point situé à la syntaxe Ouest himalayenne et 38 mm.an⁻¹ le long d'un azimuth N20°E pour un point situé à la syntaxe Est himalayenne) (Bettinelli *et al.*, 2006, *c.f.* Chapitre 2)(Fig. 1.2b). Ce taux est inférieur de presque 25% à ce que le modèle issu de l'ouverture de l'Océan Indien suggère (Fig. 1.2b). Les taux de convergence à l'échelle de l'Holocène, déterminés à partir de la datation des terrasses alluviales, sont estimés à 21 ± 1.5 mm.an⁻¹ (Lavé & Avouac, 2000). Certains auteurs proposent que le MCT soit actif sur la base d'un argumen-

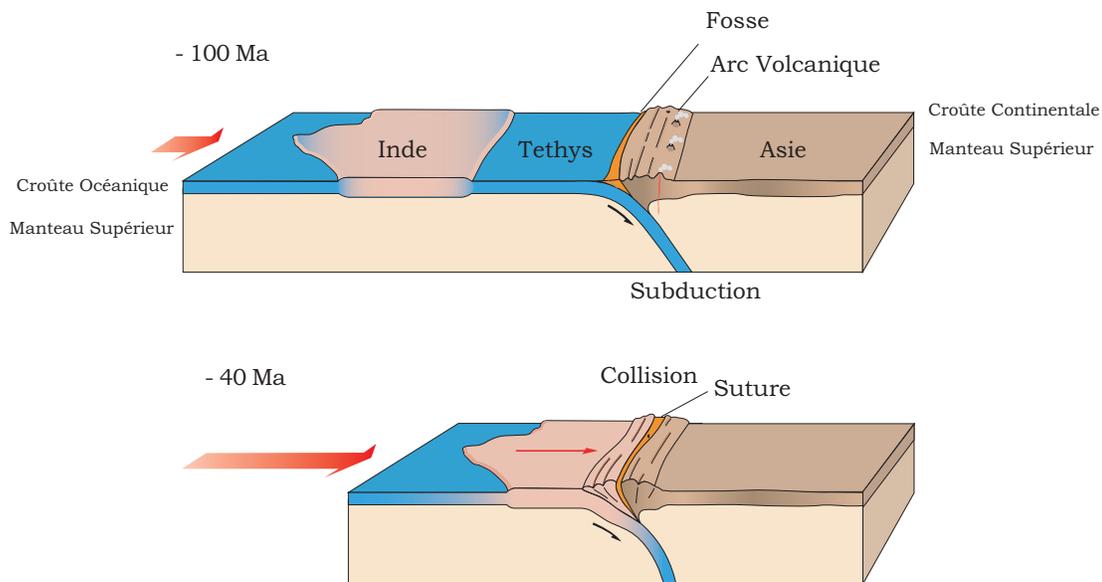


FIG. 1.1 – Schéma géodynamique de la subduction jusqu’au début de la collision - Il y a environ 50 Ma, la bordure Nord-Ouest du continent Indien arrive au contact de la marge asiatique. A partir de ce moment, l’océan téthysien se ferme complètement et la formation de l’Himalaya commence (modifié de Malavieille et al., 2002).

taire essentiellement géomorphologique (e.g. Hodges *et al.*, 2004). Cette déformation hors-séquence sub-millimétrique (d’après des analyses d’isotopes cosmogéniques, Be^{10}) ne peut être mise en évidence sur les séries temporelles GPS à l’échelle du réseau existant. Il est à noter que, depuis une dizaine d’années, les taux de convergence actuels déterminés par GPS sont débattus. Certains l’estiment à $\sim 12 \text{ mm.an}^{-1}$ (Chen *et al.*, 2004, Fig. 1.5), d’autres l’estiment à $\sim 20 \text{ mm.an}^{-1}$ (e.g. Bilham *et al.*, 1997; Jouanne *et al.*, 1999; Jouanne *et al.*, 2004; Larson *et al.*, 1999, Fig. 1.6).

Nous verrons que les données géodésiques analysées au cours de cette thèse permettent de préciser la vitesse de convergence intersismique. Ces données, issues de campagnes et de stations permanentes (GPS et DORIS¹), montrent, outre le terme séculaire, des variations saisonnières importantes (Flouzat *et al.*, 2002).

1.2 Le contexte géologique

La chaîne himalayenne longe, au Nord, le sous-continent indien ; elle le sépare du haut plateau tibétain. Celle-ci se situe au Sud de la zone de suture et se compose uniquement de terrains de la plaque indienne. La structure himalayenne est constituée d’accidents intralithosphériques à pendage Nord. Les contacts majeurs sont du Sud vers le Nord (Gansser, 1964, Fig. 1.7) :

★ Le Main Frontal Thrust (MFT) ;

1. *Nota Bene*: La liste des Acronymes est disponible en Annexe A

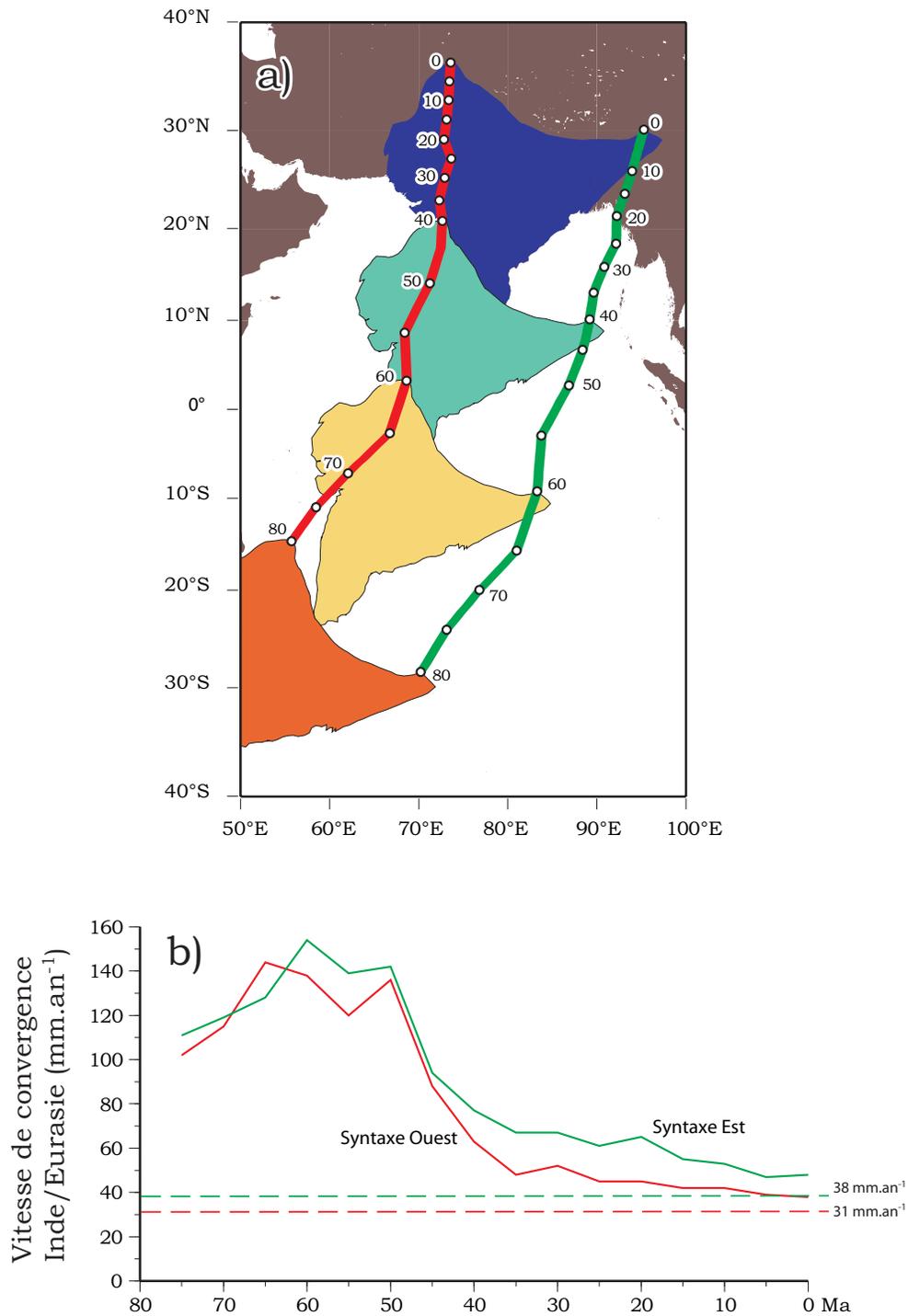


FIG. 1.2 – Mouvement de l'Inde par rapport à la plaque Eurasiennne depuis 80 Ma (Royer & Patriat, 2002). a) Mouvement déduit de la combinaison des mouvements relatifs Inde-Afrique, Afrique-Amérique du Nord et Amérique du Nord-Eurasie. b) Variations temporelles de la vitesse de rapprochement de l'Inde par rapport à l'Eurasie. Les trajectoires et la vitesse de la plaque Indienne sont calculées pour deux points situés sur la suture Himalayenne, en rouge pour le point Occidental et en vert pour le point Oriental. Les vitesses actuelles déterminées par GPS aux mêmes points sont indiquées pour la comparaison (lignes pointillées, Bettinelli et al., 2006).

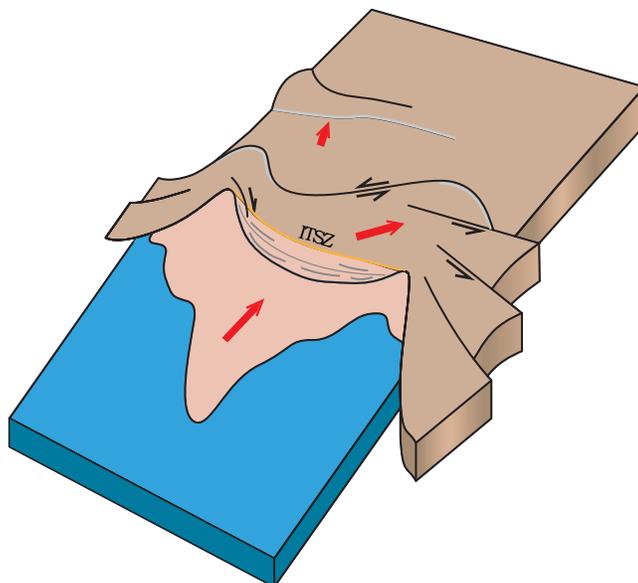


FIG. 1.3 – Schéma montrant comment la collision Indo-Eurasienne a été absorbée par une combinaison d'épaississement crustal et d'extrusion latérale (issu de Avouac, 2003).

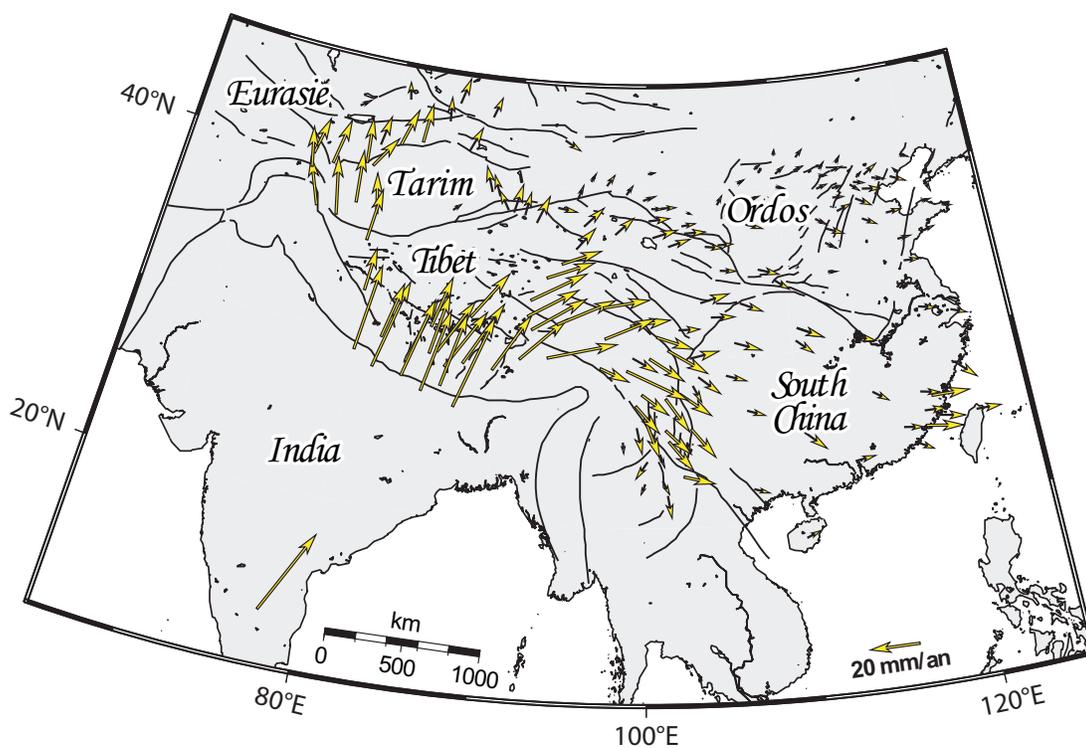


FIG. 1.4 – Vitesses relatives à l'Eurasie stable mesurées par GPS sur une période d'environ 10 ans (données issues de Wang et al., 2001).

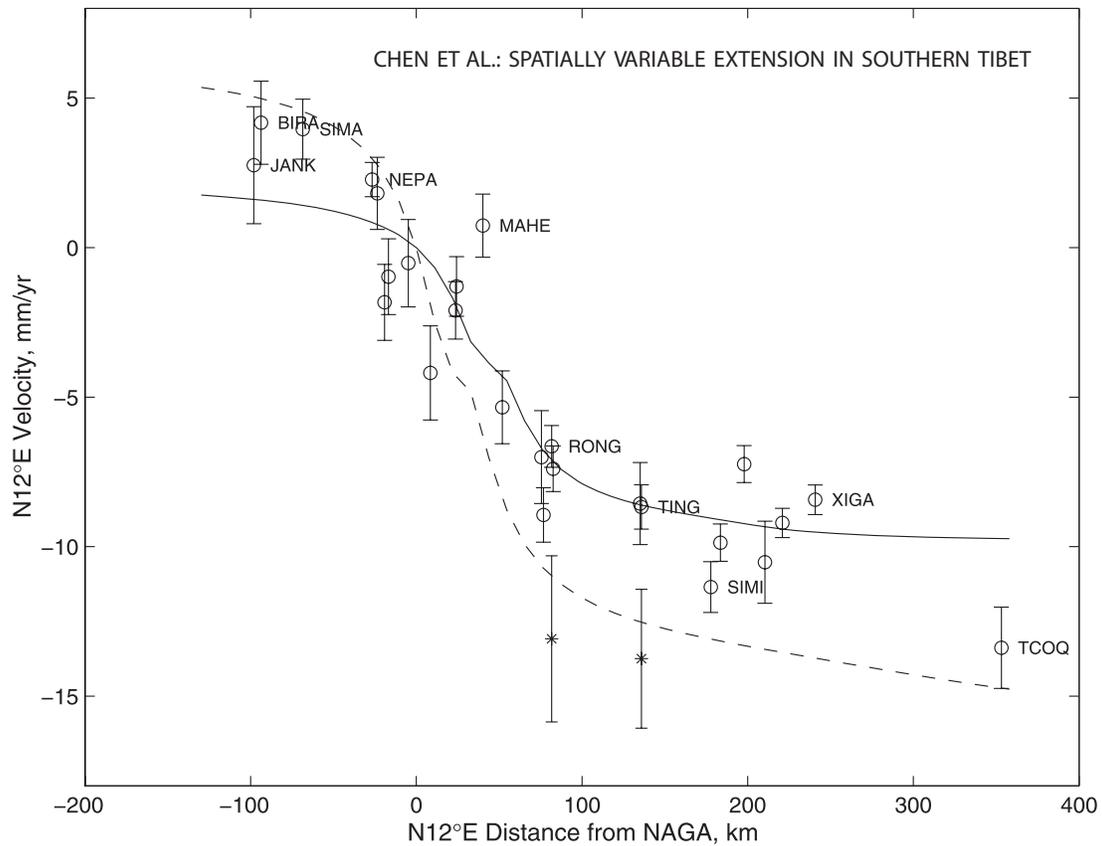


FIG. 1.5 – Vitesses relatives à la station de Nagarkot (issues de Chen et al., 2004). Les cercles et les étoiles représentent respectivement les vitesses calculées par Chen et al., 2004 et Larson et al., 1999. Les lignes continues et pointillées montrent respectivement les vitesses prédites par les modélisation de Chen et al., 2004 ($12.4 \pm 0.4 \text{ mm.an}^{-1}$) et celles de Larson et al., 1999 ($20 \pm 1 \text{ mm.an}^{-1}$).

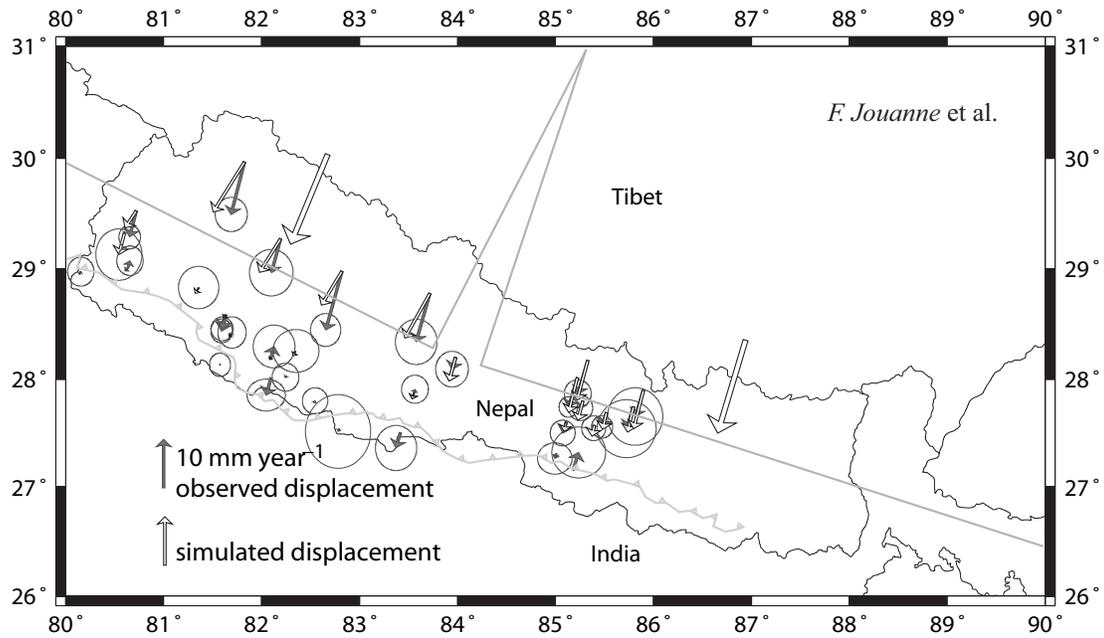


FIG. 1.6 – Simulation des champs de vitesses utilisant un modèle type dislocation élastique. Les deux dislocations correspondent à la simulation des champs de déplacement intersismique du Centre et Ouest Népal. Les déplacements observés sont représentés avec leurs ellipses d'erreur à 95% de confiance. Pour chacun des points du réseau sont illustrées les vitesses simulées (Jouanne et al., 2004).

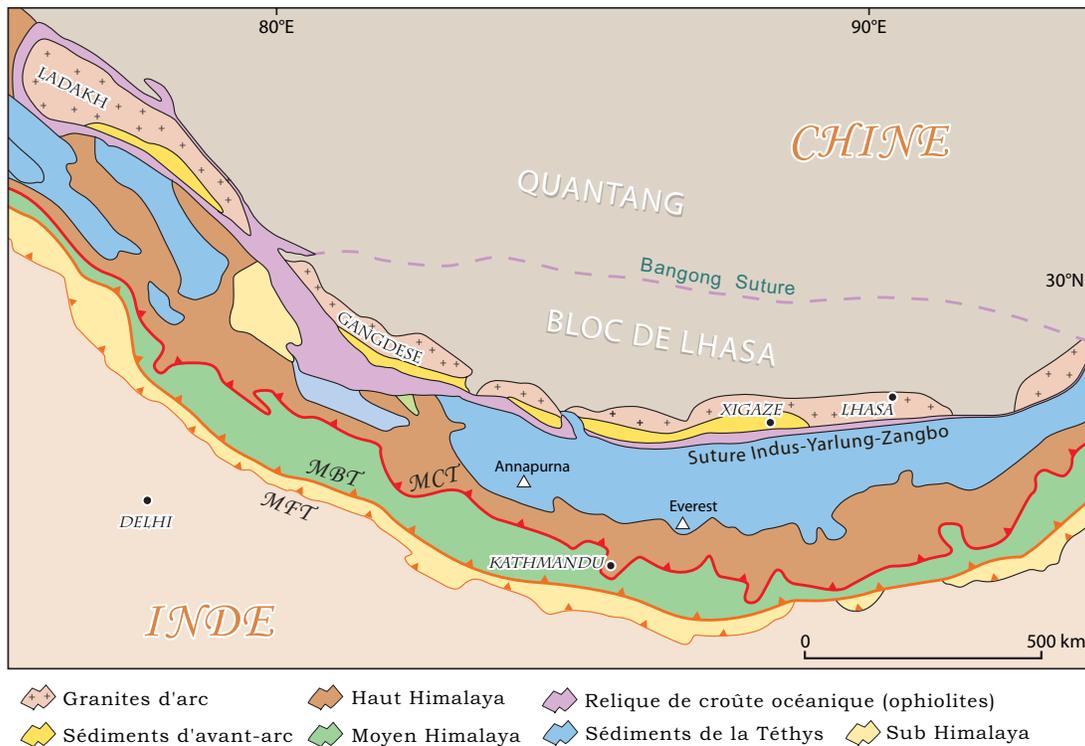


FIG. 1.7 – Carte géologique simplifiée montrant les différentes unités principales présentes le long de l'arc himalayen (Malavieille et al., 2002)

- ★ Le Main Boundary Thrust (MBT) ;
- ★ Le Main Central Thrust (MCT).

Le MCT est situé au pied de la Haute Chaîne (Le Fort, 1975) alors que le MBT et le MFT délimitent le piémont Sub himalayen. Ces accidents chevauchants mettent en contact différentes formations géologiques, respectivement du Sud au Nord (Fig. 1.7):

- ★ Les Siwaliks, ou Sub Himalaya ;
- ★ Le Moyen Pays, ou Lesser Himalaya ;
- ★ Le Haut Himalaya cristallin, ou Haute Chaîne, ou encore Dalle du Tibet.

Au sud, les chaînons des Siwaliks forment le sub-Himalaya. Ils sont constitués de matériel détritico-molasse et grès, provenant de la destruction des reliefs himalayens et déposés sur les vieux boucliers indiens. Les molasses qui les composent, accumulées depuis environ 15 Ma, ont été décollées du socle, plissées et portées en surface par divers chevauchements, dont le Grand Chevauchement Frontal (MFT) qui marque leur bordure sud et les sépare de la plaine du Gange.

Le Moyen Himalaya chevauche les Siwaliks au niveau du Chevauchement Bordier (MBT). Il est formé de roches schisteuses, d'âge majoritairement Précambrien caractérisées par une schistosité bien prononcée. L'allure régionale de ces plans de schistosité est parallèle aux grandes failles et présente

une pente faible vers le nord. Dans le plan de foliation, les minéraux sont généralement étirés ou alignés dans une direction Nord-Sud (linéation minérale ou d'étirement), indiquant une direction du raccourcissement perpendiculaire à la chaîne.

Le Haut Himalaya chevauche le Moyen-Himalaya au niveau du Grand Chevauchement Central (MCT). Il comprend un soubassement cristallin précambrien d'épaisseur moyenne voisine de 5000 m, le Haut Himalaya cristallin. Ce soubassement est constitué en partie de gneiss à faible pendage vers le nord. Au-dessus, vient une série sédimentaire épaisse d'environ 10 km, allant du Cambrien (540 Ma) à l'Eocène (50 Ma), à faciès de plate-forme continentale subsidente.

Cette structure montre qu'une fois l'ensemble Inde-Eurasie soudé, le mouvement persistant de l'Inde vers le Nord, a conduit au clivage de la plaque indienne. L'Himalaya apparaît ainsi aujourd'hui comme un empilement d'écaillés de croûte continentale (Fig. 1.8).

1.3 La structure de la Chaîne

La datation, par radiochronologie, des minéraux formés au cours de l'empilement d'écaillés qui constituent l'Himalaya permet d'en retracer l'histoire. Il s'avère que ces grands chevauchements décrits précédemment (MCT, MBT, et MFT) sont apparus successivement du Nord vers le Sud, comme on l'observe aussi dans les expériences analogiques.

Le MCT est ainsi le plus précoce. Il a fonctionné à partir de 36 Ma, pour l'essentiel entre 25 et 10 Ma. Vers 10 Ma, le mouvement du Moyen Himalaya sous le Haut Himalaya se bloque, entraînant la formation de nouveaux clivages dans une zone plus externe : le MBT, au Nord des Siwaliks, puis le MFT, au front du sub-Himalaya. L'étude des déformations récentes, à partir de terrasses fluviales déformées, montre que ce dernier est encore actif à l'heure actuelle (Lavé & Avouac, 2000).

Ces clivages successifs sont facilités par le fait que le poids de la chaîne en cours d'édification induit une flexion de la lithosphère de l'avant-pays, donnant ainsi naissance à des bassins (bassin molassique Miocène des Siwaliks, puis au bassin Quaternaire de la plaine du Gange), larges de 200 à 300 km et atteignant 7000 m d'épaisseur au pied de la chaîne.

Les profils sismiques suggèrent que ces chevauchements s'enracinent dans une zone de cisaillement horizontale, à une profondeur d'environ 40 km (Hauck *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 1996; Zhao & Nelson, 1993, Fig. 1.11). Le chevauchement unique qui en résulte, le MHT, s'apparente à un grand plan de décollement. D'après Cattin & Avouac, 2000, les coefficients de friction le long du MHT sont faibles (<0.1). Ceux-ci suggèrent que le prisme d'accrétion de la chaîne himalayenne ne se déforme pas. Nous chercherons à vérifier ce résultat par l'étude des paléocontraintes obtenues à partir des tailles de grains de Quartz recristallisés.

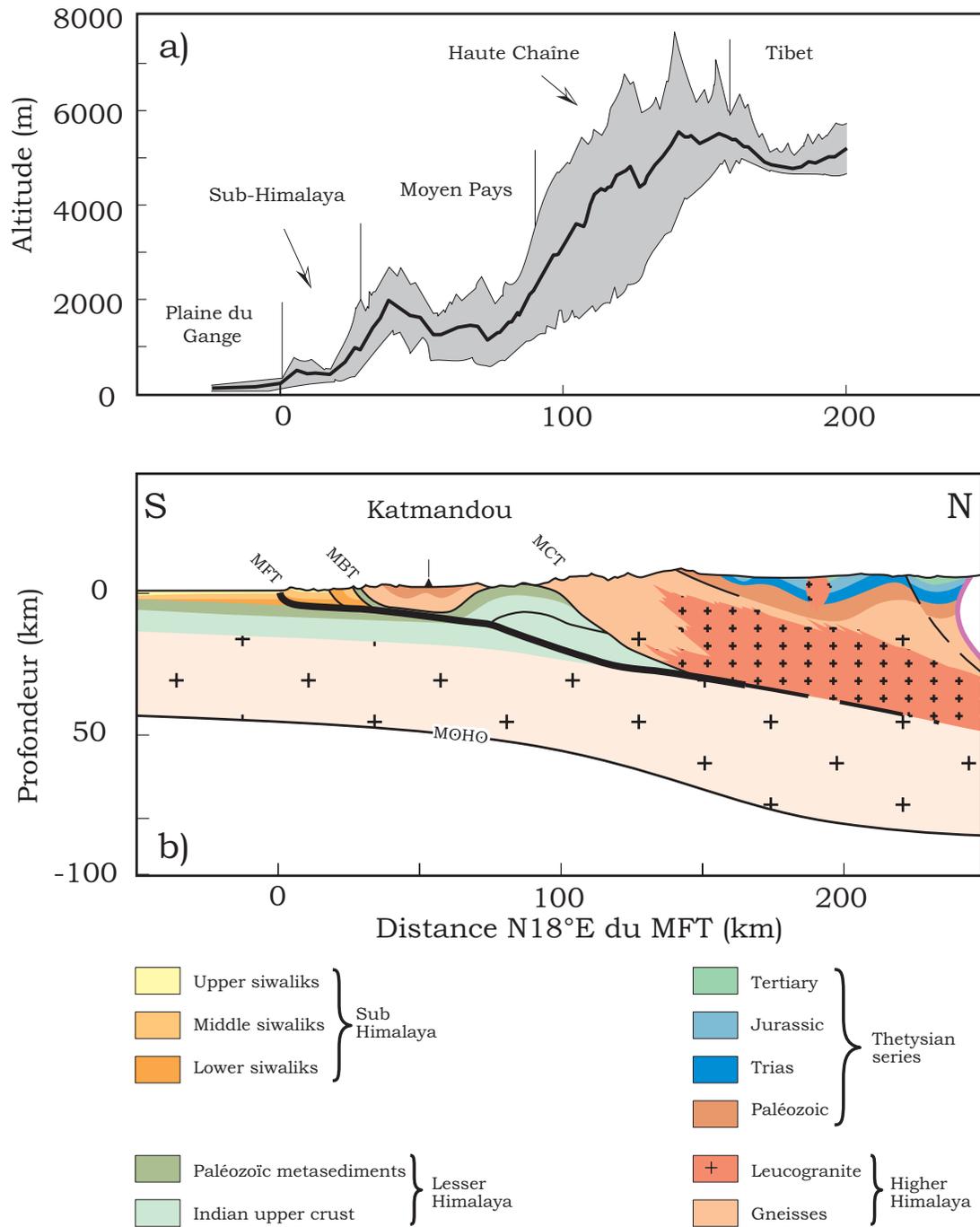


FIG. 1.8 – Coupes transversales N18°E de la chaîne himalayenne. a) Profil topographique exagéré. b) Coupe géologique au travers de l'Himalaya selon un azimuth N18°E passant par Kathmandou (Lavé & Avouac, 2000).

1.4 La microsismicité en Himalaya

L'Histoire nous montre que la chaîne himalayenne a été touchée à plusieurs reprises par d'importants tremblements de terre (*e.g.* Rana, 1935; Chen & Molnar, 1977; Pandey & Molnar, 1988; Bilham, 1995; Pant, 2002, Fig. 1.9 et 1.10).

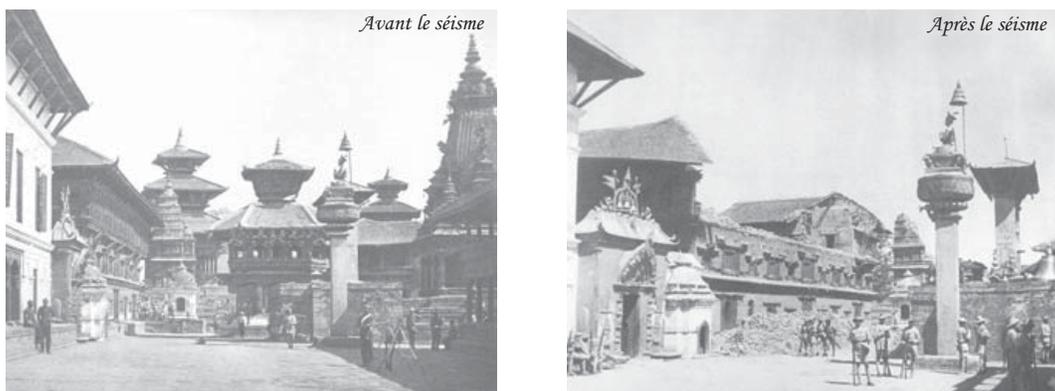


FIG. 1.9 – Vues de Duhar Square à Bhaktapur, près de Katmandou, avant et après le séisme de 1934.

Le réseau sismique présent en Himalaya, grâce à la collaboration entre le Commissariat à l'Energie Atomique / Département Analyse, Surveillance, Environnement et le Département des Mines et de la Géologie du Népal (CEA/DASE-DMG), révèle que la chaîne est perpétuellement agitée par de petits séismes, dont la plupart sont imperceptibles à l'homme. Ces séismes se localisent, en carte, le long de la courbe de niveau 3500 mètres, correspondant au front des hauts sommets himalayens (Bollinger *et al.*, 2004, Fig. 1.12). La microsismicité résulte de l'augmentation de contrainte pendant la période intersismique (Bollinger *et al.*, 2004; Cattin & Avouac, 2000). De plus, il apparaît des variations saisonnières au sein de ce taux de microsismicité (Fig. 1.14, Bollinger *et al.*, 2007). Nous confronterons la saisonnalité mise en évidence par les séries temporelles GPS avec celles issues de l'étude de la microsismicité.

1.5 Objectifs et plan de la thèse

Les objectifs initiaux de cette thèse étaient donc :

-1- De mieux contraindre la vitesse de convergence intersismique au travers de l'Himalaya en tirant profit des stations GPS permanentes installées, depuis 1997, par le DASE, en collaboration avec le DMG.

-2- D'analyser les variations saisonnières des positions GPS et comprendre leur origine (artefact de traitement, origine physique, ...) et la relation éventuelle avec les variations saisonnières de sismicité.

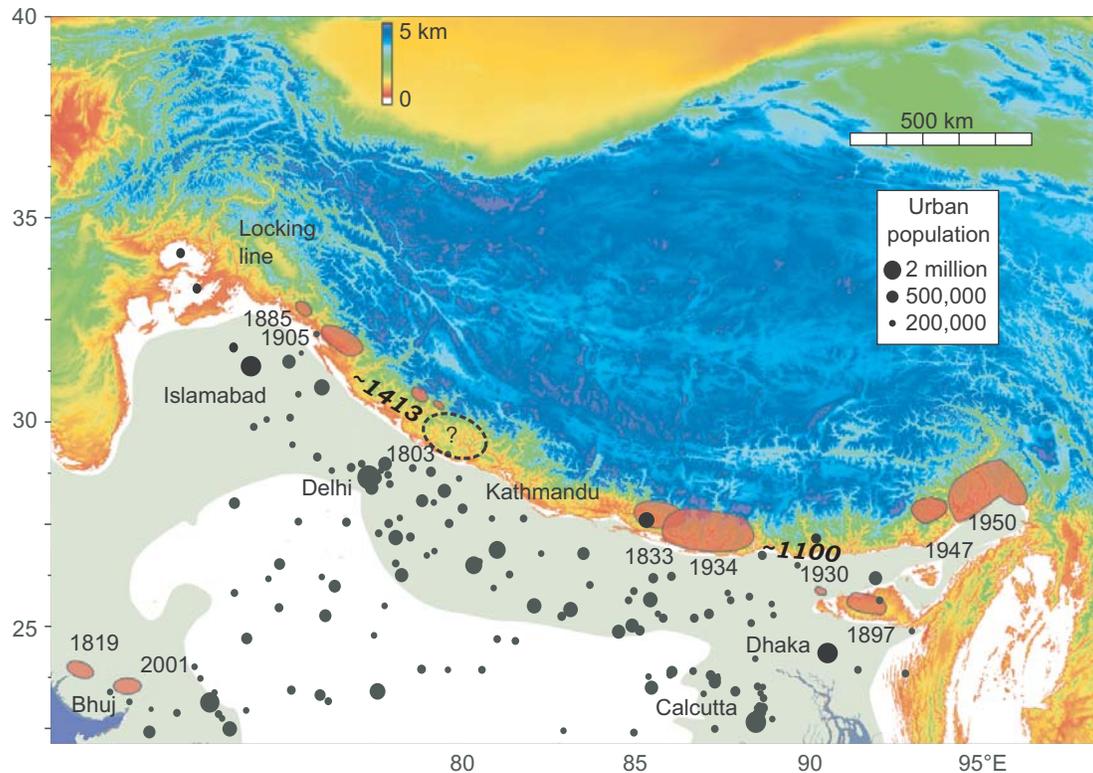


FIG. 1.10 – Zones de rupture des tremblements de terre majeurs situés le long de l'Himalaya (Ambraseys, 2000; Ambraseys & Bilham, 2000; Ambraseys & Jackson, 2003; Bilham, 2004). Les événements de ~ 1100 et ~ 1413 sont issus d'études paléosismiques (Kumar et al., 2006; Lavé et al., 2005; Upreti et al., 2000). D'après Kumar et al., 2006, il serait possible que le séisme de ~ 1413 soit relié au tremblement de terre de 1505, impliquant donc que nous ayons eu un événement de magnitude (M_w) proche de 9. Carte modifiée de Bilham et al., 2001.

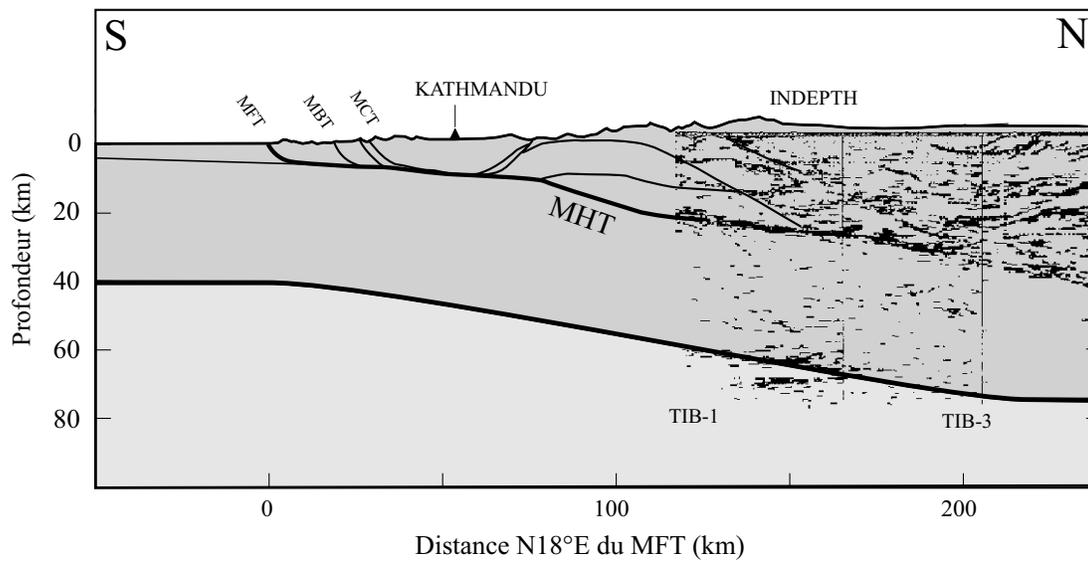


FIG. 1.11 – Coupe structurale au travers du Népal Central montrant les principales structures (MFT: Main Frontal Thrust, MBT: Main Boundary Thrust, MCT: Main Central Thrust et MHT: Main Himalayan Thrust). Les profils sismiques TIB-1 et TIB-3, issus du projet INDEPTH, sont aussi reportés (Hauck et al., 1998; Nelson et al., 1996; Zhao & Nelson, 1993).

-3- De proposer une loi rhéologique expérimentale en s'appuyant sur des données de thermométries (Beysac *et al.*, 2004) et paléopiezométriques acquises au cours de cette thèse.

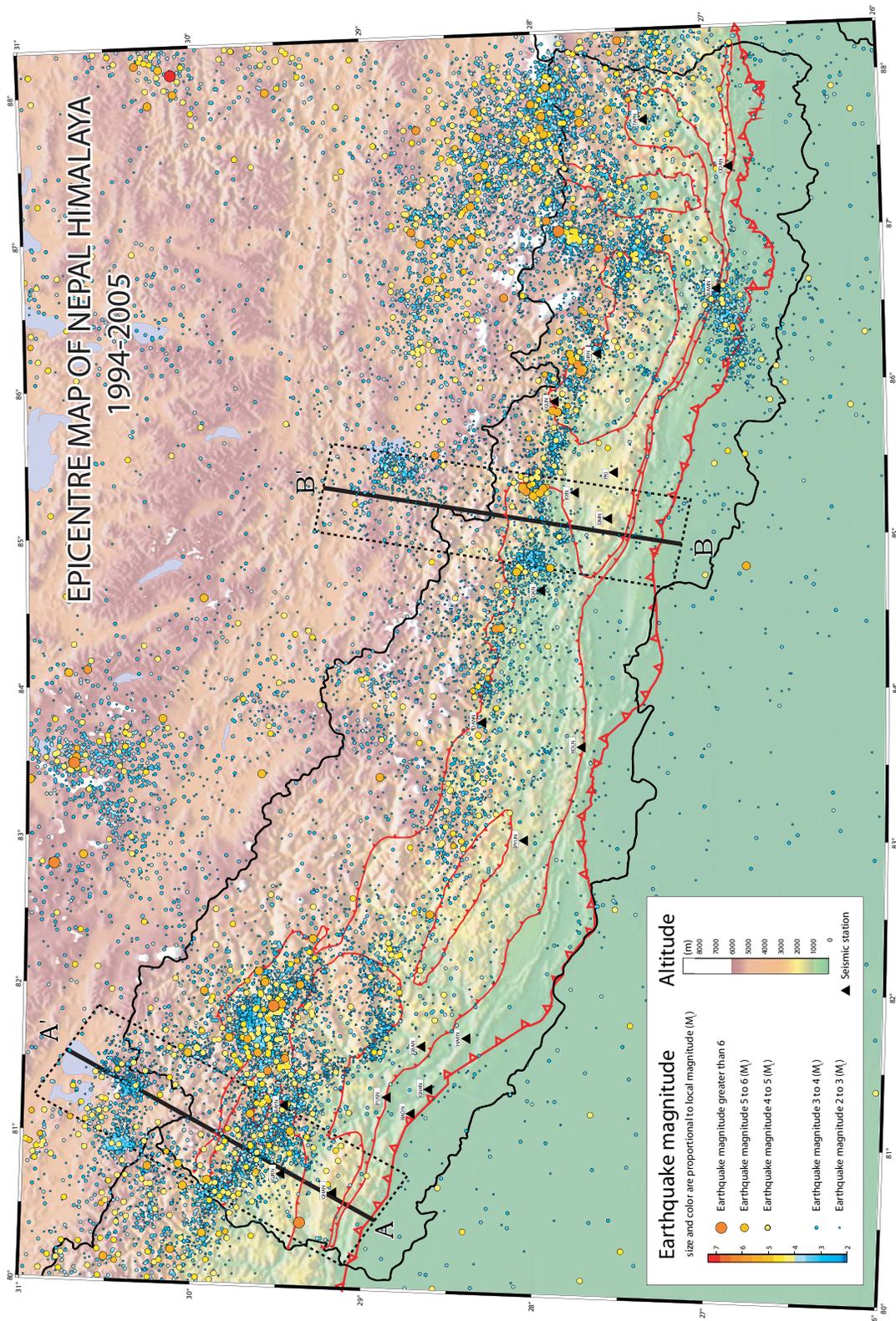


FIG. 1.12 – Carte montrant la microsismicité enregistrée au Népal par le réseau permanent du DASE/DMG entre 1994 et 2005. Les profils AA' et BB' représentent la position des coupes reportées sur la Fig. 1.13 (Carte publiée par le National Seismological Centre du Népal).

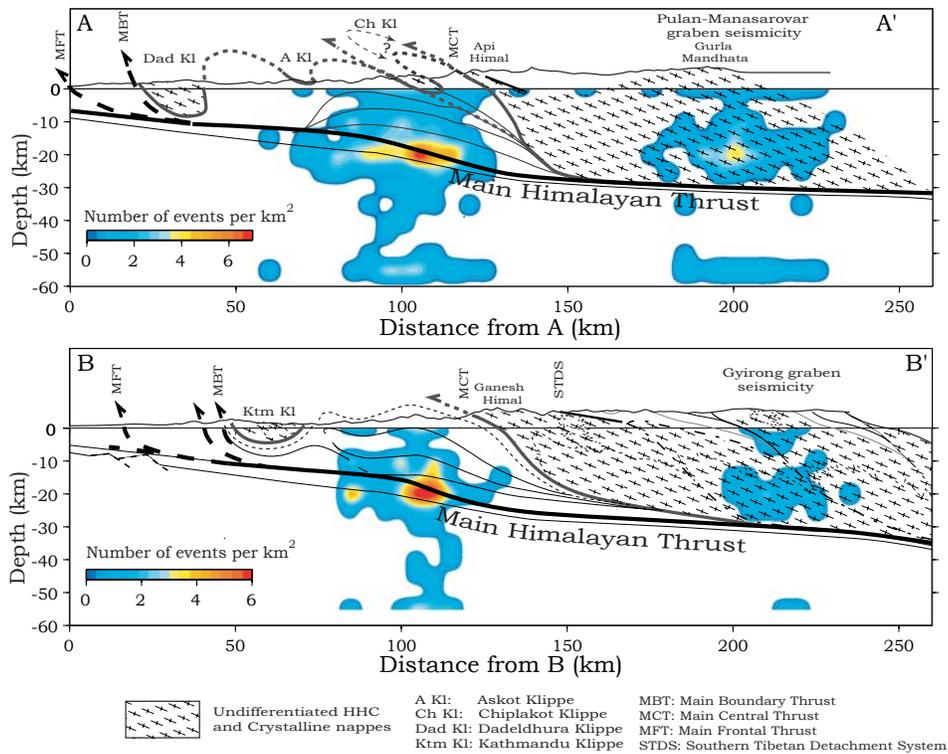


FIG. 1.13 – Coupes de la distribution en profondeur de la microsismicité. Les principales structures sont aussi reportées. Les profils AA' et BB' se localisent respectivement dans le Grand-Ouest et le Centre-Est Népal. La distribution est calculée à partir des événements à ± 35 km des profils (zones pointillées de la Fig. 1.12) (Coupes publiées par le National Seismological Centre du Népal, Coupes géologiques de Bollinger, 2002).

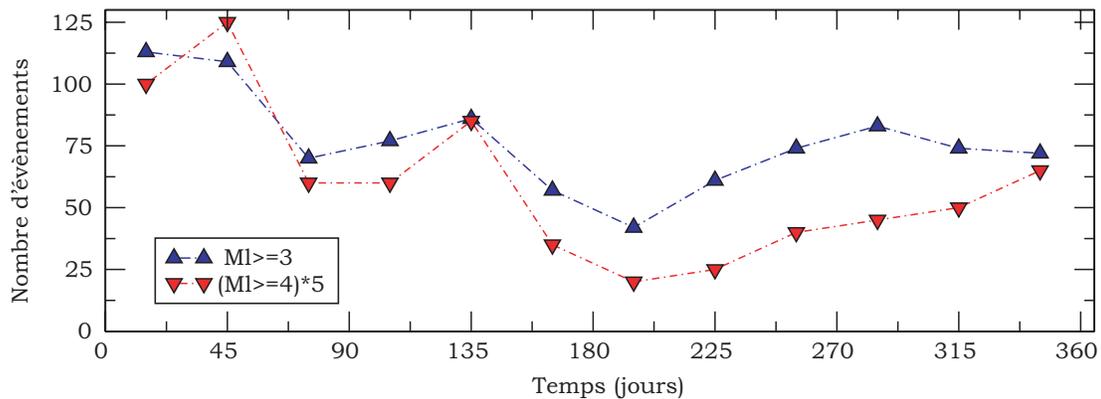


FIG. 1.14 – Variations saisonnières du taux de sismicité. Variation de sismicité moyenne entre le 04 Janvier 1995 et le 04 Novembre 2000 pour des Magnitudes $M_I \geq 3$ et $M_I \geq 4$. Le nombre d'événements de Magnitude supérieure à 4 a été multiplié par 5. Figure modifiée de Bollinger et al., 2007.

Chapitre 2

Mouvement de l'Inde et déformation intersismique de l'Himalaya du Népal

Sommaire

2.1	Introduction	17
2.2	Article publié dans Journal of Geodesy, accepté en Mars 2006	19
2.2.1	Abstract	19
2.2.2	Nepalese Abstract	20
2.2.3	Introduction	20
2.2.4	Tectonic setting	24
2.2.5	GPS analysis and results	25
2.2.6	Indian plate motion and velocity solutions	46
2.2.7	Interseismic deformation in the Himalayas of Central Nepal	50
2.2.8	Discussion and conclusion	62
2.3	Conclusion	63

2.1 Introduction

Les différentes études publiées dans le passé proposaient des taux de raccourcissement au travers de la chaîne Himalayenne s'étalant de 12 à 21 mm.an⁻¹ (Chen *et al.*, 2004; Jouanne *et al.*, 2004; Larson *et al.*, 1999; Bilham *et al.*, 1997). L'objectif premier de ce travail fut de contraindre plus précisément cette amplitude de vitesse de raccourcissement entre le plateau Sud Tibétain et l'Inde. Pour ce faire, nous avons à notre disposition quatre types de données :

- ★ des données de nivellement disponibles le long de la route traversant le Népal Central, entre l'Inde et la frontière Sud Tibétaine,

- ★ des données Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS) de la station Everest (EVEB) qui ont été traitées depuis 1993,
- ★ des données de campagnes Global Positioning System (GPS) issues de différents groupes entre les années 1995 et 2001,
- ★ ainsi que des données de stations GPS continues opérationnelles depuis la fin 1997, disposées le long d'un transect longitudinal passant par Kathmandu.

Les données GPS ont été traitées à l'aide du logiciel Bernese V4.2, incluant 20 stations International GNSS Service (IGS). Les solutions journalières ont ensuite été combinées grâce au logiciel Quasi-Observation Combination Analysis (QOCA) et mises en référence dans le système International Terrestrial Reference Frame 2000 (ITRF2000). Afin de compléter spatialement notre série de données, nous avons transformé les vitesses des stations Sud Tibétaine, initialement publiées en ITRF97 (Chen *et al.*, 2004), en ITRF2000.

Disposant de vitesses, toutes exprimées dans un même référentiel (ITRF2000), nous avons ensuite calculé le pôle de rotation de la plaque indienne afin de pouvoir transformer les vitesses ITRF2000 en vitesses par rapport à l'Inde fixe. Le pôle de la plaque tectonique indienne en ITRF2000 se situe à $51.409 \pm 1.560^\circ\text{N}$ et $-10.915 \pm 5.556^\circ\text{E}$ avec une vitesse angulaire de $0.483 \pm 0.015^\circ.\text{Ma}^{-1}$. Au cours de la détermination du pôle de rotation, nous avons pu nous apercevoir que la plaque Indienne pouvait être assimilée à un bloc rigide puisque le changement sur les lignes de base entre les stations, respectivement situées au Sud de l'Inde et au niveau du piémont Himalayen, accommode moins de 2 mm.an^{-1} .

Après avoir exprimé toutes les vitesses par rapport à la plaque indienne, nous avons entrepris de calculer les taux de déformation intersismique au travers de la chaîne Himalayenne, à partir d'un modèle de dislocation élastique simple.

Tenant compte des incertitudes induites par le changement de référentiel (ITRF2000 \Rightarrow Inde fixe), nous avons pu estimer le taux moyen de convergence pour le Centre-Est Népal, équivalent à $19 \pm 2.5 \text{ mm.an}^{-1}$ (avec un taux de confiance à 67%). Pour ce modèle, la faille MHT (Main Himalayan Thrust) modélisée s'avère être bloquée depuis la surface jusqu'à la profondeur de 20 km, équivalent à une distance de 115 km du front (admettant un pendage de $\sim 10^\circ$). Dans cette région, les paramètres du modèle ont pu être bien contraints grâce aux longues et continues séries GPS et DORIS. Plus à l'Ouest, le taux de convergence est estimé à $13 \pm 5 \text{ mm.an}^{-1}$, proposant une zone bloquée sur plus de 150 km. Les légères différences entre les taux géologiques ($21 \pm 1.5 \text{ mm.an}^{-1}$) et les taux issus de la géodésie spatiale ($19 \pm 2.5 \text{ mm.an}^{-1}$), dans le Centre-Est Népal, ainsi que les

plus faibles taux de l'Ouest Népal comparés à ceux de l'Est, nous permettent d'envisager de possibles variations temporelles des taux de contrainte au cours de la période intersismique du cycle sismique dans cette région.

2.2 Article publié dans *Journal of Geodesy*, accepté en Mars 2006

Auteurs: Pierre Bettinelli · Jean-Philippe Avouac · Mireille Flouzat · François Jouanne · Laurent Bollinger · Pascal Willis · Gyani Raja Chitrakar

2.2.1 Abstract

We analyse geodetically estimated deformation across the Nepal Himalaya in order to determine the geodetic rate of shortening between Southern Tibet and India, previously proposed to range from 12 to 21 mm.yr⁻¹. The dataset includes spirit-levelling data along a road going from the Indian to the Tibetan border across Central Nepal, data from the DORIS station on Everest, which has been analysed since 1993, GPS campaign measurements from surveys carried on between 1995 and 2001, as well as data from continuous GPS stations along a transect at the longitude of Kathmandu operated continuously since 1997. The GPS data were processed in International Terrestrial Reference Frame 2000 (ITRF2000), together with the data from 20 International GNSS Service (IGS) stations and then combined using quasi-observation combination analysis (QOCA). Finally, spatially complementary velocities at stations in Southern Tibet, initially determined in ITRF97, were expressed in ITRF2000. After analysing previous studies by different authors, we determined the pole of rotation of the Indian tectonic plate to be located in ITRF2000 at $51.409 \pm 1.560^\circ\text{N}$ and $-10.915 \pm 5.556^\circ\text{E}$, with an angular velocity of $0.483 \pm 0.015^\circ.\text{Myr}^{-1}$. Internal deformation of India is found to be small, corresponding to less than about 2 mm.yr⁻¹ of baseline change between Southern India and the Himalayan piedmont. Based on an elastic dislocation model of interseismic strain and taking into account the uncertainty on India plate motion, the mean convergence rate across Central and Eastern Nepal is estimated to 19 ± 2.5 mm.yr⁻¹, (at the 67% confidence level). The main himalayan thrust (MHT) fault was found to be locked from the surface to a depth of about 20 km over a width of about 115 km. In these regions, the model parameters are well constrained, thanks to the long and continuous time-series from the permanent GPS as well as DORIS data. Further west, a convergence rate of 13.4 ± 5 mm.yr⁻¹, as well as a fault zone, locked over 150 km, are proposed. The slight discrepancy between the geologically estimated deformation rate of 21 ± 1.5 mm.yr⁻¹ and the 19 ± 2.5 mm.yr⁻¹ geodetic rate in Central and Eastern Nepal, as well as the lower geodetic rate in Western Nepal compared to Eastern Nepal, places bounds on possible temporal variations of the pattern and rate of strain in the period between large earthquakes in this region.

Keywords: GPS · DORIS · Interseismic · Deformation · Tectonic · Plate convergence · Himalayas of Nepal

2.2.2 Nepalese Abstract

यस शोध पत्रमा दक्षिणी तिब्बत मूनि भारतीय प्लेट घुस्ने, खुम्चिने र एक आपसको दुरी छोटो हुदै जाने दर पत्ता लगाउन हामीले जियोडेटिकल तरिकाले अड्कल गरिएको नेपालको उत्तर दक्षिण खुम्च्याईलाई विप्लेण ग-यौ । जुनकी पहिले १२ देखि २१ मिलिमिटर प्रतिवर्ष भनिएको थियो । यस अध्ययनको लागि भारतबाट मध्य नेपाल हुदै तिब्बत सम्म जाने सडकमा स्थापित स्पीट लेवलिङको आँकडा, सन् १९९३ देखि सगरमाथामा स्थापना गरि विप्लेण गरिएको डोरिस (DORIS) को आँकडा, सन् १९९५ देखि २००१ सम्मको अस्थाई जि.पि.एस. क्याम्पेन सर्भेवाट प्राप्त आँकडाका साथै सन् १९९७ देखि काठमाण्डौको अक्षांसमा स्थाई जि.पि.एस. स्टेशन संचालनवाट प्राप्त आँकडाहरु समावेश छन् । जि.पि.एस. आँकडाहरुलाई International Terrestrial Reference Frame, 2000 (ITRF, 2000)मा प्रशोधन गरिएको थियो । साथै २० अन्तर्राष्ट्रिय GNSS सेवा (IGS) स्टेशनहरुवाट प्राप्त आँकडाहरु, Quasi Observation combination Analysis (QOCA) प्रयोग गरि समिश्रण गरिएको साथै अन्तमा दक्षिणी तिब्बतमा अवस्थित स्टेशनहरुको Spatially पुरक वेगलाई ITRF १९९७ मा समहित गरि पछि त्यसलाई ITRF २००० मा परिणत गरियो । विभिन्न पहिलेका लेखकहरुको अध्ययनलाई विप्लेण गरी हामीले भारतीय टेक्टोनिक (Tectonic Plate) को घुमाईको ध्रुव ITRF २००० मा अक्षांस ५१.४०९ ± १.५६० उत्तर तथा देशान्तर १०.९१५ ± ५.५५६ पूर्वमा परेको र त्यस्को कोणिक वेग ०.४८३ ± ०.०१५ प्रति १० लाखवर्ष मा हुने पत्ता लाग्यो । भारतको आन्तरिक Deformation (आकारमा बदलिने) थोरै देखियो । दक्षिण भारत र हिमालयको चुरेको आधार रेखामा Deformation प्रतिवर्ष २ मिलिमिटरले फरक देखियो । भारतीय प्लेटको गतिको अनिश्चिततालाई समावेश गरि अन्तर साईस्मिक Strain को लचकदार स्थानान्तर मोडेललाई आधारमानी मध्य तथा पूर्वी नेपालको उत्तर दक्षिण दिशामा सरदर छोटो हुदै जाने दर १९ ± २.५ मिलिमिटर प्रति वर्ष भएको अड्कल गरियो र त्यस्को विश्वसनीयता ६७% रहेको छ । मुख्य हिमालयन भ्रंस (Main Himalayan Thrust) मा सतहदेखि २० किलोमिटर मुनि करिब ११५ किलोमिटरको चौडाईमा रोकिएको (Blocked) पाइयो । यी क्षेत्रहरुमा मोडेल पारामिटर (Model parameter) मिलेको, जि.पि.एस. तथा डोरिसवाट प्राप्त लामो तथा लगातारको समय श्रृंखला को तथ्यांकको लागि धन्यवाद । अझ पश्चिममा उत्तर दक्षिण दिशातिर छोटोहुने वेग १३.४ ± ५ मिलिमिटर प्रतिवर्ष हुनुका साथै १५० किलोमिटरको भ्रंस क्षेत्र रोकिएको (Locked) सुभाव गरियो । भौगर्भिक तरिकाले अड्कल गरिएको Deformation को दर २१ ± १.५ मिलिमिटर प्रति वर्ष तथा मध्य तथा पूर्वी नेपालमा जियोडेटिकल प्रक्रिया अपनाई निकालिएको दर १९ ± २.५ मिलिमिटर प्रतिवर्ष बीच अलिकति फरक आएको साथै मध्य तथा पूर्वी नेपालको दाजोमा पश्चिम नेपालमा कम भूमापनिय (Geodetic) दर भए वाट यी क्षेत्रहरुमा ठूला भूकम्पको समय बीच संरचना तथा Strain को दर समय अनुसार फरक हुने देखिन्छ ।

2.2.3 Introduction

Crustal shortening in the Himalaya is known to absorb a large fraction of the plate convergence between India and Eurasia (Larson *et al.*, 1999). This process has been responsible for building the highest mountain range on Earth today and for recurrent large destructive earthquakes (Avouac, 2003; Bilham *et al.*, 1998) (Fig. 2.1). The geological shortening rate due to active thrust-faulting on the Main Himalayan Thrust (MHT) fault is estimated to be 21 ± 1.5 mm.yr⁻¹ on average over the Holocene period (Lavé & Avouac, 2000). Geodetic measurements of crustal deformation bring information on the geometry of the locked portion of the MHT and would allow assessment of whether strain is stationary over the seismic cycle (Fig. 2.1).

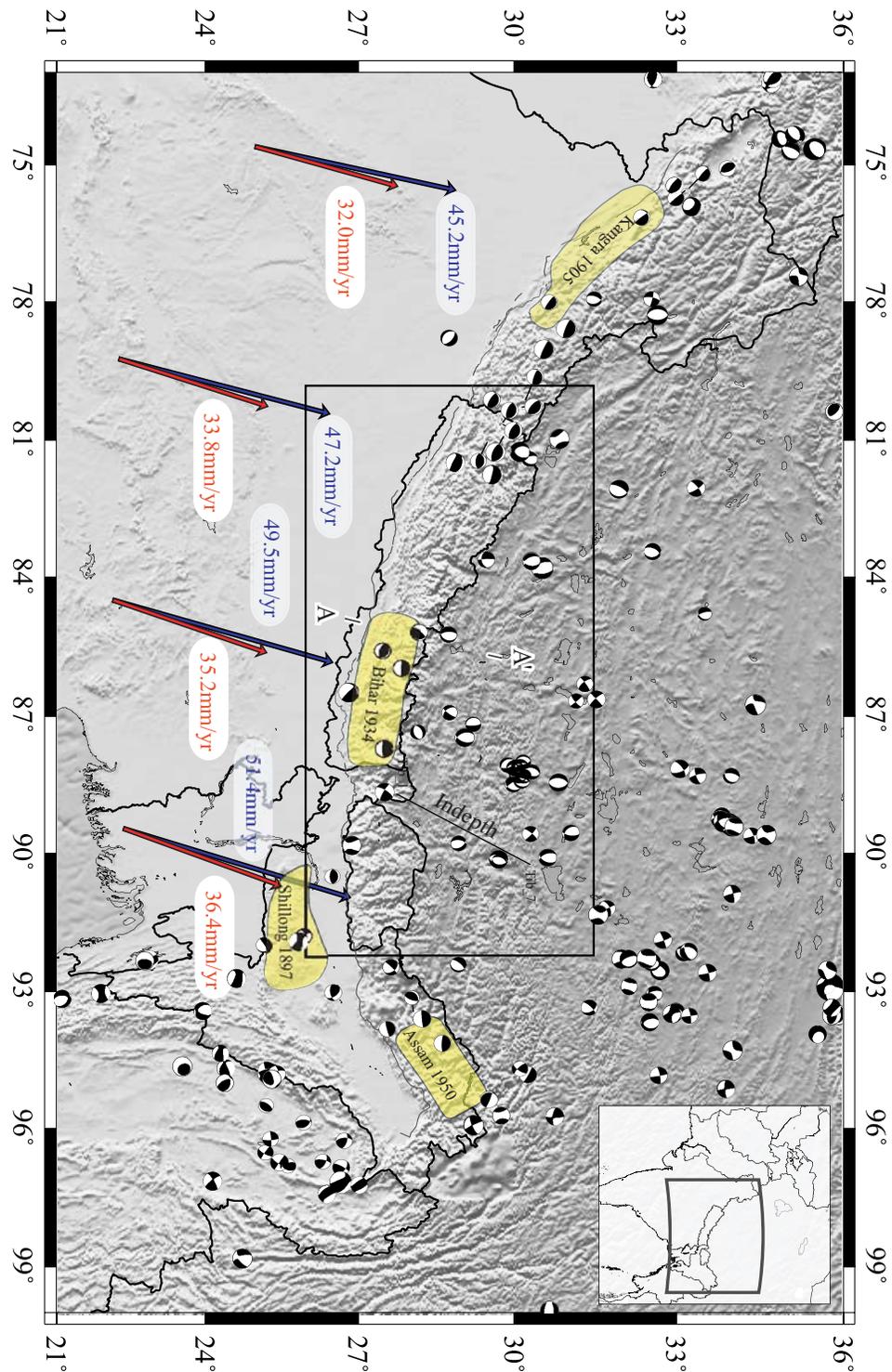


FIG. 2.1 – Seismotectonic setting of the study area. Rupture area (yellow area) of major historical earthquakes along the Himalaya since 1897. Focal mechanisms from the Harvard Centroid-Moment Tensor (CMT) catalogue. Blue arrows show motion of India relative to Eurasia from the NUVEL-1A global plate motion model (Argus & Gordon, 1991; DeMets et al., 1994). Red arrows show motion of India relative to Eurasia from the rotation pole determined in this study ($26.45 \pm 3.4^\circ N$, $13.99 \pm 7.8^\circ E$, with an angular velocity of $0.354 \pm 0.015^\circ \text{Myr}^{-1}$). AA shows the location of cross-section in Fig. 2.2. The box shows the study area in Nepal

In spite of efforts by a number of different groups (Table 2.1), the shortening rate across the Himalaya remains poorly constrained from geodetic measurements. There are huge discrepancies among the most recent estimates for the Nepal Himalaya. The various estimates, all determined from more or less the same GPS campaign data, were found to vary between 12 mm.yr^{-1} (Chen *et al.*, 2004) and 19 mm.yr^{-1} (Jouanne *et al.*, 2004), with the differences being much larger than the 12 mm.yr^{-1} (1σ) uncertainties ascribed to the various values reported in the literature (Table 2.1).

Article	Data	Region	Geometry of the creeping zone			Velocity	
			Depth (km)	Dip (°)	Strike	Amplitude (mm.yr ⁻¹)	Azimuth
Jackson & Bilham, 1994	L	Np		3-6		13 ± 8	
Bilham <i>et al.</i> , 1997	GPS	Np	20 ± 4	4 ± 4	Small circle	20.5 ± 2	Normal to the small circle
Jouanne <i>et al.</i> , 1999	GPS	NpW	17	9	N131@86E	20.5	N180
Larson <i>et al.</i> , 1999	GPS+L	NpE	17.6	4.7	N105	20 ± 1	
	GPS+L	Np	25	4.5	N120 (West)	21.3 ± 1.6	
			14.9	3.4	N101 (East)	19.6 ± 1.1	
Cattin & Avouac, 2000	GPS+L	NpC	-		N108	20	N198
Banerjee & Burgmann, 2002	GPS	InW	15	6	N133	14 ± 1	N223
Bollinger <i>et al.</i> , 2004	GPS+L	Np	17	5	Variable	19	Variable
Chen <i>et al.</i> , 2004	GPS	NpE				12.4 ± 0.4	
	GPS	NpW				17 ± 1	
	GPS	HiE				19 ± 1	
Jouanne <i>et al.</i> , 2004	GPS	Np	17-21	9-10	N117	19	
This study (2D solution)	GPS+L+cGPS	NpE+NpC	20	10	N113	16.3 ± 0.7	N23
	GPS	NpW	12	4.5	N120	13.4 ± 5	N030
This study (3D solution)	GPS+L+cGPS	NpE+NpC	20	10	Variable(cf.text)	19 ± 2.5	Variable(cf.text)
	GPS	NpW	12	4.5		13.4	

TAB. 2.1 – Summary of velocities across the Himalaya determined from previous studies and from this study. The second column indicates the data used in each study: GPS campaign GPS measurements; L vertical velocities determined from repeated levelling measurements along the road from Birganj to Kodari across Central Nepal; cGPS continuous GPS measurements. The third column indicates the area of interest in each study; Np whole of Nepal; NpW Western Nepal; NpC Central Nepal; NpE Eastern Nepal; InW Western India; HiE Eastern Himalaya

These estimates most probably underestimated the uncertainties due to ignorance of some source of errors. One main reason for the variability of these estimates is due to the poor control on the plate motion of India. Better geodetic constraints on Indian plate motion and on strain rates across the Himalaya would be a key to better understanding the dynamics of mountain-building and how deformation varies over the seismic cycle in the Himalaya.

For this purpose, we analysed all available GPS campaign data together with data from 4 continuous GPS stations (cGPS) (Flouzat *et al.*, 2002) in the region, 1 DORIS station in the Nepal Himalaya at Everest (EVEB), 1 DORIS station on the Indian plate (COLA) and 19 International GNSS Service (IGS) stations, including IISC at Bangalore, which is the only one on the Indian plate. We chose to analyse the GPS and DORIS data independently and to express both results in ITRF2000 (Altamimi *et al.*, 2002) so as to ensure compatibility.

Another approach would have been to combine the GPS solutions and the DORIS solutions obtained in a free-network (or loosely constrained) solution, as well as GPS-DORIS geodetic local ties with proper weighting, directly using the formal errors also provided by the Stations Installation and Maintenance Service (SIMB). Instead, we chose the independent approach so as to get rid of any systematic error in the geodetic local ties and also to prove that it is now possible to use direct geodetic products from a specific technique (station coordinates and velocities) with similar products from another technique (DORIS vs. GPS) for geophysical investigations. This compatibility is presently an important requirement in view of the current construction phase of the Global Geodetic Observing Service (GGOS, Beutler *et al.*, 2005).

Hereafter, we first introduce the tectonic setting of the Nepal Himalaya. We then present the dataset, the processing strategy and geodetic results. Finally, we determine the Euler pole describing the motion of India in ITRF2000, and determine the shortening rate across the Himalayas from interseismic strain modelling.

2.2.4 Tectonic setting

The present-day structure of the Himalaya is characterised by a major thrust fault, the Main Himalayan Thrust (MHT) (e.g., Hauck *et al.*, 1998) (Fig. 2.2). The MHT reaches the surface along the foothills, where it coincides with the Main Frontal Thrust (MFT) fault. To the north, it roots along a mid-crustal ramp into a shallow dipping zone of ductile shear that coincides with the mid-crustal reflector detected beneath the High Himalaya and Southern Tibet (Nelson *et al.*, 1996). Deformation of Holocene terraces along the Bakeya and Bagmati rivers, south of Kathmandu, indi-

cates $21 \pm 1.5\text{myr}^{-1}$ of shortening rate across the MFT (Fig. 2.2) (Lavé & Avouac, 2000).

The deformation rates determined from geodetic measurements are all slower than the geologically estimated rates (Table 2.1). This discrepancy is puzzling and important to resolve since it might indicate that crustal strain is not stationary during the seismic cycle. This would be possible if the stress variations during the seismic cycle are comparable in magnitude to viscous stresses along the ductile portion of the MHT (Avouac, 2003; Perfettini & Avouac, 2004b).

The plate convergence across the Himalaya has indeed produced recurrent large earthquakes with magnitude $M_w > 8$ that were documented either from historical accounts or paleoseismic studies (Bilham *et al.*, 1998; Kumar *et al.*, 2001; Lavé *et al.*, 2005; Molnar & Pandey, 1989). Four major earthquakes have, in particular, occurred over the first half of the last century (Fig. 2.1). These events have ruptured 250-300 km long segments of the arc with co-seismic slip estimated to around 5m on average (Avouac *et al.*, 2001).

Assuming a full seismic coupling of the upper MHT, such an event should have a recurrence period as short as 250 years (Avouac *et al.*, 2001). The area between the 1934 and 1905 events (cf. Fig. 2.1) appears as a long-standing seismic gap, long enough for two $M > 8$ fault segments, or maybe an even larger magnitude event. The area west of Kathmandu thus stands as a potential location for the next large Himalayan earthquake. If interseismic strain is not stationary, there might be a significant difference between crustal strain across the Himalaya of Western and Eastern Nepal, possibly reflecting a more advanced stage in Western Nepal than in Eastern Nepal.

2.2.5 GPS analysis and results

GPS network and observation history

Various GPS geodetic surveys were carried out in Nepal since 1991 as part of collaboration between the Department of Mines and Geology (DMG) of Nepal, CIRES (Colorado University, USA) and French laboratories under the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) IDYL-HIM project (Commissariat à l'Énergie Atomique/Laboratoire de Détection et Géophysique (CEA/LDG), Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA)). The sites cover most of the Nepalese territory as shown in Fig. 2.3. Geodetic measurements were taken in 1995, 1997, 1998, 2000 and 2001 (Table 2.2).

In this study, we analyse all geodetic data collected between 1995 and 2001. We also include data from the three cGPS stations at Simra (SIMR), Daman (DAMA) and Gumba (GUMB), which

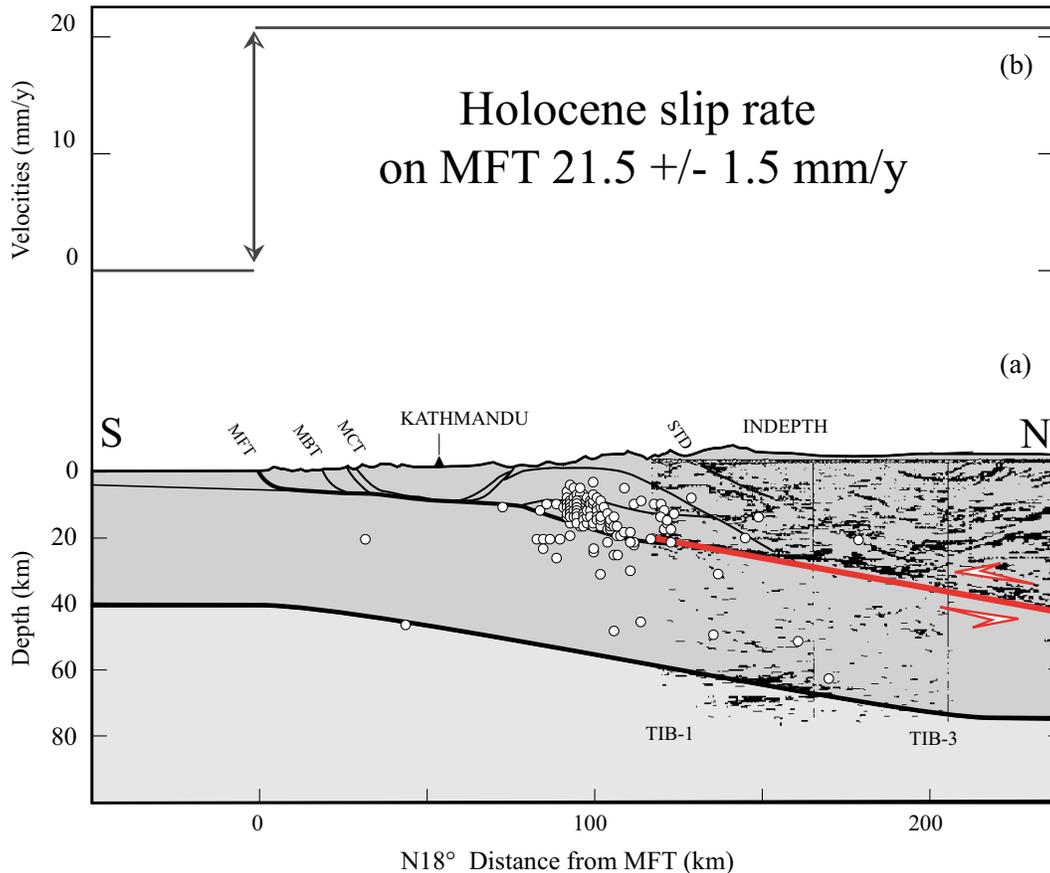


FIG. 2.2 – a Structural cross-section across Central Nepal showing the major structures (MFT Main Frontal Thrust; MBT Main Boundary Thrust; MCT Main Central Thrust; STD Southern Tibet Detachment). Also shown are the TIB-1 and TIB-3 seismic sections of the INDEPTH profile (Hauck et al., 1998; Nelson et al., 1996; Zhao & Nelson, 1993) (see their location in Fig. 2.1). All the thrust faults are inferred to root at depth in a sub-horizontal ductile shear zone that would correspond to the prominent mid-crustal reflector. The red continuous line shows the geometry of the creeping dislocation determined from the joint inversion of all geodetic data for Central and Eastern Nepal. The reported seismic events all have relatively well-constrained hypocentral depths thanks to the temporary deployment in 1995 of three 3-components seismic stations in addition to the permanent seismic network (Cattin & Avouac, 2000). b Long-term geologically estimated velocities across Central Nepal, where the geological slip rate on the MFT is 21.5 ± 1.5 mm.yr⁻¹ (Lavé & Avouac, 2000)

Station	Network	Latitude	Longitude	1995	1997	1998	2000	2001
AMP0★	IDYLHIM	28.0297	82.2474	2	-	4	4	-
BAL0★	LDG	27.7454	85.7945	2	-	3	-	-
BBP0★	IDYLHIM	28.1957	82.0937	3	-	4	-	-
BMT0★	IDYLHIM	27.7857	82.5398	2	-	2	4	-
BRW0★	CIRES+IDYLHIM	27.5073	83.4180	2	-	3	6	-
CHP0★	IDYLHIM	27.9509	82.5042	5	-	2	-	-
DAD2★	IDYLHIM	29.3342	80.6019	-	-	3	4	-
DAMA★	LDG	27.6081	85.1077	operated continuously since 1997 to 2004				
DLP0★	IDYLHIM	28.9828	82.8176	3	3	4	-	-
DMN0★	LDG	27.6081	85.1077	5	-	2	2	-
GUMB★	LDG	27.9098	85.8775	operated continuously since 1997 to 2004				
GUT0★	IDYLHIM	28.8237	81.3532	3	-	4	-	-
HET0★	LDG	27.3159	85.0078	3	-	3	3	-
JIRI	CIRES	27.6354	86.2304	9	-	-	-	3
JML0★	IDYLHIM	29.2772	82.1914	3	-	3	-	-
JOM0★	CIRES+IDYLHIM	28.7807	83.7179	12	-	2	-	-
KKN0★	LDG	27.8004	85.2791	5	-	12	17	-
KRN2★	IDYLHIM	27.5678	82.7848	-	-	2	6	-
KUS0★	IDYLHIM	28.0098	82.0952	3	-	-	4	-
LMK1★	IDYLHIM	28.6131	81.1158	2	-	4	-	-
LUKL	CIRES	27.6862	86.7262	4	-	-	4	-
MAH0★	CIRES+IDYLHIM	28.9632	80.1480	3	4	4	12	-
MUL0★	IDYLHIM	28.2494	82.3465	3	3	3	-	-
NAGA	CIRES	27.6927	85.5212	42	15	23	13	3
NIJ0★	LDG	27.1830	85.1866	2	-	3	-	-
NPJ0★	CIRES+IDYLHIM	28.1341	81.5747	6	16	6	5	-
PKI0★	LDG	27.5747	85.3982	4	-	13	12	-
PKR0★	IDYLHIM	28.1989	83.9776	1	-	2	3	-
POK0★	CIRES+IDYLHIM	28.1990	83.9777	4	-	9	2	-

see next page...

Station	Network	Latitude	Longitude	1995	1997	1998	2000	2001
continuation...								
RAM0★	LDG	28.0152	85.2221	1	-	2	5	-
SHB0★	IDYLHIM	29.5267	80.7214	3	-	4	4	-
SHP0★	IDYLHIM	29.0124	80.6364	1	4	3	4	-
SIMR★	LDG	27.1646	84.9844	operated continuously since 1997 to 2004				
SKA0★	IDYLHIM	28.5829	81.6343	-	10	19	10	-
SKT0★	CIRES+IDYLHIM	28.5858	81.6352	12	9	14	3	-
SMK0★	CIRES+IDYLHIM	29.9670	81.8265	10	5	4	-	-
SPS2★	IDYLHIM	28.4069	81.6906	-	3	4	3	-
SYA0★	LDG	28.1711	85.3293	2	-	2	3	-
TAN0★	CIRES+IDYLHIM	27.8738	83.5538	2	-	4	4	-

TAB. 2.2 – *List of GPS sites processed in this study, with dates of observations and number of daily sessions. ★All stations surveyed by LDG and IDYL-HIM teams, in collaboration with DMG*

have been operated since November 1997 by the CEA/LDG and the National Seismological Center in Kathmandu (DMG) (Figs. 2.3 and 2.4). We also included data from the station NAGA, near Nargarkot, deployed by CIRES in collaboration with the Survey of Nepal, which has been in operation sporadically between 1997 and 2001 (Figs. 2.3 and 2.4).

In order to directly determine station velocities in ITRF2000 and then estimate velocities relative to the stable Indian plate, we also considered data from 19 additional regional IGS stations. These stations, including mainly IGS stations from South Asia, are listed in Table 2.3 and displayed in Fig. 2.5.

The locations of all sites used in this study are listed in Table 2.2, along with the date of observations, the number of sessions per point and the time span of the observation sessions. In 1995, both 12 h and 24 h sessions were conducted. In 1997, 1998, 1999, 2000 and 2001, 24 h sessions were mostly conducted. All measurements in 1995, 1997, 1998, 1999, 2000 and 2001 were made with dual-frequency geodetic receivers. GPS observations were recorded at a 30 s sampling rate using a cut-off elevation angle of 15° to reduce multipath effects and unmodelled tropospheric errors.

GPS data analysis - cGPS and campaigns

All available episodic and cGPS measurements were processed using the Bernese V4.2 software (Beutler *et al.*, 2001). Results were obtained directly in the ITRF2000 reference frame, using IGS

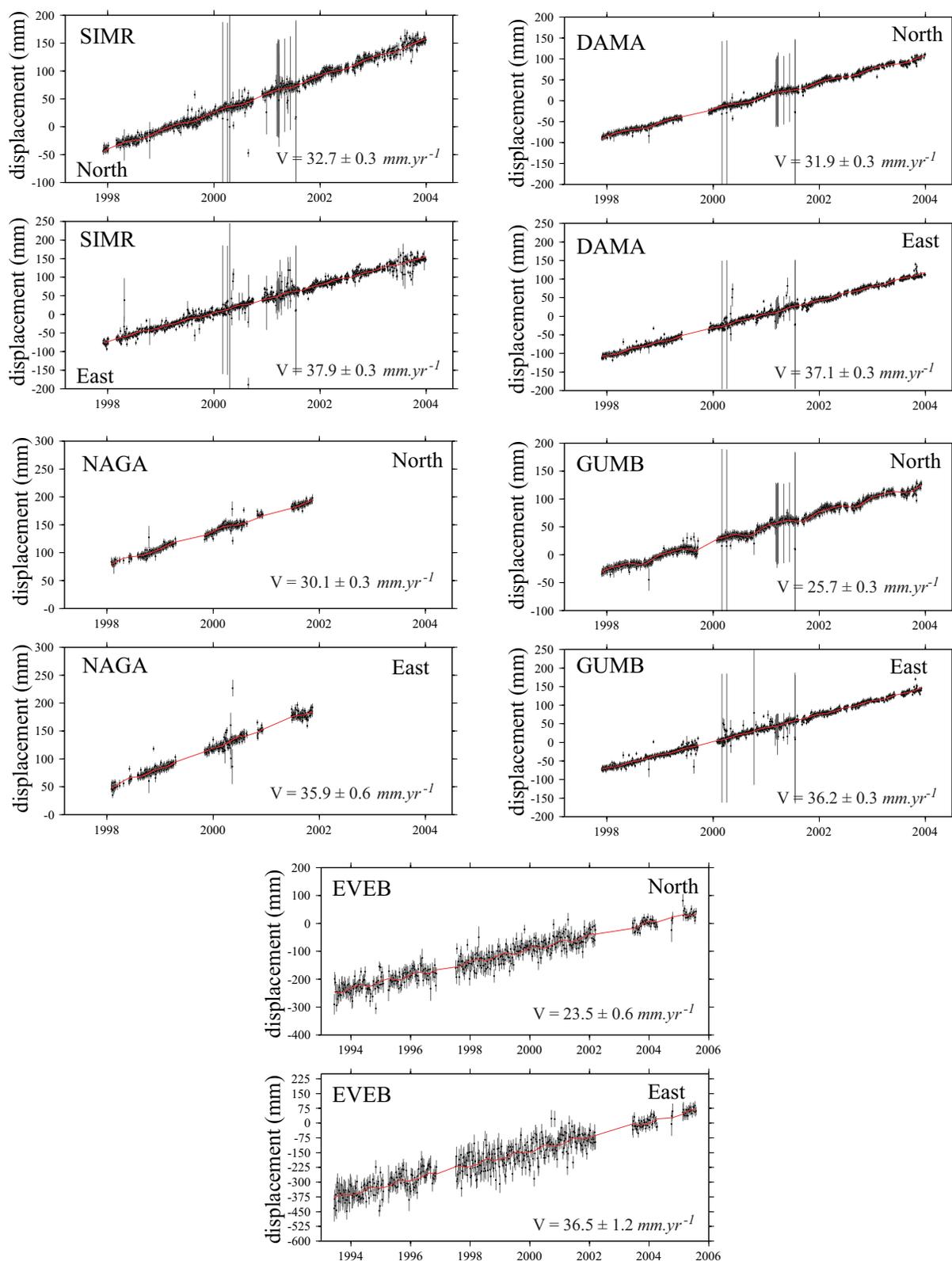


FIG. 2.4 – Position as a function of time determined relative to ITRF2000 at cGPS stations (SIMR, DAMA, NAGA, GUMB) and at the DORIS station EVEB. The cGPS and DORIS data contain daily and weekly solutions, respectively. Continuous lines show best fitting models obtained from Eq. (2.1). The model parameters are listed in Table 2.6

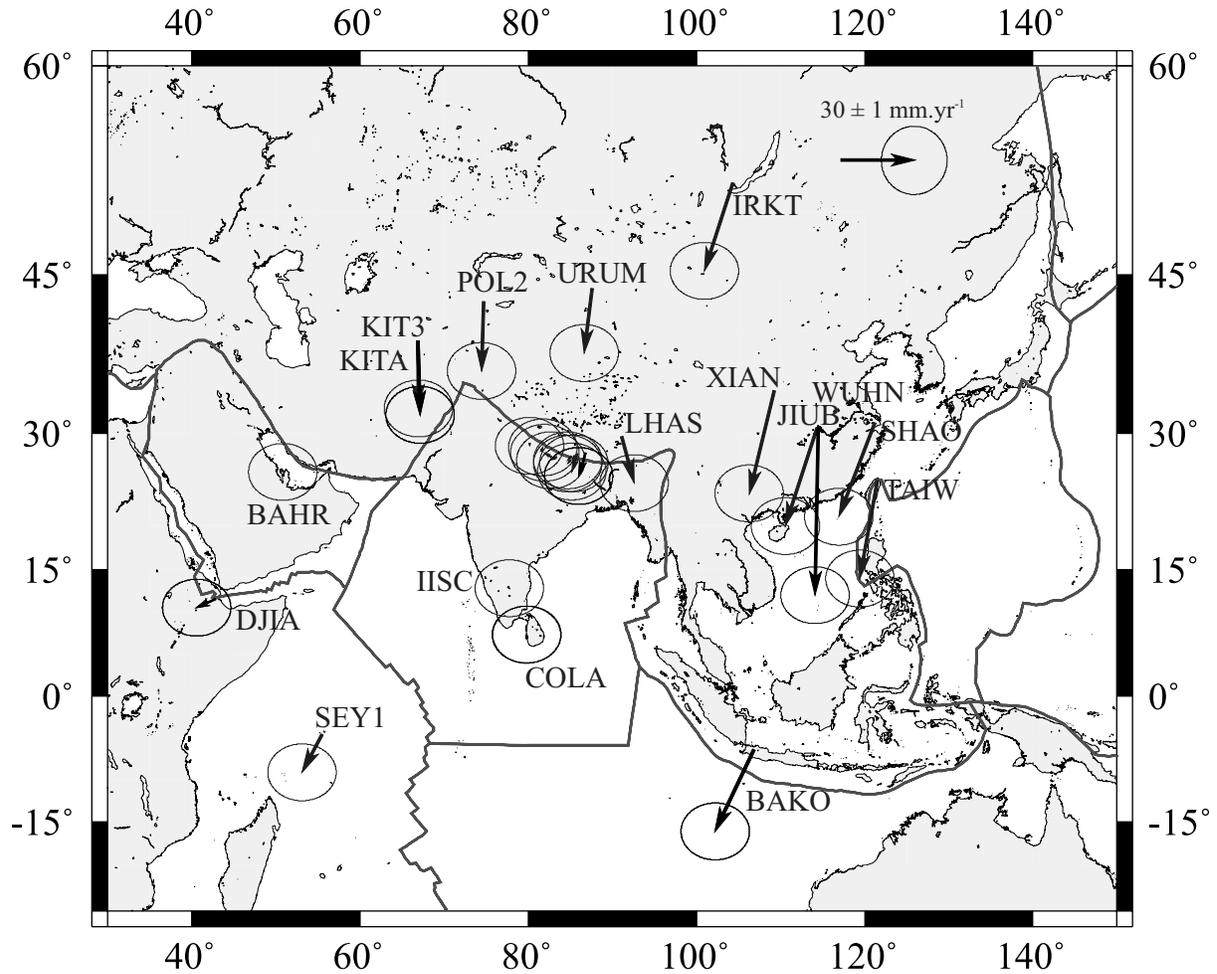


FIG. 2.5 – Velocities relative to the Indian plate, as defined in this study (see the parameters in Table 2.7), determined at all cGPS and DORIS stations in Fig. 2.3. The DORIS station at JIUB is a new station and provides little data (i.e., since March 2004)

IGS station	DOMES number	Longitude	Latitude	1995	1997	1998	2000	2001
BAHR	24901M002	50.608	26.209	-	X	X	X	X
BAKO	23101M002	106.849	-6.491	-	-	X	X	X
BJFS	21601M001	115.892	39.609	-	-	-	X	X
DGAR	30802M001	72.370	-7.270	-	X	X	X	-
IISC	22306M002	77.570	13.021	X	X	X	X	X
IRKT	12313M001	104.316	52.219	X	X	X	X	X
KIT3	12334M001	66.885	39.135	X	X	X	X	X
KSTU	12349M002	92.794	55.993	-	X	X	-	-
KUNM	21609M001	102.797	25.030	-	X	X	X	X
LHAS	21613M001	91.104	29.657	X	X	X	X	X
MALD	22901S001	73.526	4.189	-	-	-	X	X
NTUS	22601M001	103.680	1.346	-	X	X	X	X
POL2	12348M001	74.694	42.680	X	X	X	X	X
SEY1	39801M001	55.480	-4.674	X	-	-	X	X
SHAO	21605M002	121.200	31.100	X	-	-	X	X
TAIW	23601M001	121.537	25.021	X	-	-	-	-
URUM	21612M001	87.601	43.808	-	X	X	X	X
WUHN	21602M001	114.357	30.531	-	X	X	X	X
XIAN	21614M001	109.221	34.369	-	X	X	-	-

TAB. 2.3 – List and location of IGS stations taken into account in the processing. Cross station used; minus station not used. Also reported is the DOMES number of the stations.

final precise orbits (Beutler *et al.*, 1999), as recommended by Boucher *et al.*, 2004, as well as IGS Earth rotation parameters and data from nearby IGS stations (Table 2.3).

We used the antenna phase center offsets and we computed phase center corrections using models provided by the IGS (National Geodetic Survey web site <http://www.ngs.noaa.gov/>). The heights of the defined reference point above the station mark on the ground were properly inserted in each file at the time of conversion of GPS data files from raw format to Receiver INdependent EXchange (RINEX) format.

Available nearby IGS permanent stations were included in the campaign data analysis. We computed a free network solution, assigning the following degrees of freedom to the IGS sites: $X = 0.02$ m; $Y = 0.02$ m; $Z = 1.0$ m, $V_x = 0.002$ m.yr⁻¹; $V_y = 0.002$ m.yr⁻¹; $V_z = 0.050$ m.yr⁻¹. This enables us to express the coordinates of all campaign stations in a well-defined terrestrial reference frame (IGS0b) (Ray *et al.*, 2004).

For the analysis of the first GPS data collected in 1995, we used the following strategy: an ionosphere-free analysis (Beutler *et al.*, 2001) without ambiguity resolution in order to assess residuals, then a quasi-ionosphere-free (QIF) resolution strategy, which is a very powerful tool for resolving the ambiguities to integer values (Mervart, 1995; Beutler *et al.*, 2001). The continuous 24 h observation period permits a good determination of real ambiguity values using the QIF algorithm.

For the analysis of the most recent data (from 1997 to 2004) of better quality (due to improvements of receivers, antennas, precise code measurements, etc.), we were able to determine and fix the carrier-phase ambiguities using the following steps: an initial ionosphere-free analysis (same as for the 1995 data); resolution of the wide-lane ambiguities using the Melbourne-Wubbena linear combination depending on the quality of the code measurements (Melbourne, 1985; Wubbena, 1985); and finally a computation of the ionosphere-free solution introducing the resolved Melbourne-Wubbena linear combination ambiguities, which provides a reliable estimation of the station coordinates.

The troposphere-induced propagation delays were estimated from the observations every 2 h. Finally, for each day, we derived station coordinates in Software INdependent EXchange (SINEX) format (Blewitt *et al.*, 1995), including a complete covariance information matrix. We used these independently processed daily solutions to estimate all GPS station velocities.

DORIS data analysis and results

We have analysed the DORIS data provided by the International DORIS Service (IDS) (Tavernier *et al.*, 2005) using the GIPSY/OASIS II software (Webb & Eds, 1995) at the Jet Propulsion Laboratory (JPL). Data were processed in a multi-satellite mode on a daily basis using the GGM01C GRACE-derived (Gravity Recovery And Climate Experiment) gravity field (Tapley *et al.*, 2004; Willis & Heflin, 2004).

We used all available DORIS data except that of Jason-1, whose data were not used at all due to an extreme sensitivity to radiation affecting the on-board DORIS clock when crossing the South Atlantic Anomaly (Willis *et al.*, 2004). We also excluded SPOT-4 data from 1998 for which a pre-processing error is present in the data file (Willis *et al.*, 2006).

These daily solutions were combined into weekly solutions using a loose constraints technique. They correspond to the IGNWD04 free-network solutions available on line at the Crustal Dynamics Data Information System of the National Aeronautics and Space Administration (NASA/CDDIS) at ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/doris/products/sinex_series/ignwd.

In a second step, we combined all weekly DORIS solutions from January 1993 to May 2005 with additional SINEX matrices of all DORIS-DORIS geodetic local ties (using proper weighting), as provided by the IGN/SIMB who are in charge at the Institut Géographique National (IGN) of the installation and maintenance of the DORIS permanent tracking network. For stations at the same DORIS sites (i.e., successive occupations with different antennas), tight constraints were also added to the positions and velocities as SINEX files in the global adjustment.

Discontinuities in station coordinates (Willis & Ries, 2005) were handled by introducing different station names. This allowed us to obtain a cumulative solution (positions and velocities of all DORIS stations estimated over the full period) in a free-network (Willis *et al.*, 2005). We then used a standard technique (Altamimi *et al.*, 2002) to project the solution and finally transform it into ITRF2000. This solution is totally equivalent to the IGN04D02 cumulative solution, but it contains more DORIS data. We call it here IGN05D02P (preliminary) as it corresponds to the second cumulative solution computed in 2005, the first solution being the above free-network solution.

Figure 2.4 provides a synthesis of the currently available DORIS data for the Everest station (EVEB) at the NASA/CDDIS data centre. Even though the equipment has not been changed since June 1993 (same DORIS acronym), it can be seen that the station has suffered from several long

periods without DORIS observations. This is not too surprising knowing the difficult weather conditions at this site and also the difficulty for the IGN/SIMB team to go there and make the necessary repairs. Table 2.4 provides a summary of previous determination of the Everest velocity in ITRF2000 using the EVEB DORIS data.

In Table 2.4, three combined solutions using DORIS, as well other techniques such as GPS, VLBI and SLR are considered: ITRF96 (Sillard *et al.*, 1998), ITRF97 (Boucher *et al.*, 1999) and ITRF2000 (Altamimi *et al.*, 2002). The DORIS only solutions were also provided by the Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale (LEGOS) group (Soudarin *et al.*, 1999; Cretaux *et al.*, 1998) and by the IGN/JPL analysis group: IGN03D02 (Willis *et al.*, 2005), IGN04D02 (Willis & Heflin, 2004), IGN05D02P (this analysis). Previous solutions provided by the above authors in ITRF96 or ITRF97 were transformed by us into ITRF2000 using the 14-parameter transformation recommended by Altamimi *et al.*, 2002. All solutions are reported in Table 2.4.

Solution	N (mm.yr ⁻¹)	E (mm.yr ⁻¹)	U (mm.yr ⁻¹)	Start	End	Data span (years)
ITRF96	34.2 ± 12.2	51.3 ± 26.2	10.7 ± 18.8	JAN-93	JUL-97	4.5 (1)
ITRF97	23.2 ± 6.9	51.4 ± 9.1	10.7 ± 8.3	JAN-93	DEC-98	6.0 (1)
ITRF2000	22.9 ± 2.7	32.4 ± 5.4	3.2 ± 4.3	JAN-93	MAR-99	6.3
LEGOS	31.4 ± 0.8	31.9 ± 2.1	-1.5 ± 1.1	JAN-93	DEC-96	4.0 (1)
IGN03D02	24.4 ± 0.6	35.6 ± 0.8	1.9 ± 0.3	JAN-93	DEC-03	11.0
IGN04D02	23.1 ± 0.9	36.8 ± 1.0	1.4 ± 0.2	JAN-93	SEP-04	11.7
IGN05D02P	23.3 ± 1.3	36.2 ± 1.9	1.6 ± 0.3	JAN-93	MAY-05	12.4 (2)

TAB. 2.4 – Average velocities expressed in ITRF2000 and 1- σ uncertainties determined from the DORIS time-series at EVEB. In the last column, (1) indicates that the 14-parameters transformation recommended by Altamimi et al., 2002 was used; (2) indicates that the discontinuity on January 1, 2001 was corrected. The ITRF96 and ITRF97 velocities are poorly determined because the amount of available DORIS data for these stations was very limited at that time. These variable velocities thus generate problems for the combination (Altamimi, personal communication, 2005).

For each solution in Table 2.4, we indicate the amount of DORIS data considered here by providing the start and end time of observation, as well as the duration between the two. It can be seen that the earlier solutions (ITRFs and LEGOS) are based on a smaller data span of DORIS observations, and provide larger formal errors. The first IGN/JPL solutions are very similar as they are based on the same time-series. Only the duration of observation is different. Formal errors should be larger in the case of the IGN05D02P solution, as a discontinuity was estimated for the EVEB station on January 1, 2001 as suggested by Laurent Soudarin on the IDS Analysis Forum at <http://listes.cls.fr/wws/info/ids.analysis.forum>.

It can be seen that this choice does not seem to affect the estimated velocity, which indicates that the discontinuity estimated at EVEB was probably small. The vector we estimated in this global adjustment was -9.0 mm in X, -0.3 mm in Y and 1.6 mm in Z. This is almost within the precision of the DORIS technique and we will not consider this discontinuity in the sequel.

The early ITRF solutions also show large vertical velocities (around 10 mm with extremely large formal error) (Table 2.4). The large formal errors could come from a down-weighting of the DORIS data (with respect to the other space-geodetic techniques). It can also be seen in Fig. 2.6 that these early ITRF solutions could not benefit from the 1997 to 2001 period, which corresponds to a large continuous amount of DORIS observations. The CIBB, DJIA, JIUB, KITA, COLA and EVEB solutions are illustrated on Fig. 2.5. The COLA and EVEB solutions are used hereafter, respectively to help constrain the Euler pole of India relative to ITRF2000 and the shortening rate through the Nepal Himalayas.

Estimated velocities

We estimated GPS station positions and velocities using the quasi-observation combination analysis (QOCA) software (Dong *et al.*, 1998; also see <http://gipsy.jpl.nasa.gov/qoca/>). Site velocities were estimated from the time-series of daily coordinates. The QOCA modelling of the time-series data was done through sequential Kalman filtering, allowing adjustment for global translation and rotation of each daily solution. Random-walk-style perturbations were allowed for some parameters whose errors were found to be correlated with time (e.g., Earth rotation parameters and the antenna heights at a few sites). For more details about the data analysis procedure and uncertainty estimation, refer to Shen *et al.*, 2000 and <http://gipsy.jpl.nasa.gov/qoca/>. For the campaign GPS measurements, we estimate the secular velocity at each site from the best fitting linear function of time, adjusting the coordinates determined at each occupation. We use a weighted least squares criterion. All velocities and associated uncertainties are listed in Table 2.5.

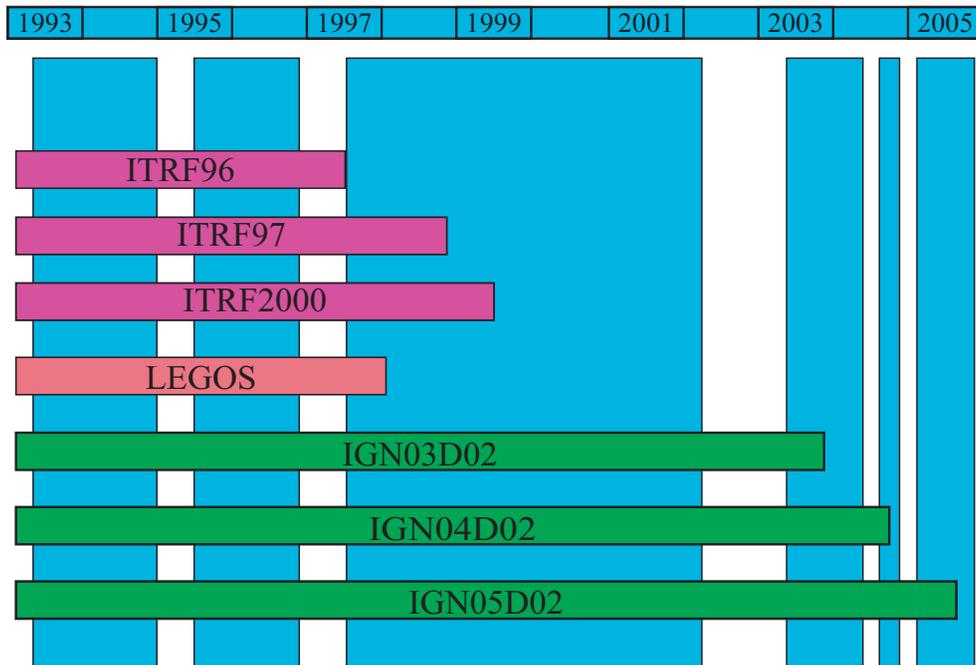


FIG. 2.6 – Availability of DORIS data in recent DORIS terrestrial reference frames. Vertical bars correspond to the availability of actual DORIS data. Horizontal bars correspond to periods considered to estimate the different DORIS solutions by the different authors. Earlier solutions such as ITRFs and LEGOS were based on less data.

The continuous GPS time-series show obvious seasonal variations (Fig. 2.4). Following Yoshioka *et al.*, 2004, the average value ($b(t)$) and the uncertainty on the secular velocity at each station is computed with account for these seasonal variations by adjusting the time-series with the analytical function,

$$Y(t) = a + b(t) + c.\sin\left(\frac{2\pi t}{p}\right) + d.\cos\left(\frac{2\pi t}{p}\right) + e.\sin\left(\frac{4\pi t}{p}\right) + f.\cos\left(\frac{4\pi t}{p}\right) \quad (2.1)$$

The values of the different parameters in Eq. (2.1), obtained from adjusting the various time-series, are reported in Table 2.6 and the quality of fit is shown in Fig. 2.4. All velocities relative to ITRF2000 are reported in Table 2.5.

The uncertainties estimated from this procedure assume a white noise source of error. It has long been recognised that the main source of error in GPS time-series is in fact a flicker noise (Zhang *et al.*, 1997). Williams *et al.*, 2004 (Fig. 2.4) show that flicker noise is a factor of 2-3 times higher than the corresponding white noise level. Based on that observation, we have increased our formal error estimated, assuming white noise, by a factor of 3. It should be noticed that the uncertainty on the secular velocities determined from the cGPS (5 years) and DORIS (12 years) stations is about

Stations	Latitude	Longitude	Velocity relative to ITRF2000				Velocity relative to India			
			North	σ_N	East	σ_E	North	σ_N	East	σ_E
AMP0-GPS★	28.0297	82.2474	34.3	0.9	36.7	0.9	0.9	0.9	-1.2	0.9
BAHR-GPS	26.2091	50.6081	28.3	1.6	31.4	1.4	-1.1	1.6	0.8	1.4
BAL0-GPS★	27.7454	85.7945	30.3	0.9	36.9	1.0	-3.0	0.9	-2.1	1.0
BBP0-GPS★	28.1957	82.0937	35.6	0.9	41.1	0.9	2.1	0.9	3.3	0.9
BMT0-GPS★	27.7857	82.5398	35.2	0.9	36.5	1.0	1.8	0.9	-1.5	1.0
BRW0-GPS★	27.5073	83.4180	32.1	0.9	35.8	1.0	-1.3	0.9	-2.6	1.0
CHP0-GPS★	27.9509	82.5042	35.8	0.9	39.8	1.0	2.3	0.9	1.8	1.0
DAD2-GPS★	29.3342	80.6019	30.0	0.8	36.4	0.9	-3.5	0.8	-0.6	0.9
DAMA-GPS★	27.6081	85.1077	31.9	0.3	37.1	0.3	-1.4	0.3	-1.7	0.3
DGAR-GPS	-7.2697	72.3702	17.6	3.4	53.1	3.9	-15.7	3.4	11.0	3.9
DLP0-GPS★	28.9828	82.8176	22.6	1.0	37.1	1.0	-10.8	1.0	-0.7	1.0
DMN0-GPS★	27.6081	85.1077	30.8	0.9	36.3	1.0	-2.5	0.9	-2.6	1.0
GUMB-GPS★	27.9098	85.8775	25.7	0.3	36.2	0.3	-7.8	0.3	-2.5	0.3
GUT0-GPS★	28.8237	81.3532	35.2	0.9	37.2	0.9	1.7	0.9	-0.2	0.9
HET0-GPS★	27.3159	85.0078	34.0	0.9	37.5	1.0	0.7	0.9	-1.4	1.0
IISC-GPS	13.0212	77.5704	32.7	1.4	41.4	1.6	-0.8	1.4	0.7	1.6
IRKT-GPS	52.2190	104.3162	-7.5	1.2	24.8	1.7	-37.8	1.2	-12.2	1.7
JIRI-GPS	27.6354	86.2304	25.2	1.0	37.6	1.1	-8.0	1.0	-1.5	1.1
JML0-GPS★	29.2772	82.1914	27.7	0.9	36.0	0.9	-5.7	0.9	-1.5	0.9
JOM0-GPS★	28.7807	83.7179	23.7	0.9	36.1	0.9	-9.6	0.9	-2.0	0.9
KIT3-GPS	39.1348	66.8854	3.6	0.9	28.3	0.9	-29.2	0.9	0.3	0.9
KKN0-GPS★	27.8004	85.2791	32.1	1.1	39.5	1.2	-1.2	1.1	0.7	1.2
KRN2-GPS★	27.5678	82.7848	35.1	0.9	35.3	1.0	1.7	0.9	-2.9	1.0
KUS0-GPS★	28.0098	82.0952	31.6	0.9	34.5	0.9	-1.8	0.9	-3.4	0.9
LHAS-GPS	29.6573	91.1040	12.8	1.0	45.3	1.0	-19.9	1.0	5.4	1.0
LMK1-GPS★	28.6131	81.1158	32.6	1.5	39.8	1.5	-0.9	1.5	2.3	1.5
LUKL-GPS	27.6862	86.7262	21.7	1.2	38.4	1.4	-11.5	1.2	-0.8	1.4
MAH0-GPS★	28.9632	80.1480	32.5	0.8	37.0	0.9	-1.0	0.8	0.0	0.9
MUL0-GPS★	28.2494	82.3465	35.0	0.9	37.6	0.9	1.5	0.9	-0.3	0.9

see next page...

Stations	Latitude	Longitude	Velocity relative to ITRF2000				Velocity relative to India			
			North	σ N	East	σ E	North	σ N	East	σ E
continuation...										
NAGA-GPS	27.6927	85.5212	30.1	0.3	35.9	0.6	-3.2	0.3	-3.0	0.6
NIJ0-GPS★	27.1830	85.1866	36.3	0.9	38.3	1.0	3.0	0.9	-0.6	1.0
NPJ0-GPS★	28.1341	81.5747	35.2	0.9	38.3	0.9	1.7	0.9	0.6	0.9
PKI0-GPS★	27.5747	85.3982	32.6	0.9	39.7	1.0	-0.7	0.9	0.8	1.0
PKR0-GPS★	28.1989	83.9776	30.9	0.9	40.4	1.0	-2.5	0.9	2.0	1.0
POK0-GPS★	28.1990	83.9777	34.4	0.9	38.0	1.0	1.0	0.9	-0.4	1.0
POL2-GPS	42.6798	74.6943	3.5	0.8	28.3	0.9	-29.9	0.8	-0.9	0.9
RAM0-GPS★	28.0152	85.2221	26.5	0.9	39.5	1.0	-6.8	0.9	0.8	1.0
SEY1-GPS	-4.6737	55.4794	14.5	3.0	34.4	3.6	-16.2	3.0	-8.5	3.6
SHAO-GPS	31.0996	121.2004	-15.6	1.7	32.1	3.0	-40.4	1.7	-15.5	3.0
SHB0-GPS★	29.5267	80.7214	28.8	0.8	36.0	0.9	-4.6	0.8	-1.0	0.9
SHP0-GPS★	29.0124	80.6364	34.9	0.9	37.3	0.9	1.4	0.9	0.2	0.9
SIMR-GPS★	27.1646	84.9844	32.7	0.3	37.9	0.3	-0.6	0.3	-1.0	0.3
SKA0-GPS★	28.5829	81.6343	31.9	0.9	34.9	0.9	-1.6	0.9	-2.7	0.9
SKT0-GPS★	28.5858	81.6352	31.4	0.9	36.7	0.9	-2.1	0.9	-0.9	0.9
SMK0-GPS★	29.9670	81.8265	24.1	0.8	35.6	0.9	-9.4	0.8	-1.5	0.9
SPS2-GPS★	28.4069	81.6906	34.4	0.9	38.3	0.9	1.0	0.9	0.7	0.9
SYA0-GPS★	28.1711	85.3293	26.4	1.0	38.1	1.0	-6.9	1.0	-0.6	1.0
TAIW-GPS	25.0213	121.5365	-17.6	3.2	40.0	2.2	-42.3	3.2	-7.6	2.2
TAN0-GPS★	27.8738	83.5538	35.3	0.9	37.7	1.0	1.9	0.9	-0.6	1.0
URUM-GPS	43.8079	87.6007	5.4	0.9	30.3	0.9	-27.7	0.9	-3.4	0.9
WUHN-GPS	30.5317	114.3573	-14.7	1.6	32.4	2.4	-42.1	1.6	-13.6	2.4
XIAN-GPS	34.3687	109.2215	-15.4	1.3	33.5	1.9	-44.3	1.3	-10.7	1.9
CICB-DORIS	-6.4906	106.8488	-5.5	1.4	23.3	2.0	-35.1	1.4	-16.7	2.0
CIBB-DORIS	-6.4906	106.8488	-5.5	1.4	23.3	2.0	-35.1	1.4	-16.7	2.0
COLA-DORIS	6.8920	79.8741	35.1	1.2	41.6	2.0	1.5	1.2	-0.3	2.0
COL1-DORIS	6.8920	79.8741	35.1	1.2	41.6	2.0	1.6	1.2	-0.1	2.0
EVE1-DORIS	27.9581	86.8131	23.5	0.6	36.5	1.2	-9.7	0.6	-2.7	1.2
EVEB-DORIS	27.9581	86.8131	23.3	1.3	36.2	1.9	-9.9	1.3	-2.9	1.9

see next page...

Stations	Latitude	Longitude	Velocity relative to ITRF2000				Velocity relative to India			
			North	σ_N	East	σ_E	North	σ_N	East	σ_E
continuation...										
DJIA-DORIS	11.5263	42.8466	23.3	1.0	29.0	2.0	-3.7	1.0	-8.1	2.0
DJIB-DORIS	11.5263	42.8466	23.3	1.0	29.0	2.0	-3.7	1.0	-8.1	2.0
JIUB-DORIS	30.5155	114.4911	-44.5	6.0	44.6	9.3	-71.8	6.0	-1.4	9.3
KITA-DORIS	39.1336	66.8848	0.8	1.2	29.0	1.7	-31.9	1.2	0.9	1.7
KITB-DORIS	39.1336	66.8848	0.8	1.2	29.0	1.7	-31.9	1.2	0.9	1.7
AIRP-CHEN	27.7000	85.2800	28.6	1.8	38.6	3.4	-4.7	1.8	-0.3	3.4
WT15-CHEN	27.4900	88.9100	22.0	1.9	40.8	2.8	-11.0	1.9	0.9	2.8
BALA-CHEN	29.7400	90.8000	12.9	1.8	45.7	2.2	-19.9	1.8	5.9	2.2
BHAR-CHEN	27.6700	84.4300	31.1	1.5	39.3	3.0	-2.2	1.5	0.7	3.0
BIRA-CHEN	26.4800	87.2600	32.4	1.9	41.6	3.2	-0.7	1.9	1.9	3.2
DAGZ-CHEN	29.6600	91.3600	10.9	1.8	46.3	2.1	-21.8	1.8	6.3	2.1
GNGB-CHEN	29.8800	93.2400	-0.3	2.5	56.1	3.2	-32.8	2.5	15.6	3.2
GGAR-CHEN	29.2800	90.9600	10.3	2.2	49.6	3.1	-22.5	2.2	9.6	3.1
GUCO-CHEN	28.7800	86.3400	18.7	1.8	43.3	3.2	-14.5	1.8	4.5	3.2
SHOT-CHEN	29.5900	85.7400	17.1	1.7	41.5	3.2	-16.2	1.7	3.1	3.2
JANK-CHEN	26.7100	85.9200	31.6	2.2	40.3	4.7	-1.6	2.2	1.1	4.7
JIAN-CHEN	28.9100	89.5700	17.3	1.6	42.4	2.1	-15.6	1.6	2.7	2.1
JIRI-CHEN	27.6400	86.2300	25.1	1.9	36.3	3.7	-8.1	1.9	-2.8	3.7
JOMO-CHEN	28.7800	83.7200	22.1	1.1	37.9	2.5	-11.3	1.1	-0.2	2.5
LHAS-CHEN	29.6600	91.1000	12.4	1.8	46.8	2.0	-20.4	1.8	6.9	2.0
LAZE-CHEN	29.1200	87.5800	20.0	1.4	42.8	2.3	-13.2	1.4	3.8	2.3
MAHE-CHEN	28.9600	80.1500	32.2	1.2	34.0	3.0	-1.3	1.2	-3.0	3.0
NAGA-CHEN	27.6900	85.5200	29.2	1.1	37.9	1.9	-4.0	1.1	-1.0	1.9
NEPA-CHEN	28.1300	81.5700	32.6	0.8	38.3	2.2	-0.9	0.8	0.6	2.2
WT11-CHEN	28.2900	86.0200	21.8	1.9	38.2	3.6	-11.5	1.9	-0.7	3.6
WT16-CHEN	28.3000	86.0200	19.2	1.4	40.6	2.4	-14.1	1.4	1.7	2.4
POKH-CHEN	28.2000	83.9800	28.3	1.3	37.4	2.7	-5.0	1.3	-0.9	2.7
RANJ-CHEN	28.0600	82.5700	29.0	1.5	37.7	3.1	-4.4	1.5	-0.3	3.1

see next page...

Stations	Latitude	Longitude	Velocity relative to ITRF2000			Velocity relative to India				
			North	σ N	East	σ E	North	σ N	East	σ E
continuation...										
RONG-CHEN	28.1900	86.8300	21.9	1.4	37.9	2.3	-11.3	1.4	-1.2	2.3
WT12-CHEN	29.4400	85.2100	20.2	1.2	34.1	2.3	-13.1	1.2	-4.3	2.3
SHIQ-CHEN	32.5100	80.1000	14.4	0.7	30.9	2.8	-19.1	0.7	-4.8	2.8
SIMA-CHEN	27.1600	84.9800	33.1	1.4	39.7	2.8	-0.3	1.4	0.7	2.8
SIMI-CHEN	29.9700	81.8300	18.9	1.1	34.4	2.7	-14.5	1.1	-2.7	2.7
SURK-CHEN	28.5900	81.6400	28.7	1.1	34.8	2.7	-4.8	1.1	-2.7	2.7
TANS-CHEN	27.8700	83.5500	27.9	1.5	37.7	3.1	-5.5	1.5	-0.6	3.1
TCOQ-CHEN	31.0200	85.1400	16.2	1.7	35.0	3.3	-17.1	1.7	-2.8	3.3
TING-CHEN	28.6300	87.1600	20.3	1.5	35.7	2.4	-12.9	1.5	-3.4	2.4
XIGA-CHEN	29.2500	88.8600	18.8	1.5	41.4	2.2	-14.2	1.5	2.0	2.2
WT15-CHEN	27.4900	88.9100	22.0	1.9	40.8	2.8	-11.0	1.9	0.9	2.8

TAB. 2.5 – Station velocities relative to ITRF2000 and to stable India with $1\text{-}\sigma$ uncertainties in mm.yr^{-1} . The first part lists the GPS station velocities determined in this study from processing the raw data, the second part lists the DORIS station velocities obtained in this study from the combination in QOCA with all the GPS data, and the third part lists the GPS station velocities from stations in Southern Tibet obtained by converting the velocities determined by Chen et al., 2004 relative to ITRF97 to ITRF2000. ★ All stations surveyed by LDG and IDYL-HIM teams, in collaboration with DMG.

	Coefficients							
	a	b	c	d	e	f	p(year)	p(days)
SIMR								
North	-65470.6	32.74790	1.87666	-1.19045	0.17678	0.38860	0.95003	346.76132
East	-75755.7	37.87990	-1.24903	-0.83845	0.27825	-1.25265	0.92498	337.61661
DAMA								
North	-63817.1	31.89800	1.88961	-2.29533	0.33145	-0.19133	0.97505	355.89216
East	-74190.6	37.07960	0.14850	-1.04260	-1.08334	-0.87599	1.00007	365.02555
NAGA								
North	-60124.1	30.13080	2.23975	1.42121	0.30220	-0.33042	0.92508	337.65530
East	-71749.1	35.93410	-1.35690	0.65572	-1.47554	-0.91557	1.02491	374.09215
GUMB								
North	-51460.8	25.74180	-4.43710	-1.07964	-0.73203	1.32306	0.99975	364.90693
East	-72299.4	36.15080	-0.70502	-0.24717	-1.09015	-0.56375	1.00005	365.01825
EVEB								
North	-47124.2	23.51580	-4.17672	4.60870	0.34308	0.31336	0.97522	355.95530
East	-73184.9	36.52200	-4.46430	6.82764	-1.93811	1.00231	0.97494	355.85420

TAB. 2.6 – *Coefficients of Eq. 2.1 used to fit the geodetic time-series with account for seasonal variations. Coefficients $p(\text{year})$ and $p(\text{days})$ correspond to the period expressed, respectively in years and in days.*

three times better than those determined from campaign measurements.

We could not have access to the raw data from the campaign measurements carried out in Southern Tibet (Chen *et al.*, 2004). In order to take some advantage of this dataset, however, we have used the velocities determined by these authors, which were given relative to ITRF97 (Boucher *et al.*, 1999). These velocities were expressed relative to ITRF2000, using the transformation parameters produced by Altamimi *et al.*, 2002 (see also <http://itrf.ensg.ign.fr/>). This transformation is described by the following equation:

$$\dot{X}_2 = \dot{X}_1 + \dot{T} + \dot{D} X_1 + \dot{R} X_1 \quad (2.2)$$

with

$$\dot{T} \text{ (cm.yr}^{-1}\text{)} = \begin{pmatrix} \dot{T}_1 \\ \dot{T}_2 \\ \dot{T}_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.00 \\ -0.06 \\ -0.14 \end{pmatrix} \quad (2.3)$$

and

$$\dot{D} \text{ (ppb.yr}^{-1}\text{)} = 0.01 \quad (2.4)$$

and

$$\dot{R} \text{ (0.001" .yr}^{-1}\text{)} = \begin{bmatrix} 0 & -\dot{R}_3 & \dot{R}_2 \\ \dot{R}_3 & 0 & -\dot{R}_1 \\ -\dot{R}_2 & \dot{R}_1 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & -0.02 & 0 \\ 0.02 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

in which X_i and \dot{X}_i are, respectively the coordinate vector and its first time derivative.

In Fig. 2.7, we compare the velocities at nine common sites determined in our study with those obtained by Chen *et al.*, 2004 after the above transformation. The discrepancies are less than about 2 mm.yr⁻¹ at six of the stations. We do not see any systematic errors in the geographic distribution of the differences between the two determinations, suggesting that there is no major reference frame issue when the two data sets are combined.

The consistency between the campaign- and continuous- occupation solutions can be evaluated by comparing continuous time-series with campaign measurements at the same site. Figure 2.8 shows an example of the worst case, where the campaign measurements can be offset from the continuous

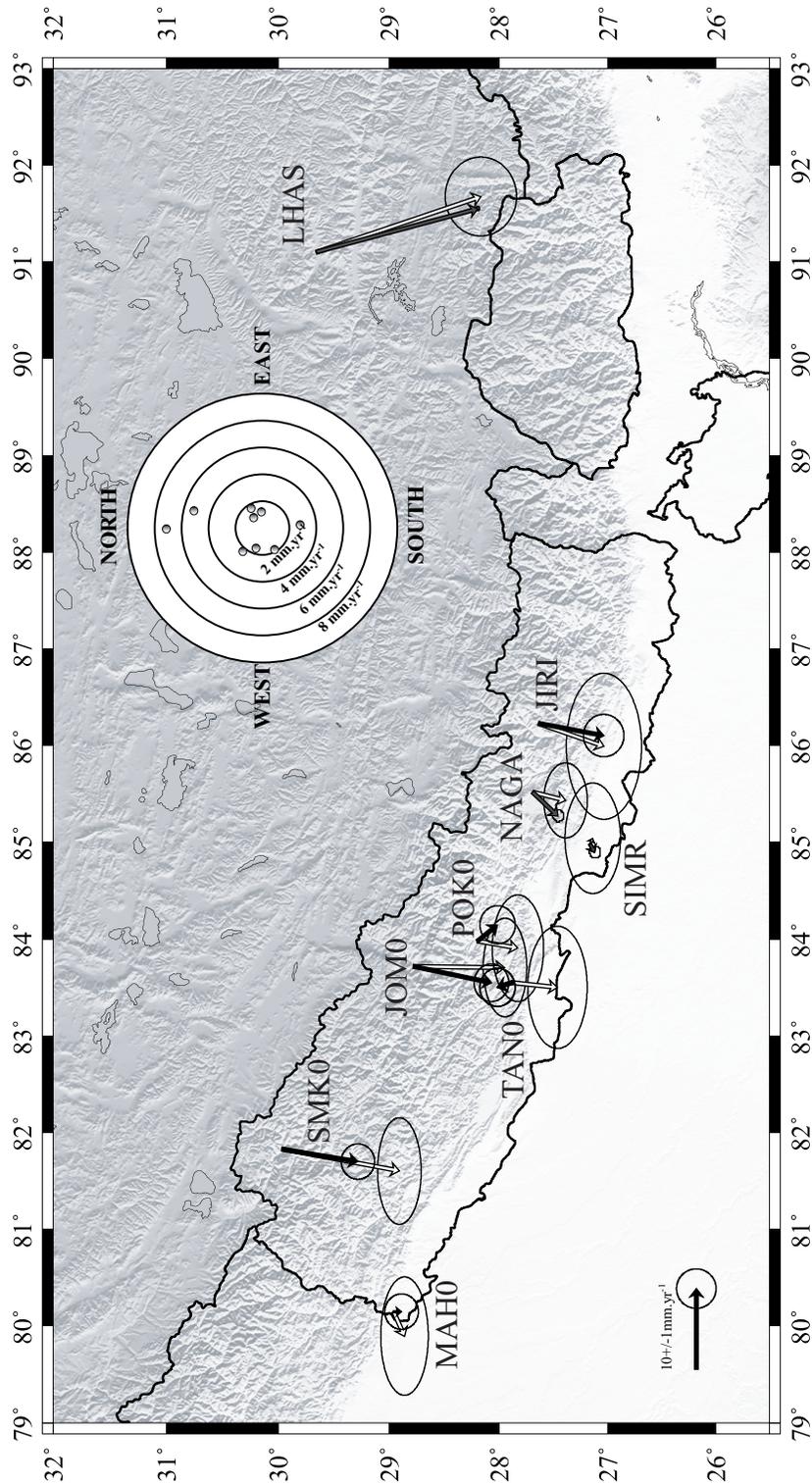


FIG. 2.7 – Comparison of velocities relative to stable India as determined in this study and obtained by converting the velocities determined by Chen et al., 2004 relative to ITRF97 to ITRF2000. The differences between the two determinations are shown in the azimuthal plot in the inset.

time-series by more than 10 mm. The large errors on the campaign measurements are probably the results of short (less than 24 h) session lengths. As a result, the uncertainty on the velocity determined from the campaign measurements is typically three times larger than those derived from continuous measurements (Table 2.5). Although less accurate, the campaign data provide still some useful information on spatial distribution of strain.

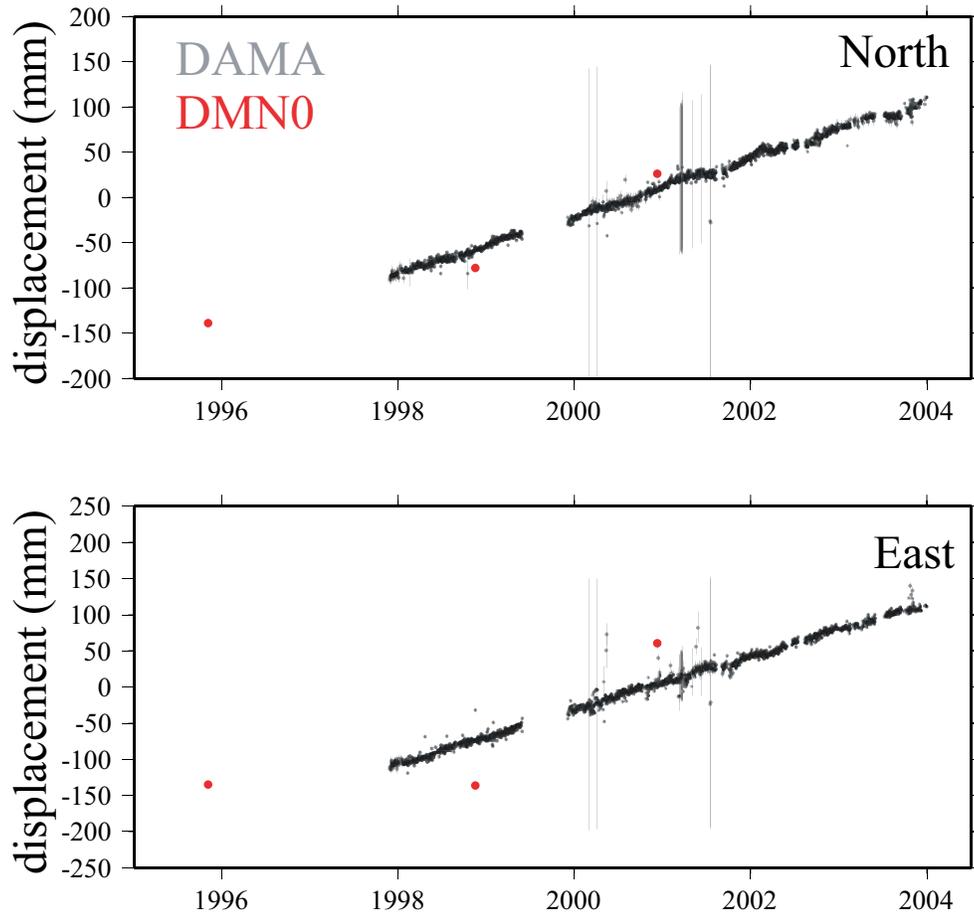


FIG. 2.8 – Time-series comparison between the cGPS (DAMA, grey dots) and campaign measurements (DMN0, red dots) at the same site DAMAN (red dots).

2.2.6 Indian plate motion and velocity solutions

Euler poles and angular velocities describing the motion of most plates relative to ITRF97 and ITRF2000 have been already determined (Altamimi *et al.*, 2002; Sella *et al.*, 2002). However, it turns out that the motion of the Indian plate is relatively poorly constrained because previous determinations only used the sole IGS station on the Indian peninsular (IISC) and data from a relatively close ($< 5^\circ$ spherical angle) continuous station (HYDE).

Recently, a better-constrained value, relative to ITRF2000 ($50.9 \pm 5.11^\circ\text{N}$, $-12.1 \pm 0.61^\circ\text{W}$ and angular velocity $0.486 \pm 0.01^\circ\text{.Myr}^{-1}$) was obtained by Socquet, 2003 using IISC and HYDE together with our campaign measurements from stations in Southern Nepal: MAHE, NEPA, BHAR and SIMR (Fig. 2.3). We use the data from IISC, the campaign measurements at MAH0, NPJ0 (which are all south of the Himalayan foothills), the 1997-2004 time-series at the cGPS station SIMR and the 1993-2005 time-series at the DORIS station COLA in Colombo.

The best-fitting Euler pole is determined from minimising a reduced χ^2 criterion (Press & Teukolsky, 1997), measuring the discrepancy between modelled (V_m) and observed (V_o) velocities, described by the following equation:

$$\chi^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{(V_o^i - V_m^i)}{\sigma^i} \right)^2 \text{ where } i \text{ refers to each data set.} \quad (2.6)$$

Only horizontal velocities were taken into account in Eq. (2.6). We thus obtain an Euler pole describing the Indian plate motion relative to ITRF2000 (Table 2.7), located at $51.409 \pm 1.560^\circ\text{N}$, $-10.915 \pm 5.556^\circ\text{W}$, with an angular velocity of $0.483 \pm 0.015^\circ\text{.Myr}^{-1}$. This determination is consistent with that of Socquet, 2003.

Euler pole	Latitude(°)	Longitude(°)	Angular velocity(° .Ma ⁻¹)
India/ITRF2000 (this study)	51.409 ± 1.560	-10.915 ± 5.556	0.483 ± 0.015
India/ITRF2000 (Socquet, 2003)	50.9 ± 5.11	-12.1 ± 0.61	0.486 ± 0.01
India/Eurasia (DeMets <i>et al.</i> , 1994)	24.5 ± 1.8	17.7 ± 8.8	0.51 ± 0.06
India/Eurasia (Holt <i>et al.</i> , 2000)	29.78	7.51	0.353 ± 0.024
India/Eurasia (Paul <i>et al.</i> , 2001)	25.6 ± 1.0	11.1 ± 9.0	0.44 ± 0.026
India/Eurasia (Sella <i>et al.</i> , 2002)	28.56 ± 1.1	11.62 ± 14.4	0.357 ± 0.033
India/Eurasia (this study)	26.45 ± 3.4	13.99 ± 7.8	0.354 ± 0.015
Eurasia/ITRF2000 (Altamimi <i>et al.</i> , 2002)	57.965 ± 1.211	-99.374 ± 2.710	0.260 ± 0.005
Eurasia/ITRF2000 (SOPAC web site)	57.020 ± 0.15	-99.838 ± 0.58	0.258 ± 0.001

TAB. 2.7 – Summary of Euler poles describing the Indian plate motion relative to ITRF2000 and to Eurasia and the Eurasia plate motion relative to ITRF2000 determined from this and previous studies.

The residual velocities are plotted in Figs. 2.5 and 2.9. Also shown in Fig. 2.9 are the residuals at four other stations located to the south of the Himalayan foothills (LMK1, KRN2, BRW0, BIRA). These stations were not considered in the determination of the pole of India to avoid putting too much weight on the data close to the Himalayan front, where interseismic strain might not be negligible. The residuals are generally less than about 2 mm.yr^{-1} and they show no systematic pattern in terms of their geographic distribution.

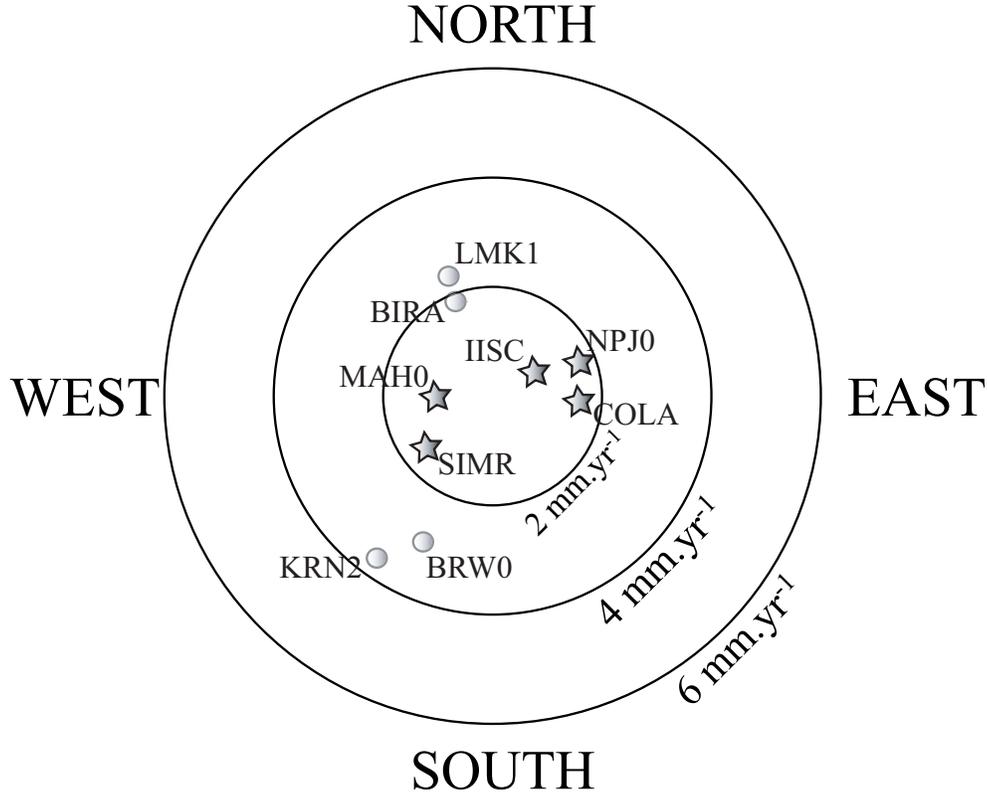


FIG. 2.9 – Azimuthal plot of residual velocities at all stations presumed to be on the stable Indian plate, as determined in this study. Stars show stations which were used to determine the Euler pole of India in Table 2.7.

The data set we consider is thus reasonably consistent with the hypothesis that they all belong to the same stable plate and that the effect of interseismic strain in the Himalaya is negligible among all these sites. All data relative to fixed India are reported in the Table 2.5. We have, in the same manner as earlier, calculated the Euler pole of the Indian plate compared to Eurasia (Table 2.7). For that, we transformed our ITRF2000 velocities into velocities relative to Eurasia, thanks to the Euler pole published by the Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC) ($57.020 \pm 0.15^\circ\text{N}$, $-99.838 \pm 0.58^\circ\text{E}$ and angular velocity $0.258 \pm 0.001^\circ.\text{Myr}^{-1}$). This is similar to that published by Altamimi *et al.*, 2002 ($57.965 \pm 1.211^\circ \text{N}$, $-99.374 \pm 2.710^\circ\text{E}$, $0.260 \pm 0.005^\circ.\text{Myr}^{-1}$), but presents a

much smaller uncertainty.

We obtain an Euler pole describing the Indian plate motion relative to Eurasia, located at $26.45 \pm 3.4^\circ\text{N}$, $13.99 \pm 7.8^\circ\text{E}$, with an angular velocity of $0.354 \pm 0.015^\circ.\text{Myr}^{-1}$. Our Eurasia-India angular velocity predicts a station velocity of 34.4 mm.yr^{-1} at IISC. We agree with earlier findings (Chen *et al.*, 2000; Shen *et al.*, 2000; Holt *et al.*, 2000; Paul *et al.*, 2001; Kreemer *et al.*, 2000), suggesting that the Indian plate is moving slower than predicted by the NUVEL-1A global plate motion model (Argus & Gordon, 1991; DeMets *et al.*, 1994).

These studies show a range of velocity estimates (e.g., rates at IISC relative to Eurasia of 34.8, 41.9, 36, 43.7, and 34.3 mm.yr^{-1} , respectively), but all are slower than the corresponding NUVEL-1A estimate of 47.8 mm.yr^{-1} at IISC. Our velocity is comparable, though slightly smaller by 2% than previous geodetic estimates (Sella *et al.*, 2002). It appears also to be about 30% slower than that predicted from NUVEL-1A global plate model.

2.2.7 Interseismic deformation in the Himalayas of Central Nepal

All the velocities were next determined relative to stable India as defined from the Euler pole obtained in Sect. 2.2.6 (Fig. 2.10). The estimated velocities, ranging from -3 to 3 mm.yr^{-1} along the Himalayan foothills, increase gradually northwards across the Himalayan range, reaching $10\text{--}17 \text{ mm.yr}^{-1}$ in Southern Tibet. No detectable discontinuity of the velocity field is found across the MFT fault.

This shows that, over the 8-year time period covered by these data, the frontal part of the MHT has remained locked, as already argued in a number of previous studies in Nepal (e.g., Bilham *et al.*, 1997; Cattin & Avouac, 2000; Jouanne *et al.*, 1999; Larson *et al.*, 1999) and in the North-Western Himalaya (Banerjee & Burgmann, 2002).

In Fig. 2.11, we compare the observed velocities with the prediction of the model of interseismic straining that was proposed by Bollinger *et al.*, 2004. This model assumes that the MHT is locked from the surface to some depth below the front of the high range. The location of the down-dip end of the locked fault zone was determined from the seismicity pattern based on the rationale of Cattin & Avouac, 2000, who demonstrated that seismicity is triggered by a Coulomb stress increase at the tip of the creeping portion of the MHT.

In that model, the convergence rate is assumed to be 19 mm.yr^{-1} (Bollinger *et al.*, 2004, Table 2.1), similar to the long-term geologically estimated rate. The model predicts a reasonable fit to our

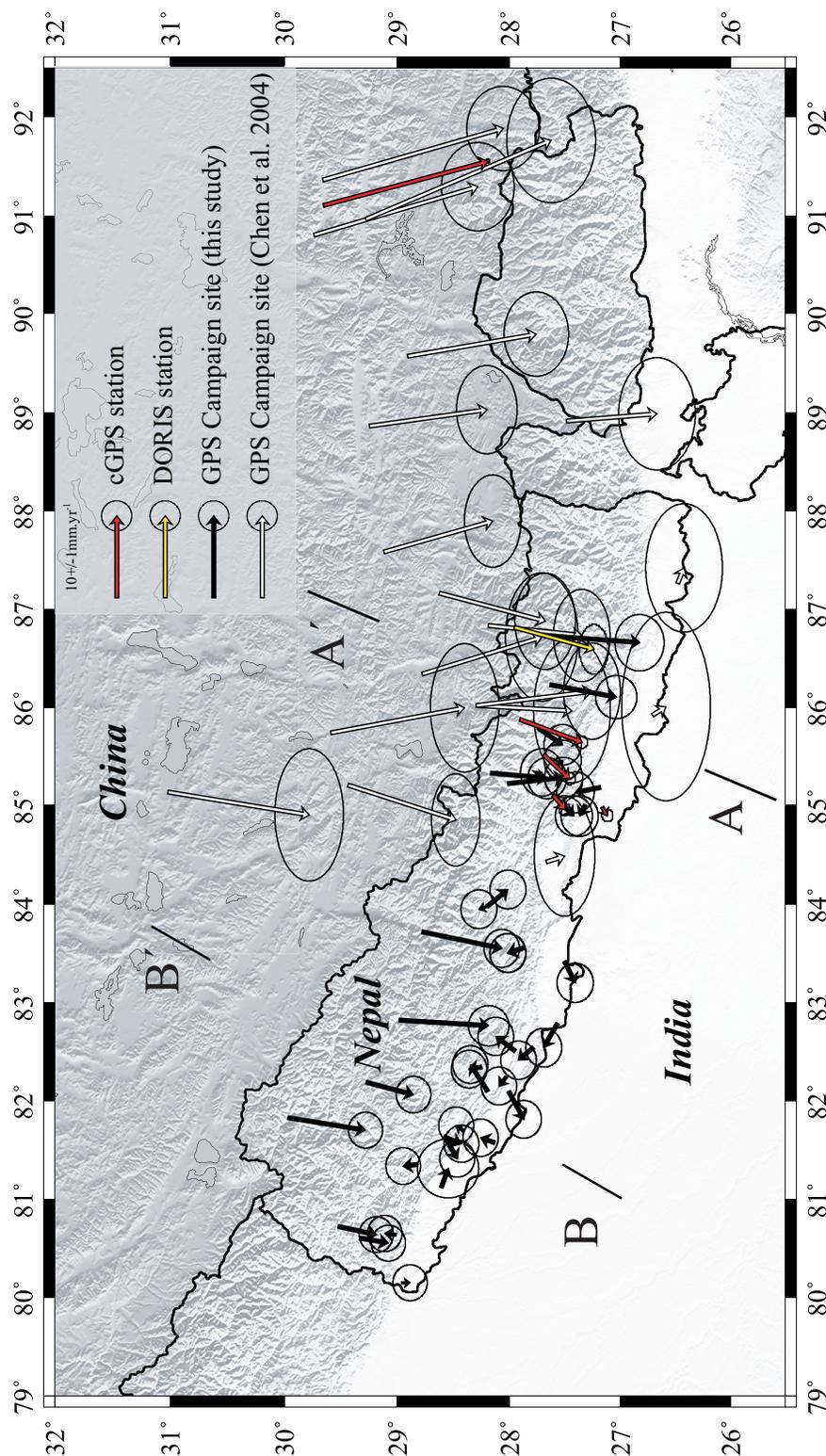


FIG. 2.10 – Velocities at all sites relative to stable India. Red, yellow, and black arrows represent, respectively, the velocities determined in this study at the cGPS stations, the DORIS station, and the campaign stations in Nepal. The white arrows show the velocities in Southern Tibet and Nepal obtained by converting the velocities determined by Chen et al., 2004 relative to ITRF97 and ITRF2000. AA' and BB' show location of profiles across Central-Eastern Nepal and Western Nepal shown in Figs. 2.12 and 2.13.

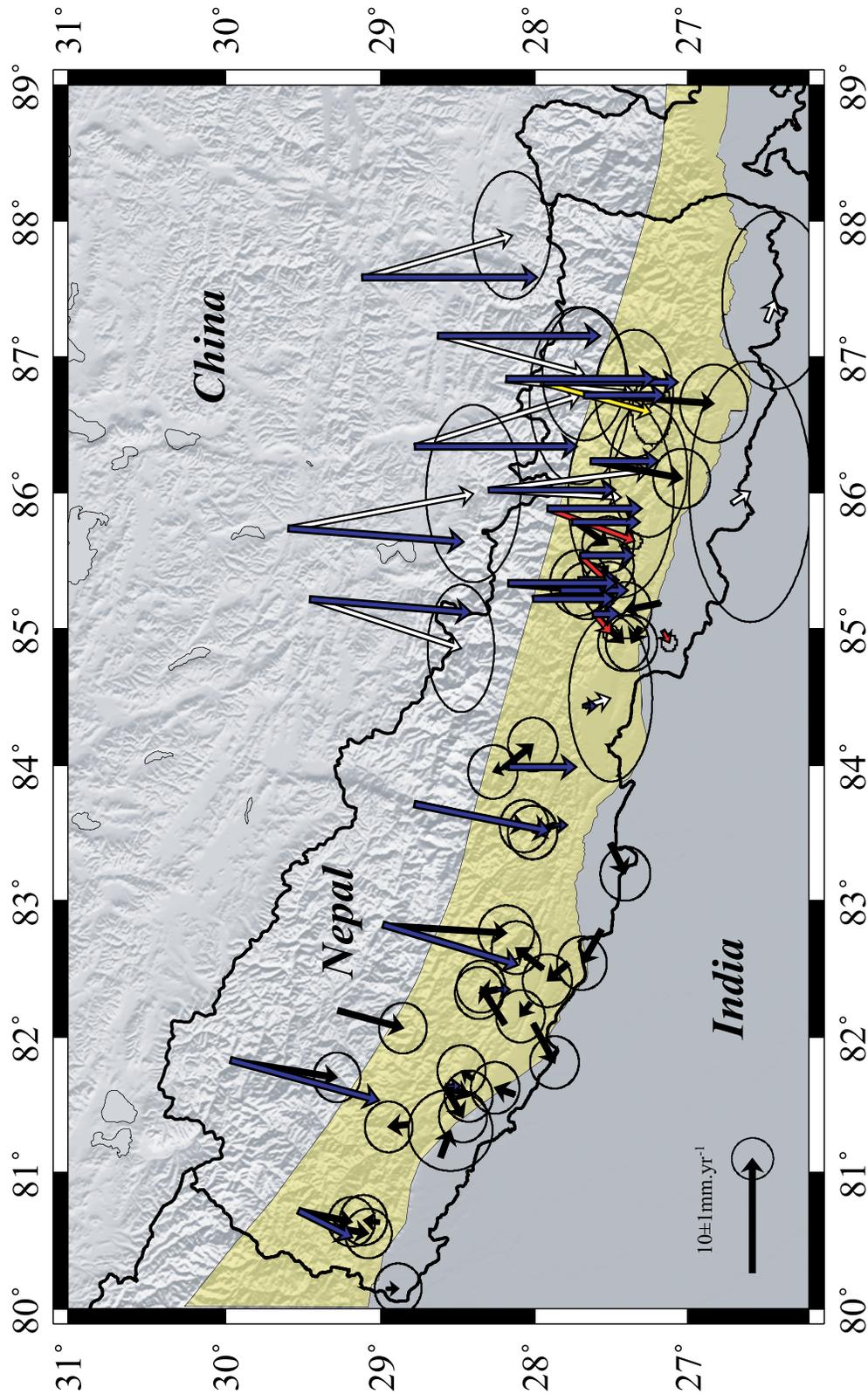


FIG. 2.11 – Observed velocities relative to stable India (same colour code as in Fig. 2.10), as determined in this study, and velocities predicted from a 3D dislocation model (Bollinger et al., 2004) (blue arrows). The yellow area shows the geometry of the locked fault zone of the MHT assumed in this model.

new results, although the assumed convergence rate seems too high. We therefore search for the best slip rate solution across Eastern and Central Nepal, keeping all geometric properties the same in the model. The best-fitting slip rate is determined to be 15.7 ± 5 mm.yr⁻¹ (Table 2.8). It should be noticed here that the error estimate does not account for the uncertainty on the model geometry or on the plate motion of India.

	Block east (Bollinger <i>et al.</i> , 2004)	Block west (Bollinger <i>et al.</i> , 2004)
V (mm.yr ⁻¹)	15.73 ± 5	12.5 ± 6
χ^2 on the north component	1.47	4.25
χ^2 on the east component	1.25	2.75
χ^2 on both components	1.37	3.5

TABLE 2.8 – *Convergence rates, with 1- σ uncertainty, across Eastern Nepal and Western Nepal determined from a model of interseismic strain with the same fault geometry and slip azimuth as in Bollinger et al., 2004. The convergence rate was adjusted by minimising the reduced χ^2 criterion.*

In order to find a local (i.e., Eastern or Western Nepal) best-fitting slip rate with as few geometrical assumptions as possible, such as a free-locked fault zone location or a free-creeping zone dip and depth, we modelled the data using a simpler 2D elastic dislocation model. Following most previous investigations (e.g., Bilham *et al.*, 1997), we model interseismic strain as due to slip along a creeping dislocation embedded in an elastic half-space. Although this modelling approach is questionable, it has been shown to be a reasonable approximation when compared to mechanical models that account for the variations with depth of rheological properties, as well as to the effect of erosion and sedimentation on crustal deformation (Vergne *et al.*, 2001).

We use the analytical solution for a pure dip-slip fault in an elastic half space (Singh & Rani, 1993). To account for the uncertainty on the plate motion of India, the model is parameterised in terms of the coordinates of the Euler Pole of India relative to ITRF2000, the geometry of the locked fault zone (assumed fixed relative to India) and the slip-rate. We then minimise the χ^2 (Eq. 2.6) taking into account the velocities relative to ITRF2000 of all sites on the Indian plate and across the Nepal Himalaya (listed in Table 2.5). This inversion procedure allows another solution for the plate motion of India. The various solutions described hereafter all yield a solution for the Euler pole of India very close to that proposed at the end of Sect. 2.2.6 with generally slightly smaller uncertainties. Hereafter, we will focus on the results on the locked fault zone geometry and slip rates.

Because of the arcuate shape of the Himalayan arc and because of possible differences between

Western and Eastern Nepal, we considered two sections. Only the component of the velocity parallel to the dip-slip motion is considered in this analysis (i.e., horizontal data). In Central and Eastern Nepal, projecting the geodetic data along a N23°E section, an azimuth normal to the midcrustal microseismic cluster stretch, the solution best fitting all horizontal GPS data yields a slip rate on the MHT of 16.3 ± 0.7 mm.yr⁻¹, with a relatively good fit to the data corresponding to a reduced χ^2 of 1.87 (Table 2.9). It should be noticed that this 2D model assumes that all displacements are parallel to the N23°E azimuth of convergence. If the velocity components in the N113°E azimuth are taken into account, the reduced χ^2 increases to 4.00.

	Eastern Nepal		Western Nepal	
	Inversion of horizontal data	Inversion of vertical data	Inversion of horizontal and vertical data	Inversion of horizontal data
V (mm.yr ⁻¹)	16.3 ± 0.7	12.1 ± 0.4	16.2 ± 0.8	13.4 ± 5
Dip(°)	10.3	11.5	10.3	4.5
Downdip end (km)	115	104	112	151
Depth (km)	20.9	21	20.4	12.1
χ^2 on the GPS Data (G)	1.87	6.67	1.92	5.88
χ^2 on the Leveling Data (L)	2195.39	0.88	0.94	-
χ^2 on both G and L	1153.2	2.35	1.08	-

TAB. 2.9 – Parameters of the best fitting 2D dislocation models (Singh & Rani, 1993) for Eastern and Western Nepal, obtained by minimising the reduced χ^2 criterion. Bold values indicate the χ^2 criterion that was minimised to derive the model considered. Other values are listed for comparison.

The 2D approximation turns out to be a poor approximation. This model was also compared with uplift rates determined from the comparison of spirit levelling data across Central Nepal (Jackson & Bilham, 1994). These data show uplift rates relative to the first point in the lowland. The fit is poor, yielding a reduced χ^2 on the vertical data of about 2,200 (Table 2.9). The main reason for the poor fit is that the horizontal velocities poorly constrain the position of the down-dip end of the locked fault zone.

We also determined the best-fitting solution obtained from only the vertical data. One unknown parameter is the absolute elevation change of the levelling first point, which we need to solve for, as suggested by Gahalaut & Chander, 1997. A good fit (χ^2 of 0.9) is obtained for a slip rate of 12.1 ± 0.4 mm.yr⁻¹; the best fitting uplift rate at the first point is then 0.9 mm.yr⁻¹. The dip-angle

of the creeping dislocation is not affected much, still of the order of 10° , but the down-dip end of the locked fault zone is shifted southward by 11 km.

When both data sets are considered simultaneously, we obtain a good general fit to the data with a χ^2 of 1.08. This shows that the two data sets are reasonably consistent and can be used jointly, but that lateral variations of the geometry of the locked fault zone would need to be taken into account. Note that in the joint inversion we did not normalise the respective uncertainties on the levelling and the GPS data to avoid putting too much weight on the levelling data, which all come from a single section. The solution best fitting all geodetic data yields a slip rate on the MHT of $16.2 \pm 0.8 \text{ mm.yr}^{-1}$ (Fig. 2.12, Table 2.9).

For Western Nepal, only GPS campaign measurements are available. In this region, all the data are projected along a section striking $N30^\circ E$, normal to the mean azimuth of the microseismic midcrustal cluster. This velocity section shows that stations along the Himalayan foothills are approximately fixed relative to stable India and that velocities tend to increase northwards reaching $10\text{-}14 \text{ mm.yr}^{-1}$ (Fig. 2.13). There is obviously more scattering in these data than in the Central-Eastern Nepal section. The pattern of deformation in Western Nepal might therefore be more complex than that predicted from a simple 2D model.

The predicted velocities obtained from a purely dip-slip dislocation yield a poor fit to the $N30^\circ E$ velocity with a reduced χ^2 of 6.0 (Fig. 2.13, Table 2.9). The inferred slip rate is $13.4 \pm 5 \text{ mm.yr}^{-1}$, an estimate comparable with the $14 \pm 1 \text{ mm.yr}^{-1}$ convergence rate determined further west across the Kumaon Himalaya in India (Banerjee & Burgmann, 2002). However, compared with our analysis we suspect that, given the limited data used by Banerjee & Burgmann, 2002, the 1 mm.yr^{-1} uncertainty has been underestimated.

In both the Western and Central-Eastern Nepal cases, the up-dip limit of the dislocation coincides with the cluster of seismicity that can be traced all along the front of the Himalayan arc (Pandey *et al.*, 1999). This correlation is consistent with the micro-earthquakes being triggered by stress accumulation at the tip of the creeping zone (Cattin & Avouac, 2000; Pandey *et al.*, 1995). Furthermore, the location and dip-angle of the dislocation, which are well constrained in the Central-Eastern Nepal model, is found to be reasonably consistent with the proposed geometry of the MHT as imaged from the Himalayan-Nepal Tibet Seismic Experiment (HIMNT), as well as the International DEep Profiling of Tibet and the Himalaya (INDEPTH) experiments further East (Schulte-Pelkum *et al.*, 2005; Nelson *et al.*, 1996) (Fig. 2.2). The 2D models for Western and Eastern-Central Nepal do not take into account the displacements perpendicular to assumed convergence azimuth. When this com-

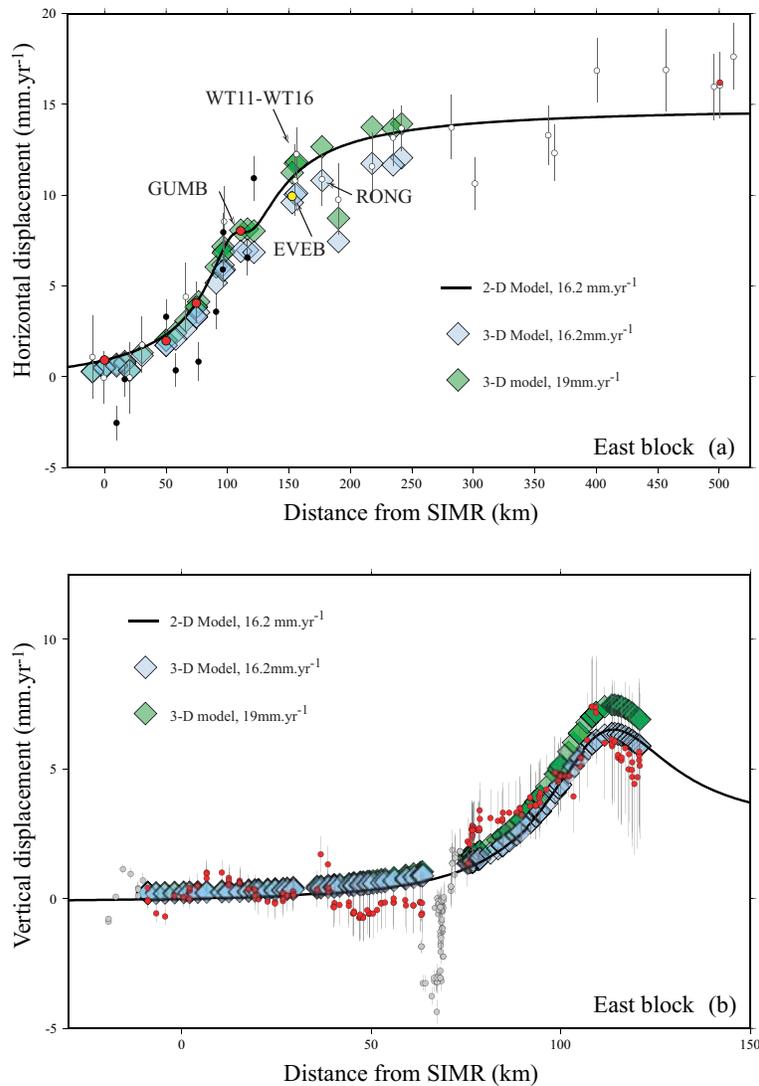


FIG. 2.12 – *a* Horizontal velocities across the Himalaya of Central and Eastern Nepal projected on an $N23^{\circ}E$ cross-section (AA' in Fig. 2.10) for the Central and Eastern Nepal. Red dots cGPS stations. Yellow dot DORIS station at EVEB. Black dots campaign GPS measurements. White dots velocities determined after Chen et al., 2004. The continuous black line shows prediction from a model of interseismic strain computed from a creeping dislocation embedded in an elastic half-space. Blue and green diamonds show, respectively, prediction of a 3D point-source dislocation model (Okada, 1992) for a slip rate of 16.2 and 19 mm.yr^{-1} . Data around Lhasa, quite far to the east of our study area, have not been taken into account. *b* Observed (Jackson & Bilham, 1994) (red dots) and modelled (same colour code as in Fig. 2.12a) vertical displacements along the levelling profile across Central Nepal projected along the Kathmandu section (see location in Fig. 2.10). Grey dots show data not included in our determination of the best model. These data include some levelling data clearly affected by subsidence in Kathmandu valley and some points in the lowlands. Note that the uplift deduced from the levelling has been shifted by 0.9 mm.yr^{-1} , which is the mean uplift rate in the foreland.

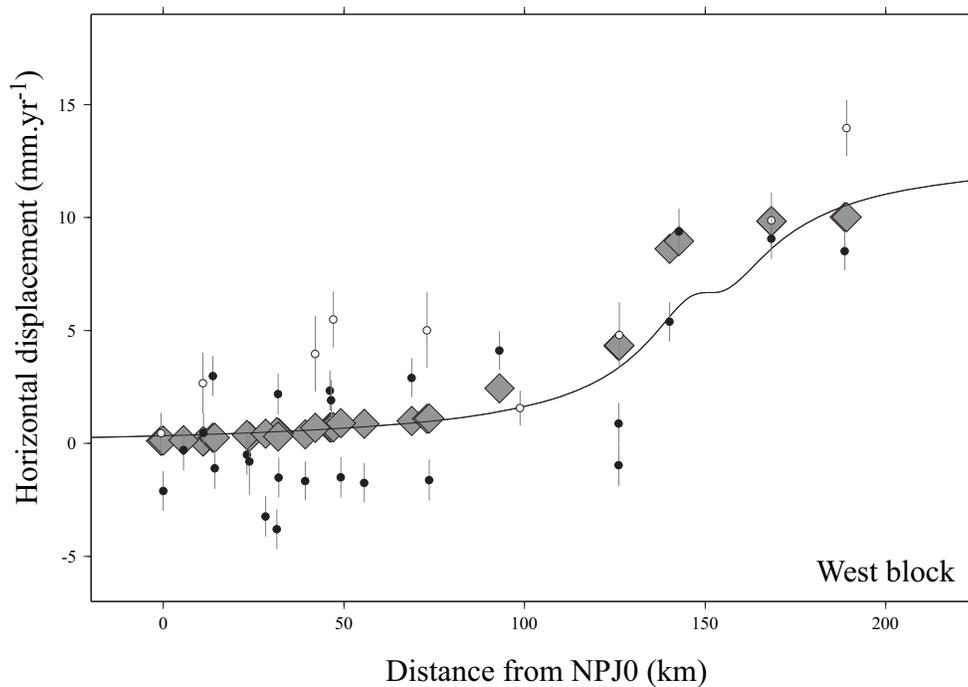


FIG. 2.13 – *Interseismic velocities across the Himalaya of Western Nepal projected on a $N30^{\circ}E$ cross section (BB' in Fig. 2.10). Comparison with elastic dislocation modelling (continuous black line) and predicted velocities determined with the revised 3D point-source dislocation model (grey diamonds). Black dots show velocities at the campaign stations determined from this study. White dots show velocities derived from Chen et al., 2004.*

ponent is taken into account, the 2D hypothesis turns out to be a poor approximation.

In order to take into account the 3D geometry and lateral variations of locking depth and convergence rates, we have constructed a revised version of the 3D model proposed by Bollinger *et al.*, 2004. This model is derived by the method of Fluck *et al.*, 1997 using the Okada, 1992 formulation for point sources in an elastic half-space. We used the results of the 2D models to adjust the geometry of the down-dip end of the locked fault zone (Fig. 2.14). The lateral variation of convergence rates was assumed to be constant through the far Western and Central-Eastern Nepal segments, varying linearly in between. The convergence azimuth was next adjusted so as to fit the azimuth of the geodetic displacements relative to India.

Once the geometry was adjusted by trial and error, we then systematically varied the average convergence rate across Western Nepal and Central-Eastern Nepal around the values obtained from the 2D modelling. For each tested value, we determine the fit to all the geodetic data, and also separately evaluate the fit to the GPS campaign measurements on one hand and to the cGPS and DORIS data on the other hand (Fig. 2.15a). We also separately assessed the fit to the horizontal data and the levelling data (Fig. 2.15b).

This analysis shows that, for Central-Eastern Nepal, depending on the data set considered, the best-fitting convergence rate varies between 16 and 19 mm.yr⁻¹. When all data are combined, the best-fitting shortening rate is estimated to be 19 ± 2.5 mm.yr⁻¹. This model reasonably predicts the two components of horizontal displacements, as well as vertical displacements with a reduced χ^2 of 2.04. This model is more powerful than the 2D models described above in adjusting the ranges of the perpendicular and parallel displacement rates. The predicted velocities are shown in Figs. 2.12 and 2.13 in cross sections, and in Fig. 2.14 in plan view.

This particular solution yields an Euler pole describing the Indian plate motion relative to ITRF2000, located at $51.409 \pm 0.3^\circ\text{N}$, $-11.415 \pm 0.5^\circ\text{E}$, with an angular velocity of $0.480 \pm 0.015^\circ\text{Myr}^{-1}$. This is nearly identical to the value obtained in Sect. 2.2.6, although with a smaller uncertainty (given again at the 67% confidence level). In Fig. 2.16, we show an azimuthal plot of residual horizontal velocities at all stations on the Indian plate or across the Nepal Himalaya. There is no systematic pattern here, suggesting that 3D effects are reasonably well taken into account and that our estimate of the shortening rate is not biased by the solution found for the Indian plate motion.

The four main contributors to the misfit are the predicted velocities at the permanent GPS stations NAGA, DAMA, GUMB, SIMR, and the DORIS station EVEB. It seems that the data around

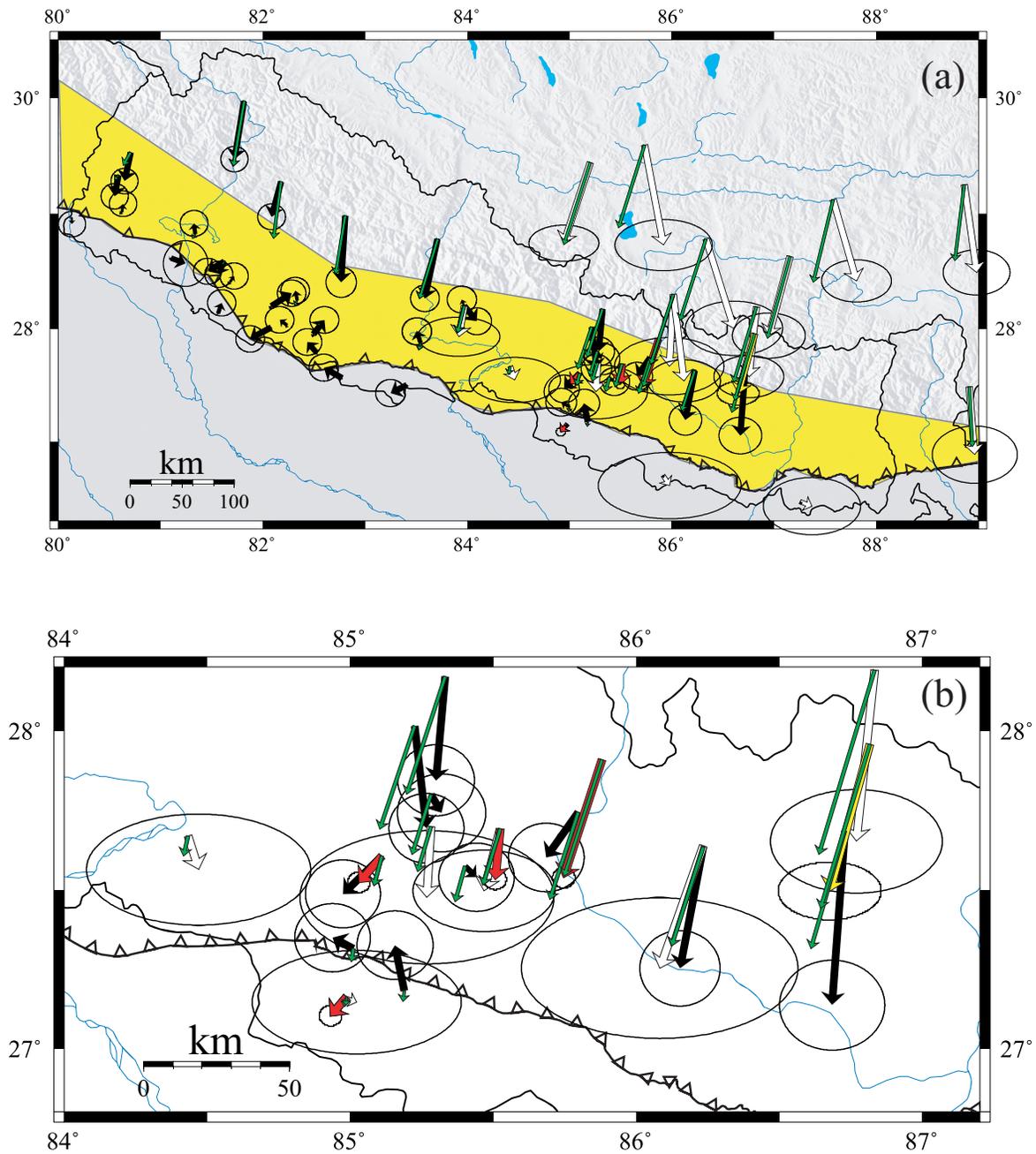


FIG. 2.14 – a) Observed velocities relative to stable India (same colour code as in Fig. 2.10) as determined in this study, and velocities predicted from a 3D point-source dislocation model (Okada, 1992) (green arrows). Elastic moduli $\lambda = \mu = 0,33 \cdot 10^{11} \text{ Nm}^{-2}$. Yellow area shows the geometry of the locked fault zone of the MHT assumed in this model. Down-dip of the locked fault zone of the MHT is assumed to creep at $19 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ in a direction perpendicular to the local trend of the Himalayan arc for the Central and Eastern parts and $13.4 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ for the Western part. b) Close-up view of Central and Eastern Nepal.

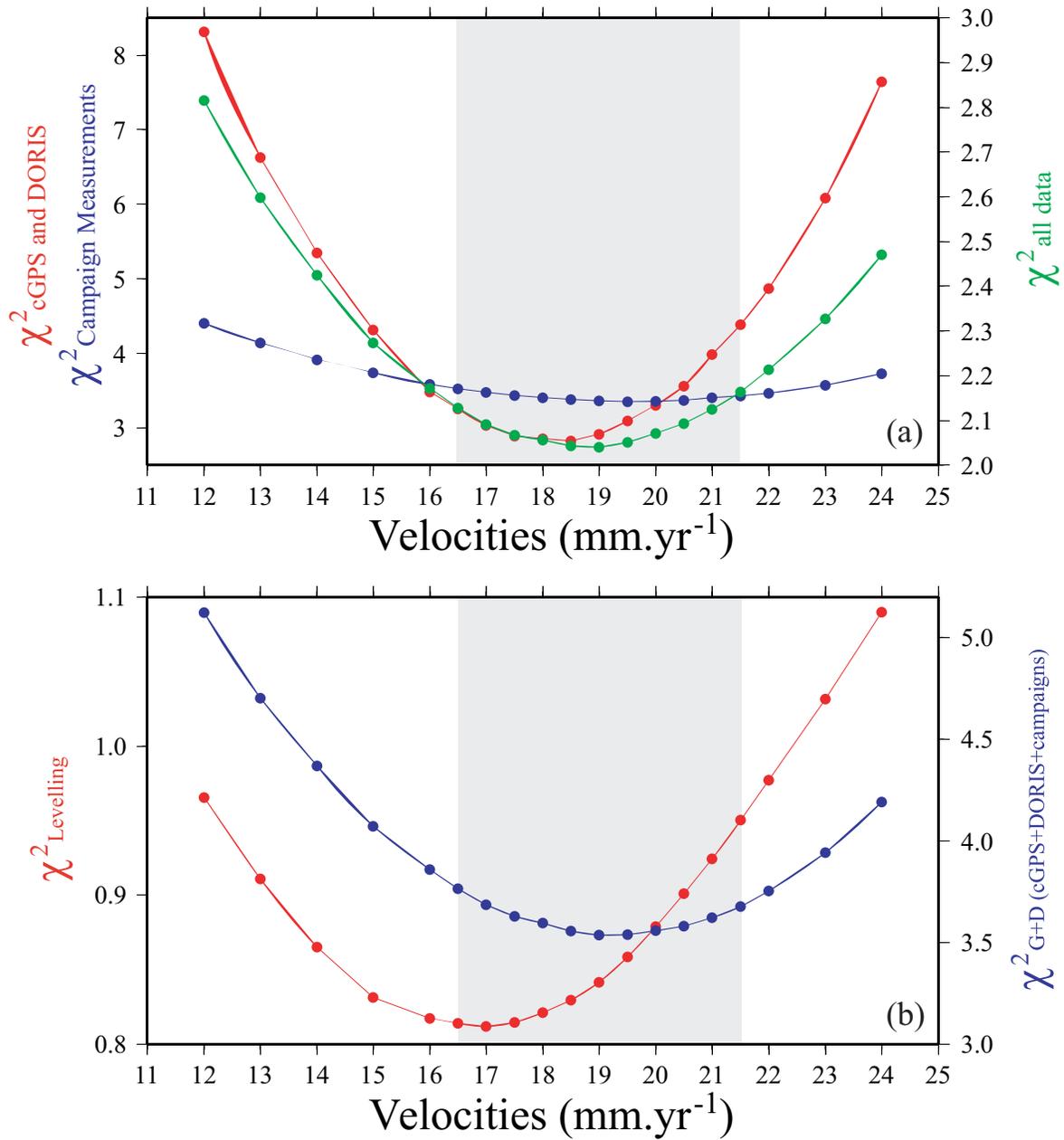


FIG. 2.15 – Normalised reduced χ^2 as a function of slip rate. a) Blue and red dots represent, respectively, the reduced χ^2 calculated from the campaign data and the cGPS-DORIS. Green dots show both the GPS-DORIS and levelling data. b) Red and blue dots represent, respectively, the reduced χ^2 calculated from the levelling data and all the horizontal velocities.

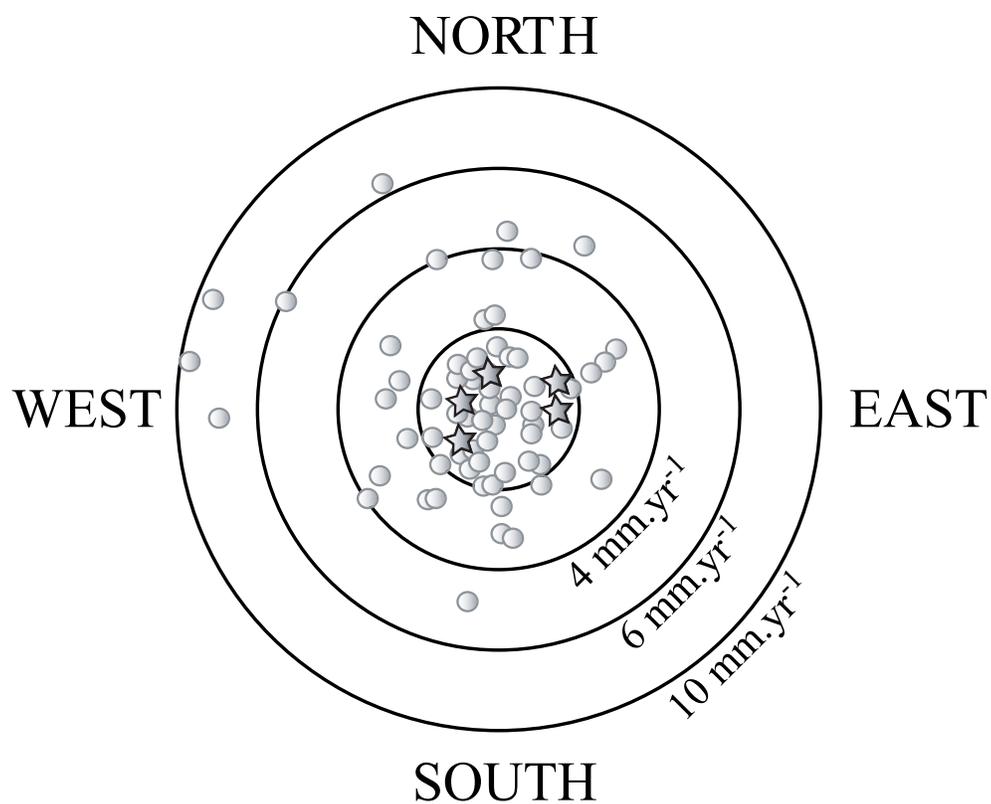


FIG. 2.16 – Azimuthal plot of residual horizontal velocities, relative to the best-fitting 3D model corresponding to Fig. 2.15, at all stations located either on the Indian Plate or across the Nepal Himalaya. As in Fig. 2.9, stars show stations that were used to determine the Euler pole of India in Table 2.7.

Everest suggest a slower convergence rate than fartherwest (Fig. 2.12). More precisely, velocities at EVEB and GUMB are better adjusted by the 16.2 and 19 mm.yr⁻¹ solutions, respectively. On the basis of these differences, as well as because the campaign stations nearby in Southern Tibet, i.e. RONG ($V_{N023} = 11.2$ mm.yr⁻¹) and WT11/WT16 ($V_{N023} = 12.1$ mm.yr⁻¹) tend to confirm these trends (cf. Fig. 2.12), small (< 20%) lateral variations of slip rates along strike in Central-Eastern Nepal might be inferred. Given that we were not convinced of the real significance of this difference, we have not tried to complicate the model.

Based on the 2D and 3D models discussed above, we estimate the convergence rate across the Eastern and Central Himalaya to 19 mm.yr⁻¹. Using the 1- σ confidence interval, and taking into account the uncertainty in the geometry of the model, the interseismic strain is estimated to be in the range 16.5-21.5 mm.yr⁻¹.

2.2.8 Discussion and conclusion

In this study, we have successfully combined geodetic data from campaign GPS surveys, cGPS stations and DORIS stations to determine the plate motion of India and contemporary crustal strain across Nepal Himalaya. We were able to derive a relatively well-constrained Euler pole to describe the motion of India relative to ITRF2000. We infer very little internal deformation of India, with deformation rates less than 1.8 mm.yr⁻¹ based on the baseline change between SIMR and IISC.

The pattern of crustal deformation across the Eastern and Central Himalaya, also documented from levelling data, implies that the MHT is locked over a distance of about 115 km from the surface to a depth of about 20 km beneath the front of the mountain range. Horizontal shortening due to ductile creep along the deeper portion of the MHT appears to fall in the range 16.5-21.5 mm.yr⁻¹ along strike in Central and Eastern Nepal. Small (<20% of the slip rate) lateral variations are suspected in that area but are not properly resolved due to the low spatial sampling of the area.

These rates are consistent with, but better constrained than, previous geodetic estimates, and it now becomes clearer that the geodetic rate might be slightly lower than the geological slip determined at 21.5 ± 1.5 mm.yr⁻¹ for the Holocene period in that region (Lavé & Avouac, 2000). This lower slip rate might imply that postseismic relaxation, which must follow large earthquakes, in the region is now well over. The last large earthquake along that portion of the Himalaya is the Bihar-Nepal Mw 8.0-8.2 earthquake, which occurred in 1934. The Maxwell time in this context, i.e. the characteristic time associated with viscous relaxation (Cohen, 1999), is thus probably significantly smaller than about 60 years.

Across Western Nepal, the pattern of deformation and the shortening rate, given to be around $13.4 \pm 5 \text{ mm.yr}^{-1}$, is less well constrained due to the lack of cGPS stations. The width of the locked fault zone seems somewhat larger in this area. The apparently lower shortening rate there (than across Eastern and Central Nepal) might be related to the even longer time span since the last large earthquake in this area. This observation will be useful to assess the mechanical properties of the crust and lithosphere and stress variations during the seismic cycle.

Acknowledgements:

We are grateful to Jeff Freymueller and two anonymous reviewers for most helpful suggestions and comments, and to Will Featherstone for his careful editorial review of the manuscript. We also thank Jeff Genrich for useful comments and suggestions. We are most grateful to all the people who have contributed to the data acquisition, in particular M. Thankauri, B. Chaudhary, B. Kaffle (DMG, Kathmandu); J.B. De Chabalier (Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP)), J. Lavé (Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique (LGIT)), R. Cattin (Ecole Normale Supérieure (ENS)). T. Héritier, J. Rouault, and S. Carré all at Commissariat à l'Energie Atomique/Département Analyse Surveillance Environnement (CEA/DASE), have greatly contributed to this project. We thank Roger Bilham for making available the GPS campaign data collected by him and his colleagues at the Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES, University of Colorado). This study benefited also from the GPS campaign data collected during the Centre National de la Recherche Scientifique/Institut National des Sciences de l'Univers (CNRS/INSU) program IDYL-HIM. The realisation of the DORIS time-series was carried out at the Jet Propulsion Laboratory (JPL) under a contract with the National Aeronautics and Space Administration (NASA). This work was supported by the CEA, the CNRS IDYL-Him project and the Betty and Gordon Moore Foundation. This is Caltech Tectonics Observatory contribution number 32. The maps in this paper were generated using the public-domain Generic Mapping Tools (GMT) software (Wessel & Smith, 2001).

2.3 Conclusion

Dans cette étude, nous avons combiné avec succès des données géodésiques de campagnes, de stations cGPS et de stations DORIS, pour déterminer le mouvement de la plaque indienne ainsi que la déformation crustale actuelle au travers de l'Himalaya du Népal. Nous avons aussi relativement contraint le pôle eulérien de la plaque indienne afin de déterminer le mouvement de la plaque indienne par rapport à l'ITRF2000. Ce résultat implique que la déformation interne de la plaque indienne est très faible, avec des taux de déformation inférieurs à 1.8 mm.yr^{-1} , basé sur le changement de ligne

de base entre SIMR et IISC.

Le modèle de la déformation crustale au travers de l'Himalaya oriental et central, également documenté à partir de données de nivellement, indique que le MHT est bloqué sur une distance d'environ 115 km, de la surface jusqu'à une profondeur d'environ 20 km sous le front de la haute chaîne. Le raccourcissement horizontal induit par un fluage ductile le long de la partie la plus profonde du MHT semble correspondre à une gamme de 16.5-21.5 mm.yr⁻¹ dans le Centre-Est Népal. On suspecte de la même manière de petites variations latérales (<20% du taux de glissement) dans ce secteur même si la basse résolution spatiale dans cette zone ne nous permet pas de le résoudre correctement.

Ces taux sont conformes, mais mieux contraints, que les taux géodésiques évalués précédemment, et il apparaît clair que le taux géodésique pourrait être légèrement inférieur au taux géologique déterminé pour la période de l'Holocène à 21.5 ± 1.5 mm.yr⁻¹ (Lavé & Avouac, 2000). Ce taux plus faible implique que la relaxation postsismique, qui doit suivre les séismes majeurs dans cette région, soit plus important que ce qui avait été envisagé par le passé. Le dernier grand tremblement de terre le long de cette partie de l'Himalaya est le séisme de Bihar-Népal (Mw 8.0-8.2), qui s'est produit en 1934. Le temps de Maxwell dans ce contexte, i.e. le temps caractéristique associé à la relaxation visqueuse (Cohen, 1999), est ainsi probablement d'environ 60 ans.

Au travers du Népal occidental, le modèle de la déformation et le taux de raccourcissement évalué sont de 13.4 ± 5 mm.yr⁻¹, taux moins contraint, conséquence d'un manque de stations cGPS. La largeur de la zone bloquée semble légèrement plus grande dans ce secteur. Le taux raccourcissement apparent inférieur (à celui déterminé au travers du Népal oriental et central) pourrait être lié à la plus longue période nous séparant du dernier grand tremblement de terre dans ce secteur. Cette observation sera utile pour évaluer les propriétés mécaniques de la croûte et de la lithosphère ainsi que les variations de contrainte durant le cycle sismique.

Chapitre 3

Variations saisonnières observées sur les séries temporelles GPS de l'Himalaya du Népal

Sommaire

3.1	Introduction	65
3.2	Article en préparation	67
3.2.1	Abstract	67
3.2.2	Nepalese Abstract	68
3.2.3	Introduction	68
3.2.4	Data and data processing	69
3.2.5	Characteristic of seasonal strain variations	74
3.2.6	Tropospheric influences	76
3.2.7	Flexural response to Ganges loading	82
3.2.8	Conclusion	102
3.3	Conclusion	102

3.1 Introduction

Des variations temporelles de positionnement ont pu être observées, depuis le déploiement des réseaux continus GPS, dans beaucoup de contextes. Les variations temporelles récurrentes ou épisodiques ont été détectées dans des zones de subduction comme dans les Cascades (Dragert *et al.*, 2001; Rogers & Dragert, 2003), le Mexique (Lowry *et al.*, 2001), le Japon (Ozawa *et al.*, 2002) et la Nouvelle Zélande (Douglas *et al.*, 2005). Ces variations ont été attribuées à des événements transitoires de glissement lent (Kostoglodov *et al.*, 2003; Douglas *et al.*, 2005) ou des événements de glissement

lent résonnant, en réponse aux chargements climatiques (Lowry, 2006). Cependant, certaines des variations périodiques de position généralement observées sur les séries temporelles GPS pourraient être plus simplement induites par des chargements de surface. Ces variations ont été associées aux chargements de pression atmosphérique dans divers endroits, à la redistribution saisonnière de masse (*e.g.* Dong *et al.*, 2002; Kaniuth & Vetter, 2005), ou encore à des effets thermo-élastiques induits par des variations de température de surface (Tiampo *et al.*, 2004). L'eau continentale, comme par exemple le chargement neigeux pourrait être aussi un mécanisme de forçage saisonnier (Van Dam *et al.*, 2001; Heki, 2004). Cependant, ces études se concentrent principalement sur la composante verticale (Van Dam *et al.*, 2001; Dong *et al.*, 2002; Heki, 2004) tandis que les variations temporelles affectent aussi les composantes horizontales. Comprendre l'origine de ces variations est nécessaire, en découplant le signal indésirable pour accéder au signal tectonique, à la déformation crustale et aux relations possibles avec la sismicité. Ces études récentes ont aidé à déchiffrer le signal géodésique qui peut se composer de multiples composantes (terme séculaire, terme saisonnier et parfois de phénomènes transitoires).

Comme décrit précédemment, des événements de déformation transitoire ont été détectés le long de quelques zones de subduction. On peut premièrement se demander s'il serait possible que de tels phénomènes se produisent dans un contexte comme l'Himalaya. Si la déformation transitoire aismique se produit aux profondeurs sismogènes en Himalaya, cela aurait des implications directes pour l'évaluation du risque sismique, puisque toute la déformation ne pourrait avoir besoin d'être absorbée seulement lors des tremblements de terre majeurs. Les données géodésiques, collectées au Népal, au cours des 10 dernières années (Bilham *et al.*, 1997; Jouanne *et al.*, 1999; Larson *et al.*, 1999) indiquent que le Main Himalayan Thrust (MHT) est bloqué du sub-Himalaya jusque sous l'avant des hautes topographies et se révèle avoir un risque sismique potentiel élevé. La combinaison de toutes les données géodésiques disponibles, y compris le réseau continu GPS et les données DORIS ont permis de contraindre le taux de convergence de la zone d'étude à $19 \pm 2.5 \text{ mm.an}^{-1}$ (Bettinelli *et al.*, 2006). Néanmoins, la possibilité que les taux de déformation puissent changer durant le cycle sismique n'est pas exclue. Dans cette perspective, trois stations GPS continues, SIMRA, DAMAN et GUMBA ont été installées en 1997 par le DASE/LDG et le DMG. Les séries temporelles GPS montrent, outre le terme séculaire, des variations saisonnières, bien exprimées sur la composante horizontale perpendiculaire à la chaîne himalayenne.

Dans ce chapitre, nous analyserons d'abord les variations saisonnières des positions de station en terme d'amplitude et de phase. Ensuite, nous décrirons les possibles biais induits par des artefacts de calcul des délais troposphériques. Nous discuterons finalement les phénomènes physiques potentiels pouvant générer des variations saisonnières de déformation au sein de la zone d'étude.

3.2 Article en préparation

Auteurs: Pierre Bettinelli · Mireille Flouzat · Jean-Philippe Avouac · Laurent Bollinger · Rodolphe Cattin · Guillaume Ramillien · Som Sapkota · Sudhir Rajaure

3.2.1 Abstract

Continuous GPS (cGPS) stations have been deployed in the Himalaya of Central Nepal and operated by the DMG/DASE since 1997, in complement to the existing seismic network. In a recent study it has been determined that the dominant signal is a secular pattern associated to the interseismic strain which can be modeled from 19 mm.yr^{-1} creep along the MHT, assumed to be locked from the surface to beneath the front of the high range over a width of about 100km (Bettinelli *et al.*, 2006; Bollinger *et al.*, 2004). The times series reveal also significant seasonal variations with near annual period, visible on the horizontal components (Bettinelli *et al.*, 2006) and on the vertical one. In this present study, we analyse these variations and discuss the possible sources of processing artefacts, or possible physical causes. It is found that the main contributor is due to flexure response to the Gange flooding. This mechanism is modeled with a 2-D finite element model ADELI and is able to explain the relative seasonal variation amplitudes observed between stations spread over from the North to the South of Nepal. Furthermore, it is shown that the response to this loading deduced from the Coulomb stress is compatible with a decrease of microseismicity during the summer period.

Keywords: Seasonal variations · GPS · Tropospheric delays · Ganges Loading · Deformation · Seismicity · Himalaya of Nepal

3.2.2 Nepalese Abstract

हाल संचालनमा रहेका साइस्मिक स्टेशनहरुकै परिपुरकको रुपमा सन् १९९७ देखि DMG र DASE को संयुक्त संलग्नतामा नेपालको मध्य हिमाली क्षेत्रमा निरन्तर रुपमा GPS स्टेशनहरुको स्थापना गरिदै आएको छ । हालैको अध्ययनमा Interseismic Strain संग सम्बन्धित Secular pattern का सिग्नलहरुले देखाउँछ, कि MHT मा १९ मि.मि. प्रतिवर्ष भईरहेको घर्षण करिव १०० कि.मि. जतिको चौडाईमा Lock भएको देखिन्छ । विस्थापनको प्रकृया करिव एक वर्षको समयलाई हेर्दा पनि Horizontal तथा Vertical दुवै component मा एकै खालको देखिन आउँछ जुन ज्यादै महत्वपूर्ण छ । यो जमिनको विस्थापनको विविधता र संभावित भौतिक कारण समेतलाई हाल अध्ययन गरिएको छ । जसमा यो कुराको ज्ञात भएको छ कि यसो हुनुमा मुख्य योगदान गंगाको बाढिको लोडले गर्दा दिएको पाईन्छ । यो प्रकृत्यालाई आडेलि मोडेल (ADELI Model) को 2-D मा प्रस्तुत गरिएको छ र यो मोडेल नेपालको उत्तर देखि दक्षिण सम्म फैलिएका स्टेशनहरुको बीचमा मौसम परिवर्तन अनुसार देखिने Amplitude को ब्याख्या गर्न समेत सक्षम छ । यसको अलबा यो पनि देखिन आउँछ कि गर्मिको समयमा साना साना भूकम्पहरुको संख्या कम हुने coulomb stress को भनाईलाई समेत प्रमाणित गर्दछ ।

3.2.3 Introduction

Temporal variations of site position have been observed since the deployment of continuous GPS networks in many various contexts. Recurrent or episodic temporal variations has been observed in subduction zones like in the Cascadia (Dragert *et al.*, 2001; Rogers & Dragert, 2003), Mexico (Lowry *et al.*, 2001), Japan (Ozawa *et al.*, 2002) and New Zealand (Douglas *et al.*, 2005). These variations have been attributed to transient slow slip events (Kostoglodov *et al.*, 2003; Douglas *et al.*, 2005) or resonant slow slip events in response to climatic loadings (Lowry, 2006). However, some of the periodic position variations commonly observed in continuous GPS time series might be induced by surface loadings. These variations have been related to atmospheric pressure loadings in various settings and seasonal surface mass redistribution (*e.g.* Dong *et al.*, 2002; Kaniuth & Vetter, 2005), as well as thermoelastic effects induced by surface temperature variations (Tiampo *et al.*, 2004). Furthermore,

continental water, as well as snow loading has been proposed to be likely seasonal forcing mechanisms (Van Dam *et al.*, 2001; Heki, 2004). However, these studies focus mainly on the vertical component (Van Dam *et al.*, 2001; Dong *et al.*, 2002; Heki, 2004) whereas temporal variations affect horizontal components as well. Understanding the origin of these variations is important in decoupling the undesirable signal to access to a tectonic signal or crustal deformation and their possible relations with seismicity. These recent studies have helped to decrypt the geodetic signal which can be composed of multiple components made of a secular term, a seasonal term and sometimes a transient part.

As transient deformation events have been detected along some subduction zones, one may firstly ask on the possibility that it might also occur in an intercontinental setting such as along the Himalaya. If transient aseismic deformation occurs at seismogenic depths in the Himalaya it would have direct implication for seismic hazard assessment because all the deformation might not need being absorbed only by major recurring earthquakes. Geodetic data collected in the Nepal Himalaya over the last 10 years (Bilham *et al.*, 1997; Jouanne *et al.*, 1999; Larson *et al.*, 1999) reveal that the Main Himalayan Thrust (MHT) is locked from the sub-Himalayas to beneath the front of the high range and stands as a high potential seismic risk. The combination of all the geodetic data available, including continuous GPS network and DORIS data constrained the convergence rate in the area at $19 \pm 2.5 \text{ mm.yr}^{-1}$. (Bettinelli *et al.*, 2006) Nevertheless, there is possibility that the rates of deformation might vary during the seismic cycle. In this perspective three permanent stations, SIMRA, DAMAN and GUMBA were installed in 1997 by the DASE/LDG and DMG. The continuous GPS time series exhibit apparent seasonal variations, well expressed on the horizontal components.

In this article, we first analyse the seasonal variations of station positions and baselines in term of amplitude and phase. We then describe possible biases induced by tropospheric delays artefacts. We finally discuss the potential physical phenomena generating seasonal strain variations in the area.

3.2.4 Data and data processing

cGPS network

In a previous study (Bettinelli *et al.*, 2006), we have analysed the three cGPS stations at Simra (SIMR), Daman (DAMA) and Gumba (GUMB), which have been operated since November 1997 by the CEA/LDG and the National Seismological Center in Kathmandu (DMG) (Fig. 3.1). Also included was data from the NAGA station, near Nagarkot, deployed by CIRES in collaboration with the Survey of Nepal, which has been in operation sporadically between 1997 and 2001 (Fig. 3.1).

In order to directly determine station velocities in ITRF2000 and then estimate velocities relative to the stable Indian plate, we took into account data from 19 additional regional IGS stations (Table 3.1). All measurements were made with dual-frequency geodetic receivers. GPS observations were recorded at a 30 s sampling rate using a cut-off elevation angle of 15° to reduce multipath effects and

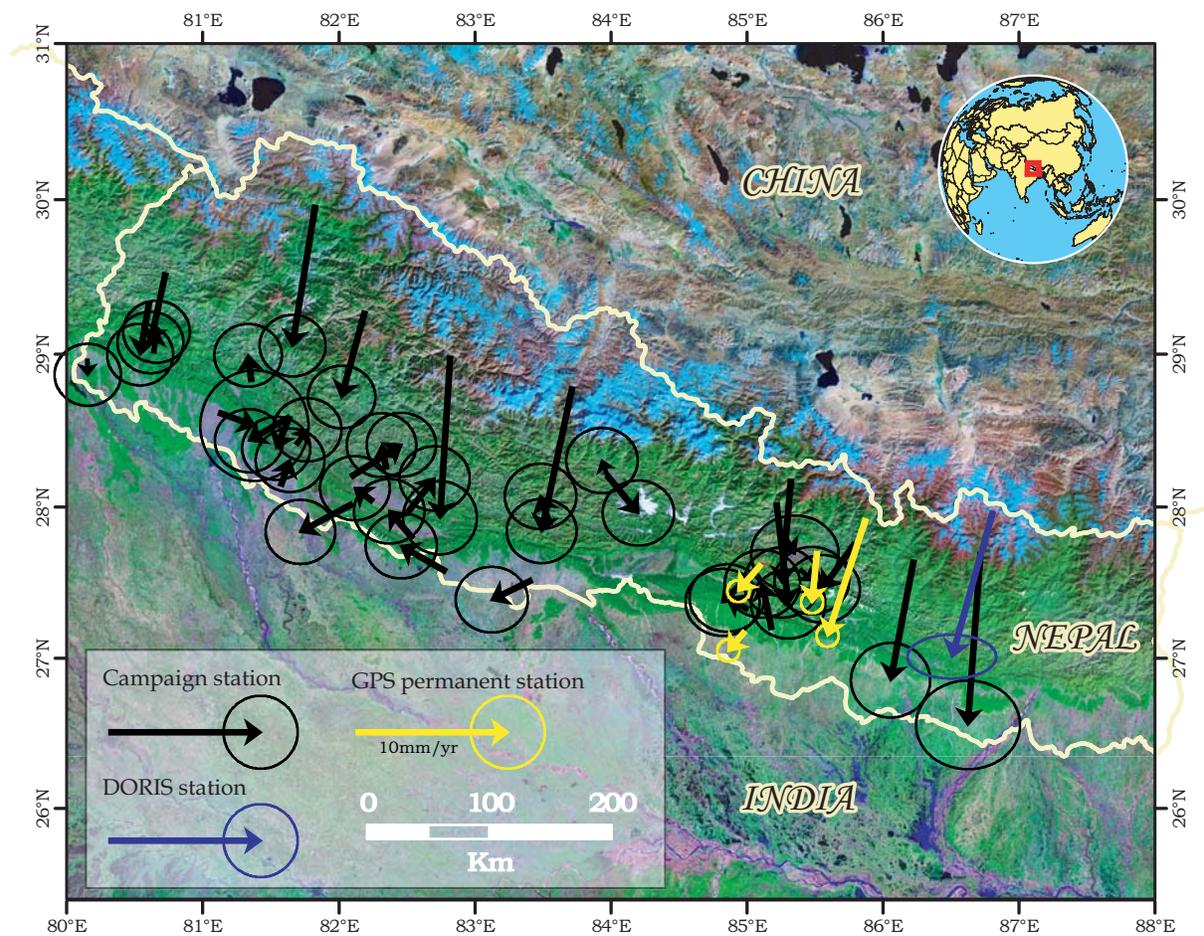


FIG. 3.1 – Velocities at all sites relative to stable India. Yellow, blue, and black arrows represent, respectively, the velocities determined by Bettinelli et al., 2006 at the cGPS stations, the DORIS station, and the campaign stations in Nepal.

unmodelled tropospheric errors.

IGS station	DOMES number	Longitude	Latitude
BAHR	24901M002	50.608	26.209
BAKO	23101M002	106.849	-6.491
BJFS	21601M001	115.892	39.609
DGAR	30802M001	72.370	-7.270
IISC	22306M002	77.570	13.021
IRKT	12313M001	104.316	52.219
KIT3	12334M001	66.885	39.135
KSTU	12349M002	92.794	55.993
KUNM	21609M001	102.797	25.030
LHAS	21613M001	91.104	29.657
MALD	22901S001	73.526	4.189
NTUS	22601M001	103.680	1.346
POL2	12348M001	74.694	42.680
SEY1	39801M001	55.480	-4.674
SHAO	21605M002	121.200	31.100
TAIW	23601M001	121.537	25.021
URUM	21612M001	87.601	43.808
WUHN	21602M001	114.357	30.531
XIAN	21614M001	109.221	34.369

TAB. 3.1 – List and location of IGS stations taken into account in the processing. Also reported is the DOMES number of the stations.

cGPS data analysis

All available cGPS measurements were processed using the Bernese V4.2 software (Beutler *et al.*, 2001). Results were obtained directly in the ITRF2000 reference frame, using IGS final precise orbits (Beutler *et al.*, 1999), as recommended by (Boucher *et al.*, 2004), as well as IGS Earth rotation parameters and data from nearby IGS stations (Table 3.1). We used the antenna phase center offsets and we computed phase center corrections using models provided by the IGS (National Geodetic Survey web site <http://www.ngs.noaa.gov/>). We computed a free network solution, assigning the following degrees of freedom to the IGS sites: $X = 0.02$ m; $Y = 0.02$ m; $Z = 1.0$ m, $V_x = 0.002$ m.yr⁻¹; $V_y = 0.002$ m.yr⁻¹; $V_z = 0.050$ m.yr⁻¹. This enables us to express the coordinates of all stations in a well-defined terrestrial reference frame (IGS0b)(Ray *et al.*, 2004). For the analysis of all avai-

lable data, we were able to determine and fix the carrier-phase ambiguities using the following steps: an initial ionosphere-free analysis; resolution of the wide-lane ambiguities using the Melbourne-Wubben linear combination depending on the quality of the code measurements (Melbourne, 1985; Wubben, 1985); and finally a computation of the ionosphere free solution introducing the resolved Melbourne-Wubben linear combination ambiguities, which provides a reliable estimation of the station coordinates. The troposphere-induced propagation delays were estimated from the observations every 2 h. Finally, for each day, we derived station coordinates in Software INdependent EXchange (SINEX) format (Blewitt *et al.*, 1995), including a complete covariance information matrix. We used these independently processed daily solutions to estimate all GPS station velocities.

Estimated velocities

We estimated cGPS station positions and velocities using the quasi-observation combination analysis (QOCA) software (Dong *et al.*, 1998; also see <http://gipsy.jpl.nasa.gov/qoca/>). Site velocities were estimated from the time series of daily coordinates. The QOCA modelling of the time series data was done through sequential Kalman filtering, allowing adjustment for global translation and rotation of each daily solution. Random-walk-style perturbations were allowed for some parameters whose errors were found to be correlated with time (e.g., Earth rotation parameters and the antenna heights at a few sites). For more details about the data analysis procedure and uncertainty estimation, refer to Shen *et al.*, 2000 and <http://gipsy.jpl.nasa.gov/qoca/>.

The continuous GPS time series show obvious seasonal variations (Fig. 3.2). Following Yoshioka *et al.*, 2004, the average value ($b(t)$) and the uncertainty on the secular velocity at each station is computed with account for these seasonal variations by adjusting the time series with the analytical function:

$$Y(t) = a + b(t) + c.\sin\left(\frac{2\pi t}{p}\right) + d.\cos\left(\frac{2\pi t}{p}\right) + e.\sin\left(\frac{4\pi t}{p}\right) + f.\cos\left(\frac{4\pi t}{p}\right) \quad (3.1)$$

Bettinelli *et al.*, 2006 describe that the modified formula of (Yoshioka *et al.*, 2004) makes it possible to quantify the periods and the amplitudes of these oscillations (Table 3.2). These periods appear being close to the year for all the time series. However by using this analytical formula, we introduce a strong assumption, by supposing that the period (p) and the amplitudes are equivalent from one year to the other. That is why, in this article, we discuss in the following part, in more qualitative way, these oscillations in term of period, but also in term of amplitude.

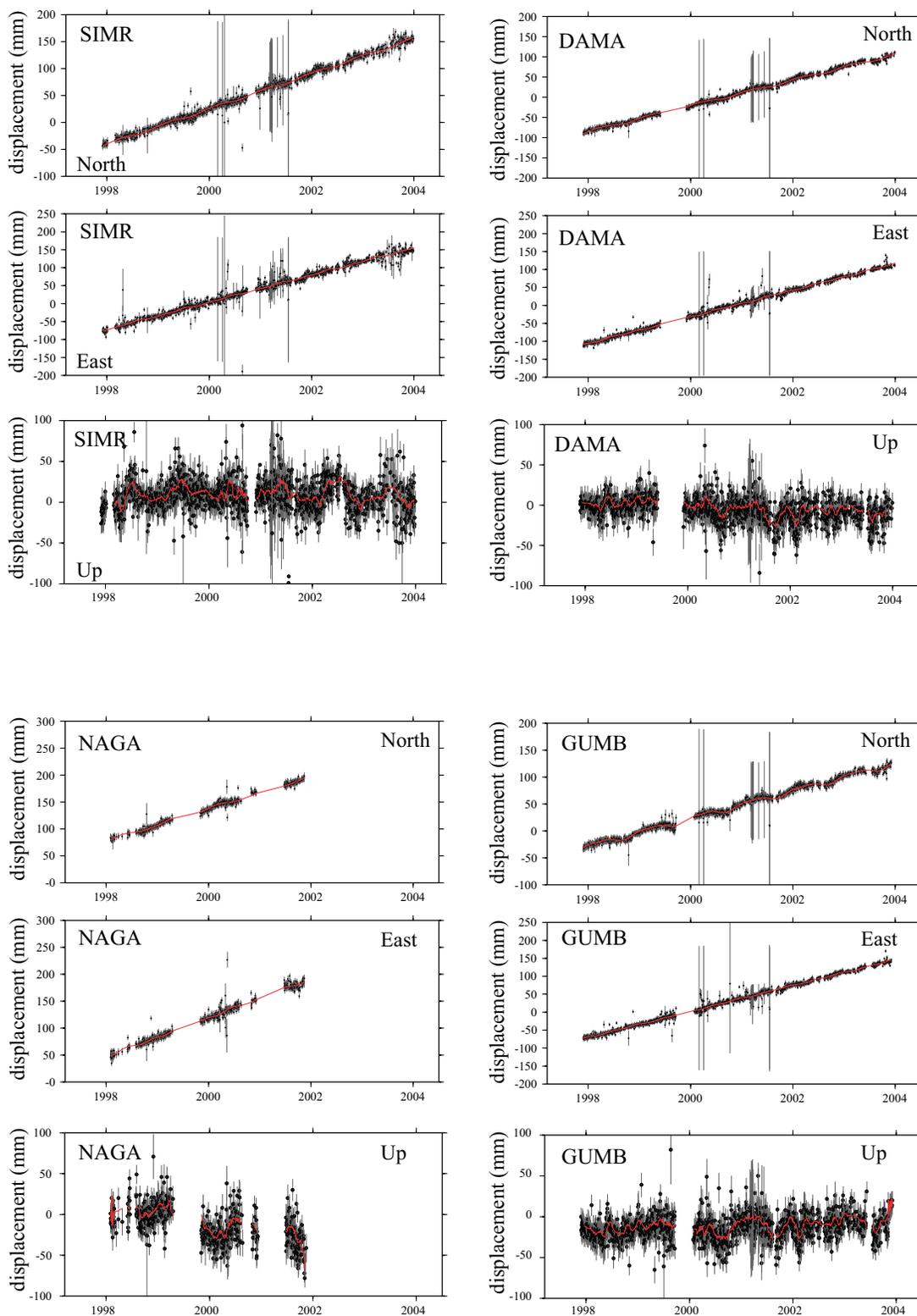


FIG. 3.2 – Position as a function of time determined relative to ITRF2000 at cGPS stations (SIMR, DAMA, NAGA, GUMB). The cGPS data contain daily solution. Continuous lines show best fitting models obtained from equation 3.1. The model parameters are listed in Table 3.2.

	Coefficients							
	a	b	c	d	e	f	p(year)	p(days)
SIMR								
North	-65470.6	32.74790	1.87666	-1.19045	0.17678	0.38860	0.95003	346.76132
East	-75755.7	37.87990	-1.24903	-0.83845	0.27825	-1.25265	0.92498	337.61661
DAMA								
North	-63817.1	31.89800	1.88961	-2.29533	0.33145	-0.19133	0.97505	355.89216
East	-74190.6	37.07960	0.14850	-1.04260	-1.08334	-0.87599	1.00007	365.02555
NAGA								
North	-60124.1	30.13080	2.23975	1.42121	0.30220	-0.33042	0.92508	337.65530
East	-71749.1	35.93410	-1.35690	0.65572	-1.47554	-0.91557	1.02491	374.09215
GUMB								
North	-51460.8	25.74180	-4.43710	-1.07964	-0.73203	1.32306	0.99975	364.90693
East	-72299.4	36.15080	-0.70502	-0.24717	-1.09015	-0.56375	1.00005	365.01825

TAB. 3.2 – *Coefficients of Eq. 3.1 used to fit the geodetic time-series with account for seasonal variations. Coefficients $p(\text{year})$ and $p(\text{days})$ correspond to the period expressed, respectively in years and in days.*

3.2.5 Characteristic of seasonal strain variations

In order to enhance these seasonal variations, we removed the convergence rate of GPS stations and worked on the detrended signals (Fig. 3.3). GPS time series show important seasonal variations, primarily on the Northern component, which corresponds to a direction nearly perpendicular to the Himalayan range (Fig. 3.2, Bettinelli *et al.*, 2006, *c.f.* Appendix D). In a qualitative way, we could recognize several segments with similar quasi-repetitive motives along these long time series, covering almost 7 years.

Figure 3.3 depicts the detrended North component daily time series. It appears from Fig. 3.3, that the amplitudes of the time variations are decreasing from North to South. Peak to peak amplitudes are of the order of 10 ± 4 mm at GUMB station whereas they measure only 6 ± 4 mm at SIMR station. These oscillations are more or less equivalent every year ; They appeared to be more important in 2002. It is particularly striking for the SIMR station, with a southward displacement reaching 10.6 mm, at the same time of the ones depicted at GUMB station and DAMA.

A second observation can be made by observing the phases of these segments. It can be noticed that the periods affected can vary from one year to another, between 161 days to 269 days from the segment concerning the Northward movement, 99 days and 175 days for the Southward movement. Strikingly, the Southward displacement at the stations tends to stop around late September, whereas

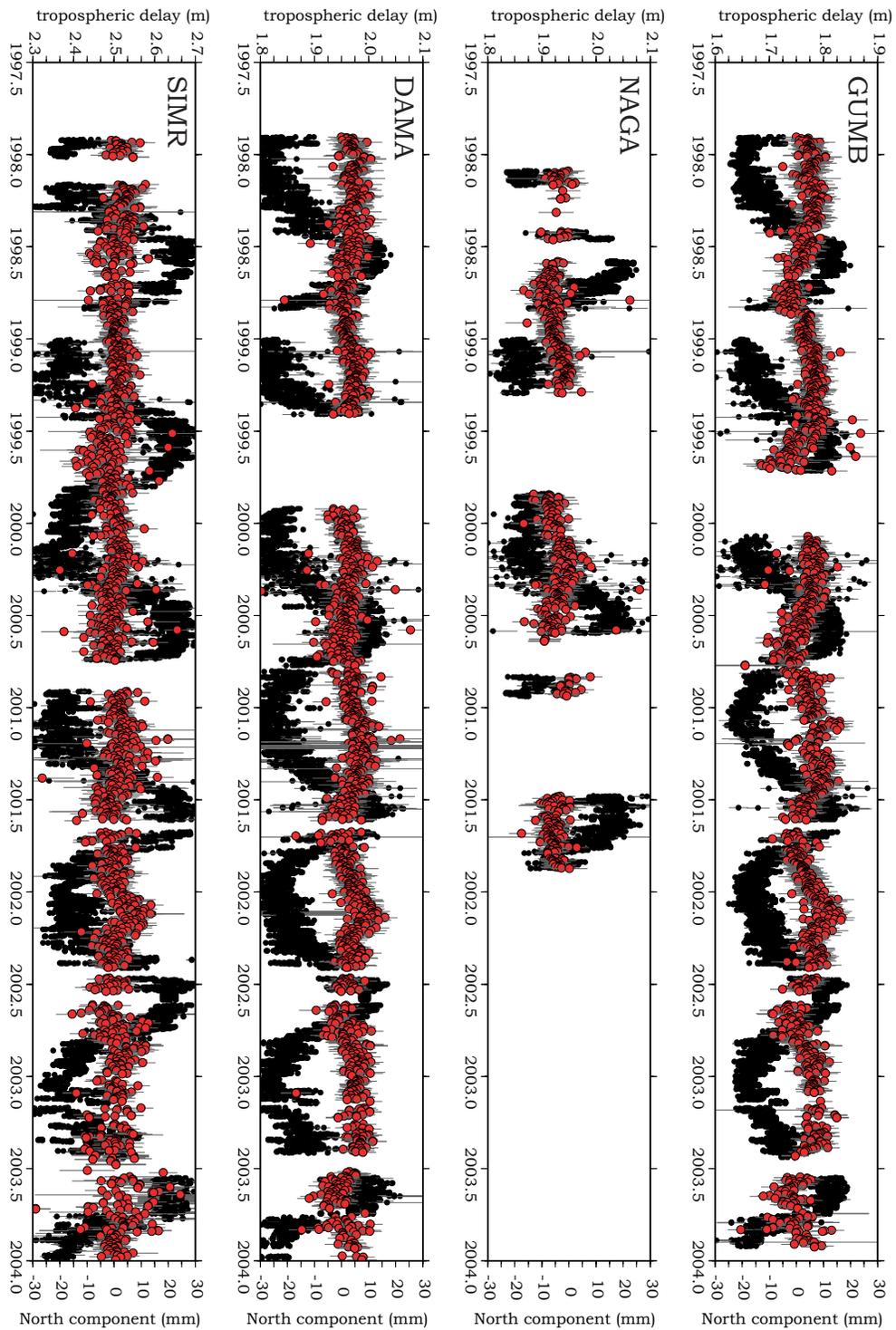


FIG. 3.3 – Position detrended of the North component as a function of time at the 4 cGPS stations (SIMR, DAMA, NAGA, GUMB)(red dots) and tropospheric delays inverted during the BERNESE V4.2 processing (black dots).

it begins around February-March. Finally, we observe that the durations of displacements towards the South are systematically longer than displacements towards the North.

The temporal variations of the GPS vertical components are less pronounced (Fig. 3.2). This observation can be explained by the evidence that we have a more important dispersion on the vertical GPS time series, about 50 mm of average value. Nevertheless, taking into consideration the standard deviation of the vertical GPS time series, we emphasize differences between each stations vertical time series. GUMB and SIMR appear to be the two most extreme stations, with respective standard deviations on vertical component at 15 mm and 21 mm.

Furthermore, we observe slight trends on the SIMR vertical time series, even those are contained in the noise.

However, these temporal variations may be due to mis-compensation of the tropospheric delays inverted during the processing or to physical phenomena. We decide to address this question, working first on the quantification of the time structure of potential atmospheric biases.

3.2.6 Tropospheric influences

An important aspect to discuss is the influence of troposphere during GPS processing. Indeed, the temporal variations observed previously could be due to a misestimate of the tropospheric delays, generating errors of positioning.

Horizontal gradient (Precise Point Positioning - GIPSY)

One vertical troposphere gradient is used in our processing. However, the atmospheric structure is likely to be at least 2D along the nearly East-West Himalayan range. Thus the troposphere should be deflected through its high topography, encompassing latitudinal variations of apparent thickness. To better apprehend the complexity of the tropospheric delays variations, we processed the data of the GUMB station by integrating in the processing one vertical and one horizontal tropospheric gradients (Bar-Sever *et al.*, 1998). Processing was carried out by the Jet Propulsion Laboratory, using the Precise Point Positioning processing (Zumberge *et al.*, 1997).

It appears as illustrated on figure 3.4, that the influence of horizontal tropospheric gradient is negligible. Actually, the observations resulting from Precise Point Positioning processing do not suppress the seasonal position variations described in the previous section. Nevertheless we can think that the gradients integrated in GPS processing do not correct entirely the tropospheric delays in the Nepal context, due to under determination of the parameters inverted. Each year, Himalayan monsoon brings a large quantity of humidity and precipitable water, generating a complex atmospheric structure (*e.g.* Barros & Lang, 2003). An alternative approach would be therefore to compare directly seasonal residues with tropospheric delays deduced from meteorological data.

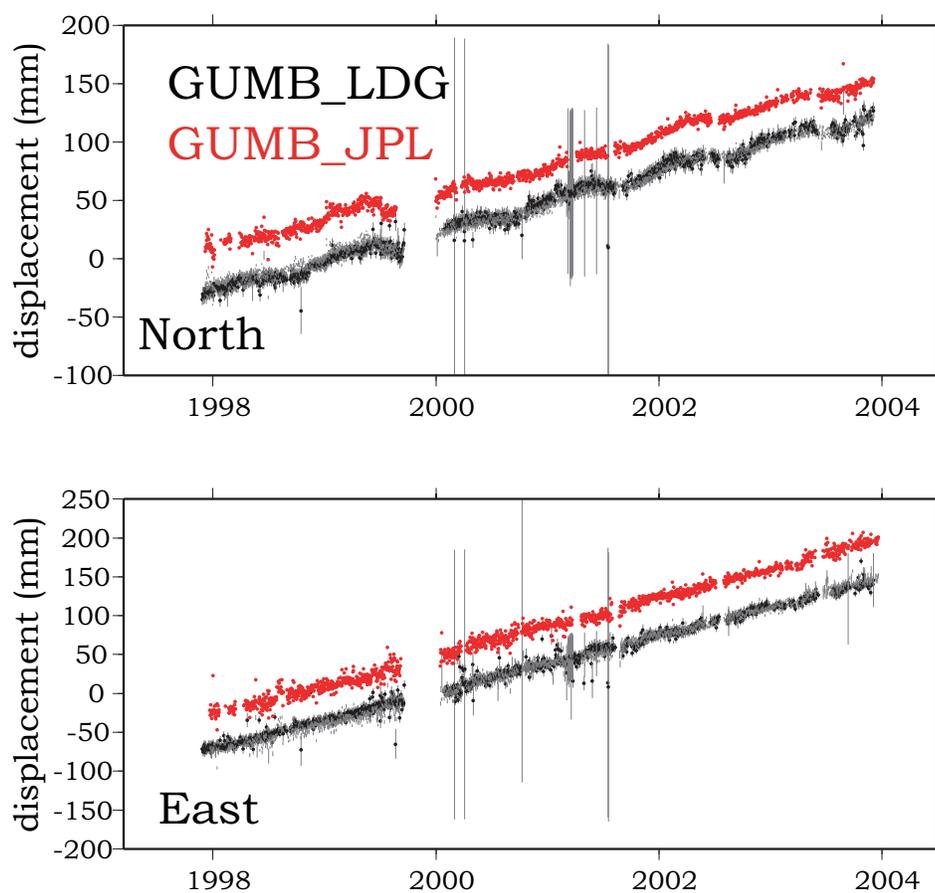


FIG. 3.4 – Position as a function of time determined relative to ITRF2000 at the GUMB cGPS station. The black dots show determination by the BERNESE V4.2 processing including vertical tropospheric gradient inversion. The red dots show by the Precise Point Positioning processing including vertical and horizontal gradient inversion (Bar-Sever et al., 1998; Zumberge et al., 1997)

Comparison of tropospheric delays and meteorological parameters

The seasonal variations, depicted by the GPS time series, might be explained by an under determination of the tropospheric delay parameters inverted during GPS processing. In order to test this assumption, we decided to compare the tropospheric delays resulting from the Bernese inversion, with those deduced from the meteorological data recovered at the Nepal Departments of Meteorology and Hydrology from 1997 to mid-2001. We therefore integrate the Pressure, Temperature and Moisture parameters recovered at the meteorological stations close the GPS stations. Unfortunately, we do not have data close to the station of GUMBA (station at the North of the profile). The tropospheric model used during the GPS Bernese V4.2 processing, was the Saastamoinen model, an a priori model, with the aim of taking into account the tropospheric refraction in the determination of time travels of the waves between the satellites and GPS receivers. This model is based on the perfect gazes laws and is described by the following equation (Saastamoinen, 1973a):

$$\Delta_{\rho} = \frac{0.002277}{\cos(z)} \left[P_b + \left(\frac{1255}{T_b} \right) \cdot e_b - B \tan^2(z) \right] + \delta R \quad (3.2)$$

where Δ_{ρ} corresponds to the correction in meter, z the incidence angle between the position of the satellite and the station, P_b the barometric pressure in millibars, e_b the steam partial pressure, T_b the temperature in Kelvin, B and δR of the corrective terms relating to the altitude of the station. The steam partial pressure is deduced from the value of the steam saturating pressure, which itself is related to the temperature. The equation which follows thus makes it possible to deduce the steam partial pressure starting from the moisture:

$$e_b = \left(\frac{H_b}{100} \right) \cdot P_s \quad (3.3)$$

with P_s equivalent to

$$P_s = \frac{10^{[11 - (\frac{2220}{T})]}}{100} \quad (3.4)$$

These formulations allow us to calculate a range of tropospheric delays per day awaited at the station using the data of maximum and minimum pressure, temperature and percentages of moisture. Figure 3.5 shows the results obtained for the station of NAGA. The peaks of both tropospheric delays are generated by the summer monsoon and related to dramatic increase in the percentage of moisture. We can note that the tropospheric delays inverted during the GPS processing are in phase, as expected, with those resulting from direct calculation using the meteorological parameters. Regarding to the amplitude, we note that the inverted tropospheric delays are in the range of the tropospheric delays deduced from the meteorological data. This observation enables us to think that the GPS processing used lead to a reasonable estimate of the tropospheric delays, even with an atmospheric disturbance like monsoon.

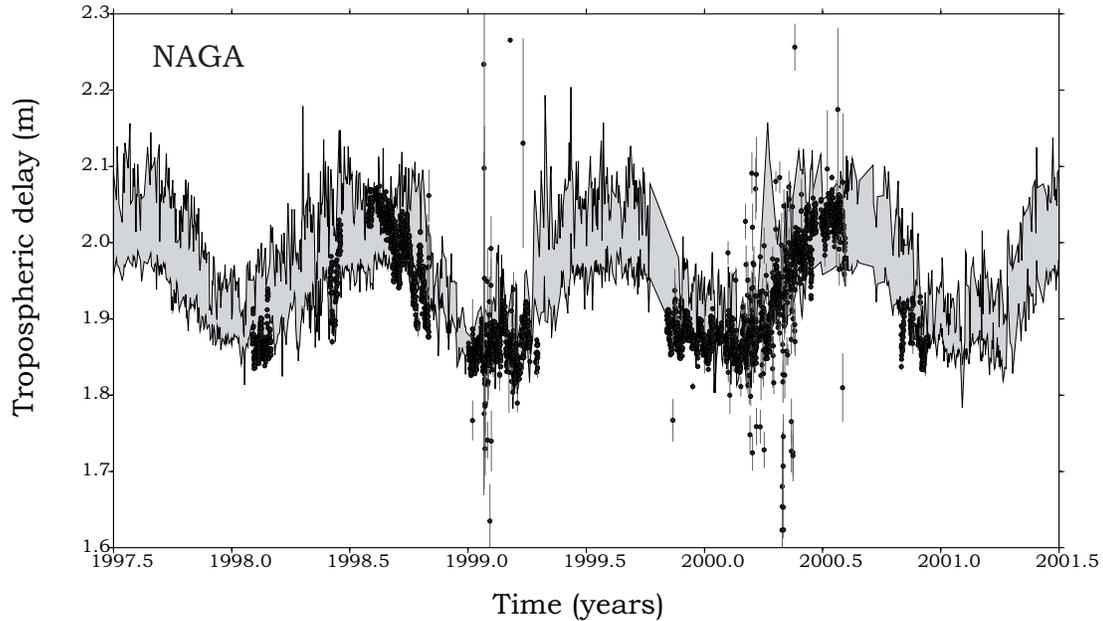


FIG. 3.5 – *Time series comparison between the tropospheric delays inverted during the BERNESE V4.2 processing (black dots) and the tropospheric delays calculated using meteorological data (greyed zone), for the station of NAGA.*

We carried out the same operation for the station of DAMA over the shorter period covered by the meteorological data (i.e. 2000-2001.5). As described for NAGA station, the phase and amplitude of the tropospheric delays resulting from the inversions and those resulting from calculation show very comparative shapes (Fig. 3.6). Furthermore we compare the detrended results of the Northern component. Note a phase shift between the tropospheric delays and the temporal variations observed on the Northern component of the GPS DAMA time series (Fig. 3.6). This phase shift suggests that the seasonal variations observed on GPS time series are unlikely to be explained by a problem of processing; the phase shift reach 30 to 50 days allowing us to exclude a problem involved in a biased estimation of the tropospheric delays.

The same observations are highlighted at the SIMR station for which longer GPS and meteorological time series are available (Fig 3.7). The resolution of the resultant time series allows us to quantify the differences between the tropospheric delays inverted during the processing and those issued from the meteorological data. The residual variations, depicted on figure 3.8, let us think that we have systematically under estimated the tropospheric delays during the summer monsoon by 3 to 5.5 cm (corresponding to less than 1.8% of the total delay). Over estimations, outside the summer monsoon period, appear to be at the same order of amplitude. These over and under estimations are likely to be generated by the fact that we calculated the delays starting from ground based data rather than integrated on the entire atmospheric column.

Nevertheless, as described for DAMA station, phase shift between both tropospheric delays and

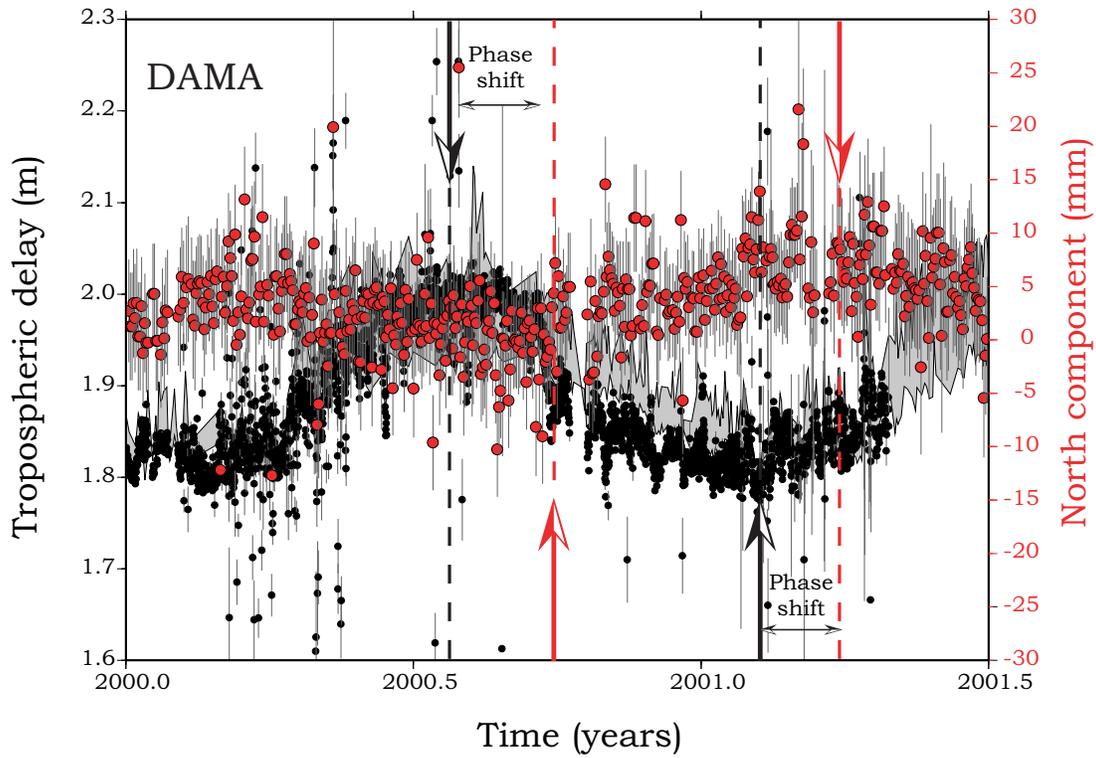


FIG. 3.6 – Time series comparison between the tropospheric delays inverted during the BERNESE V4.2 processing (black dots) and the tropospheric delays calculated using meteorological data (greyed zone), for the station of DAMA. Also shown is the detrended time series of the DAMA North component (red dots).

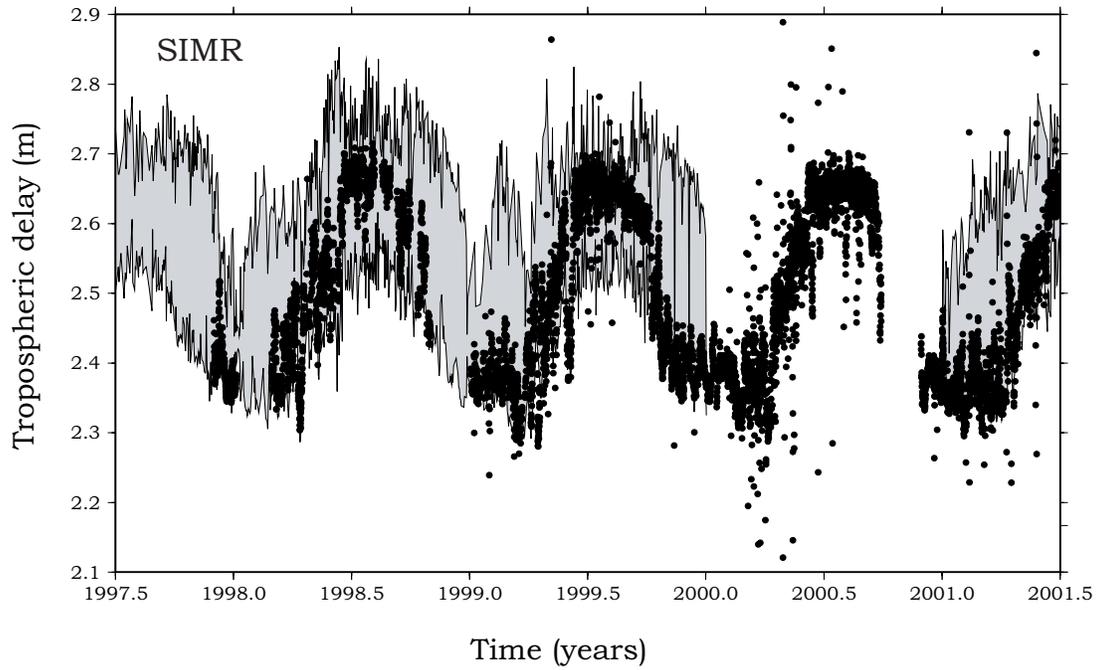


FIG. 3.7 – Time series comparison between the tropospheric delays inverted during the *BERNESE V4.2* processing (black dots) and the tropospheric delays calculated using meteorological data (greyed zone), for the station of *SIMR*. (d) Time series of the residual, at the *SIMR* cGPS station, between tropospheric delays inverted during the processing and calculated using the meteorological data.

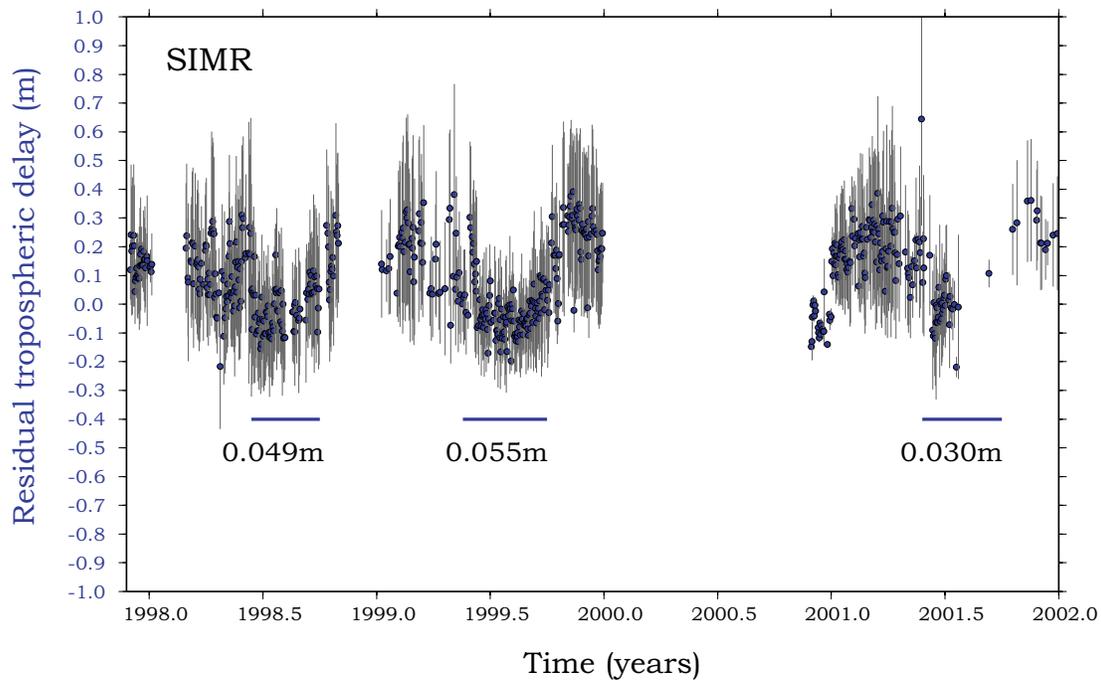


FIG. 3.8 – Time series of the residual, at the *SIMR* cGPS station, between tropospheric delays inverted during the processing and calculated using the meteorological data. The blue lines delimit the Monsoon period. The number for each Monsoon period corresponds to the average of the misfit.

detrended North component suggests that the seasonal variations of the station position are genuine and might be explain by some physical phenomena.

3.2.7 Flexural response to Ganges loading

Relationship between background seismicity and secular geodetic strain

Local seismic monitoring in the Nepal Himalaya has revealed very intense background seismicity following the front of the high range (Pandey *et al.*, 1995; Pandey *et al.*, 1999, Fig. 3.9). Most of these events are thrust events resulting from the north-south compression induced by the ongoing-convergence across the Himalaya (Bilham, 1997; Bettinelli *et al.*, 2006). The secular velocities derived from geodetic measurements across the Nepal Himalaya show that the Main Himalayan Thrust fault is locked from beneath the high range to piedmont where it emerges at the surface (Fig. 3.9), and roots to the north into a subhorizontal shear zone that is creeping at about 2 cm.yr^{-1} (Fig. 3.10a). Most of the seismicity occurs near the updip edge of the creeping zone (Fig. 3.10b) where Coulomb stress builds up at a rate larger than about 6 kPa.yr^{-1} (Cattin & Avouac, 2000; Bollinger *et al.*, 2004). The mid-crustal seismicity was also observed to coincide with a zone of high electrical conductivity interpreted to reflect a well connected fluid phase released by metamorphic dehydration of the underthrusting Indian basement (Lemonnier *et al.*, 1999; Avouac, 2003, Fig. 3.10c). This suggests some coupling between seismicity and fluids percolation.

Evidence for seasonality of geodetic strain and seismicity

The geodetic time series (Fig. 3.10b, 3.11b and 3.11c) and seismicity (Fig. 3.11a) both show strong seasonality suggesting that they might be related. Interpretation of these variations require some care since they could result from a variety of meteorological artifacts, in particular miscorrections of the tropospheric delays for the GPS time series, or seasonal variations of the seismic noise level, hence of the detection threshold of the seismic network. The analysis of a catalogue of ~ 10000 earthquakes (Bollinger *et al.*, 2007), has revealed that the seismicity rate in the winter is twice as large as in the summer at all magnitudes above the detection threshold of the seismic network, which is estimated to $M_l=2.5$ (Pandey *et al.*, 1999), discarding the possibility that the seasonality of seismicity be due to seasonal variations of the seismic noise level. Also this analysis shows that the probability that this seasonality be due to chance is extremely small, less than 1% (Bollinger *et al.*, 2007). The tropospheric delays estimated from the GPS records were validated using in situ meteorological data, and were found to show seasonal variations with a phase-shift of about 4 months compared to the seasonal variations of horizontal geodetic positions (section 3.2.6). Temporal variation of horizontal gradient of tropospheric delay can also be ruled out: when both a vertical and a horizontal tropospheric gradient is allowed in the GPS processing the seasonality in the horizontal geodetic positions is not altered.

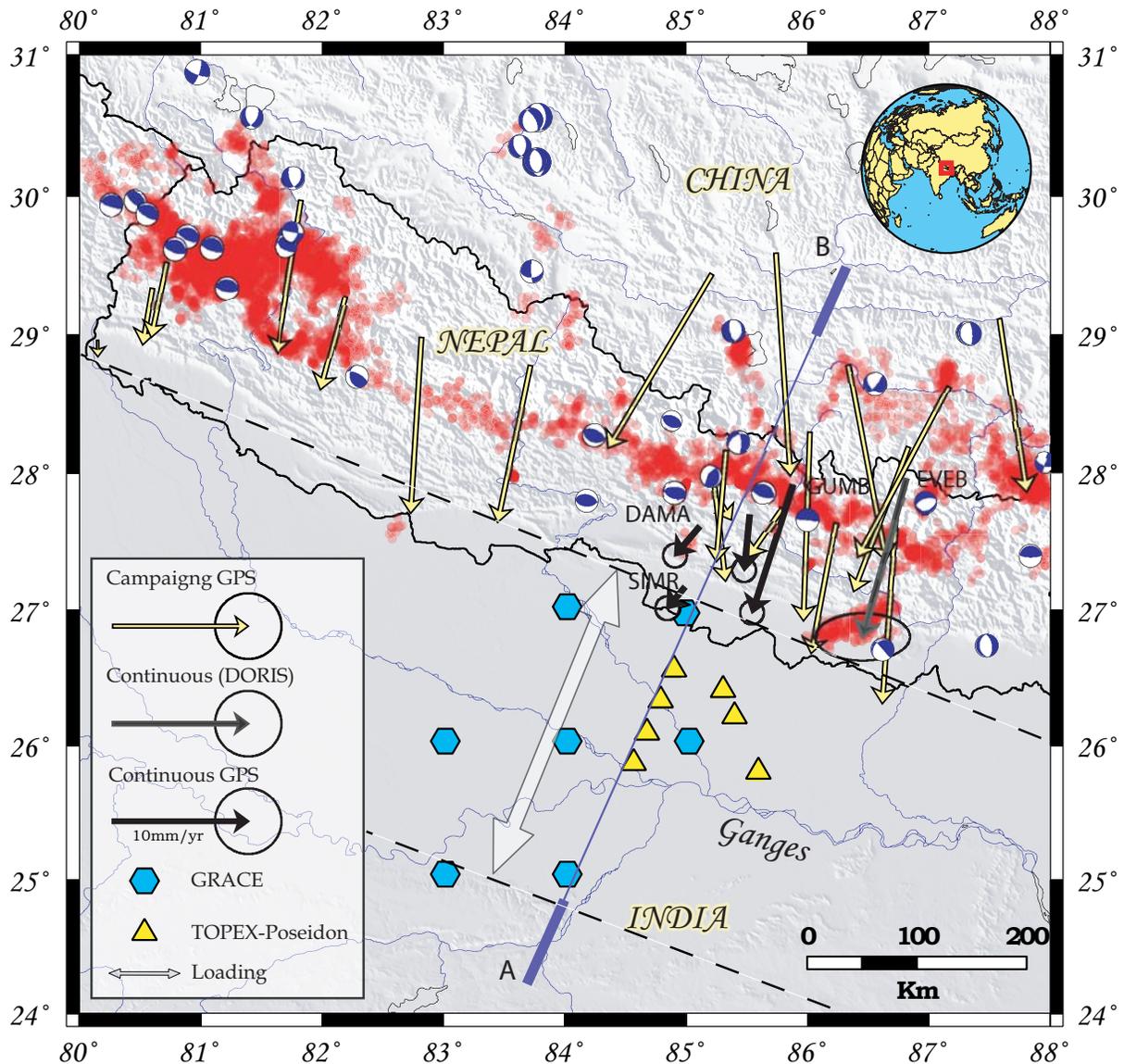


FIG. 3.9 – Map of study area with location of the data analyzed in this article. Secular velocities relative to India (Bettinelli et al., 2006) determined from campaign GPS measurements, continuous GPS measurements at SIMR, DAMA, NAGA, GUMB), and continuous DORIS measurements at EVEB. Also indicated are the location where the free water level was determined from TOPEX-POSEIDON altimetric measurements and of the aquifer level from GRACE gravimetric measurements. Seismicity recorded by the National Seismic Center of Nepal between 04/01/1995 and 04/11/2000 ($M \geq 3$), relocated from the double difference technique, and focal mechanisms compiled from Harvard catalogue, or determined from regional waveforms and first motions (<http://www.globalcmt.org>, Sudhir Rajaure (DMG/NSC)). The white arrow and the dashed lines define the zone where a varying surface load, computed from the seasonal water level variations, is applied in the mechanical modeling.

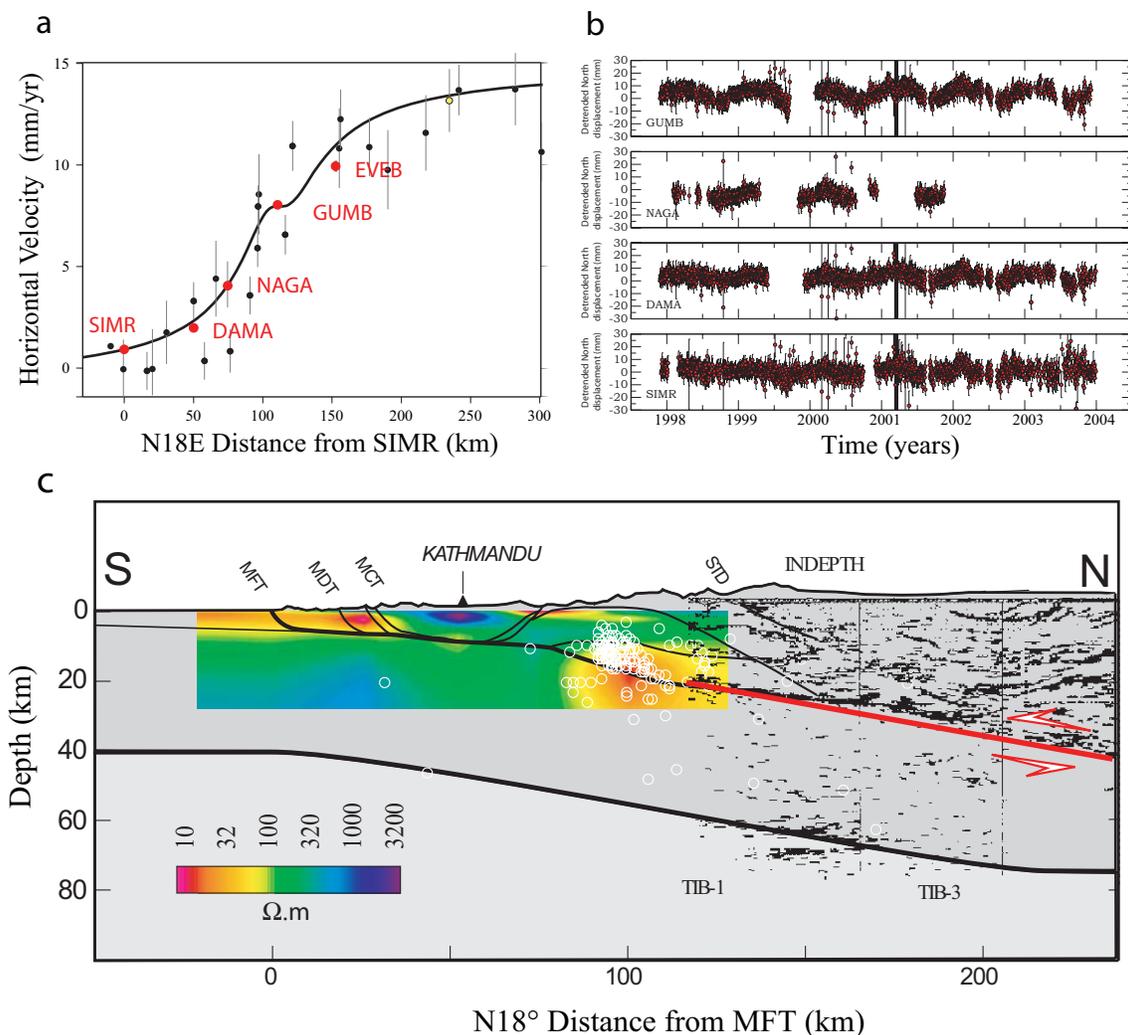


FIG. 3.10 – *Secular interseismic strain and seasonal variation of GPS positions relative to India. (a) Secular velocities relative to India determined from campaign measurements (black dots) and from the analysis of the time series recorded at the continuous geodetic stations (Bettinelli et al., 2006) (red dots, uncertainties are smaller than the dots size). Continuous line shows the predicted horizontal velocity for a slip rate of 16 mm.yr^{-1} at a shallow dipping dislocation as indicated in cross section, derived from leastsquares adjustment of all GPS and leveling data from central Nepal (Bettinelli et al., 2006). (b) Detrended GPS time series by removing the secular motion determined. The seasonal variations increase in amplitude from South to North. (c) Simplified geological cross section and geophysical constraints on the crustal structure across central Nepal. See figure 3.9 for location of section. The conductivity section was obtained from a magnetotelluric experiment carried out along the section AB across central Nepal (Lemonnier et al., 1999). Also reported are the INDEPTH seismic sections run about 300 km east of section AB (Zhao & Nelson, 1993; Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996). All thrust faults are inferred to root at depth in a sub-horizontal ductile shear zone that coincides with a prominent mid-crustal reflector. White circles show seismicity corresponding to events with well constrained hypocentral depths (Cattin & Avouac, 2000).*

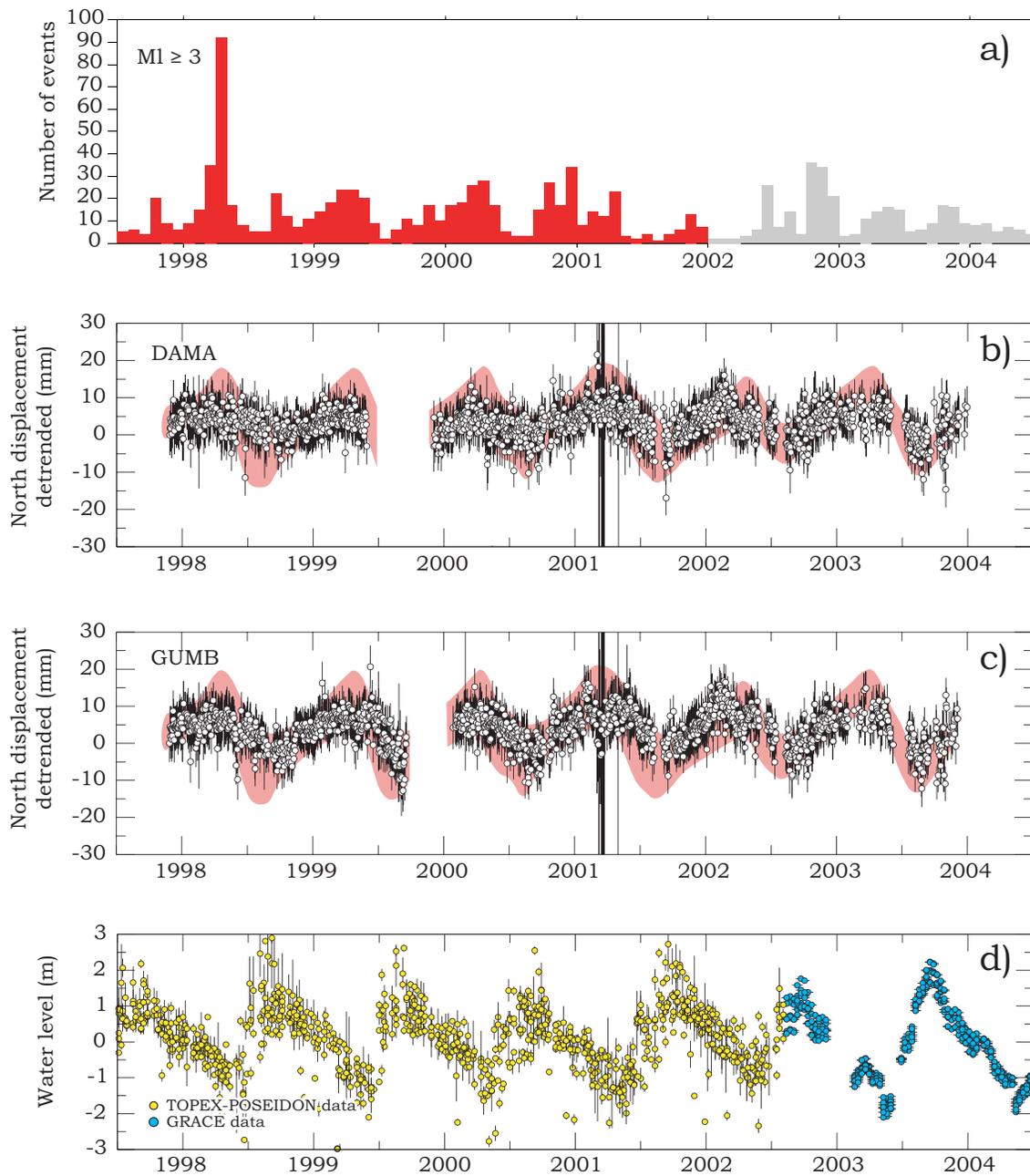


FIG. 3.11 – Correlation between seasonal variation of seismicity, geodetic displacements and water level in the Ganges basin. (a) Seismicity ($M_l \geq 3$) is shown in red for the period over which the geometry of the seismic network has not changed. It is shown in grey for the period over which the detection level has varied due to discontinuous operation of the seismic stations (the apparent drop in January 2002 is in particular an artifact due to technical failure of about 50% of the seismic stations during that winter). Variations from the secular trend of the geodetic position at station DAMA (b) and GUMB (c). Water level variations in the Ganges basin (d) measured from Topex-Poseidon (yellow dots) and GRACE (blue dots). The pink shaded areas in (b) and (c) show predicted seasonal geodetic displacements computed using the Finite Element Model ADELI (Chéry & Hassani, 2005), of water level variation in the Ganges basin shown in (d).

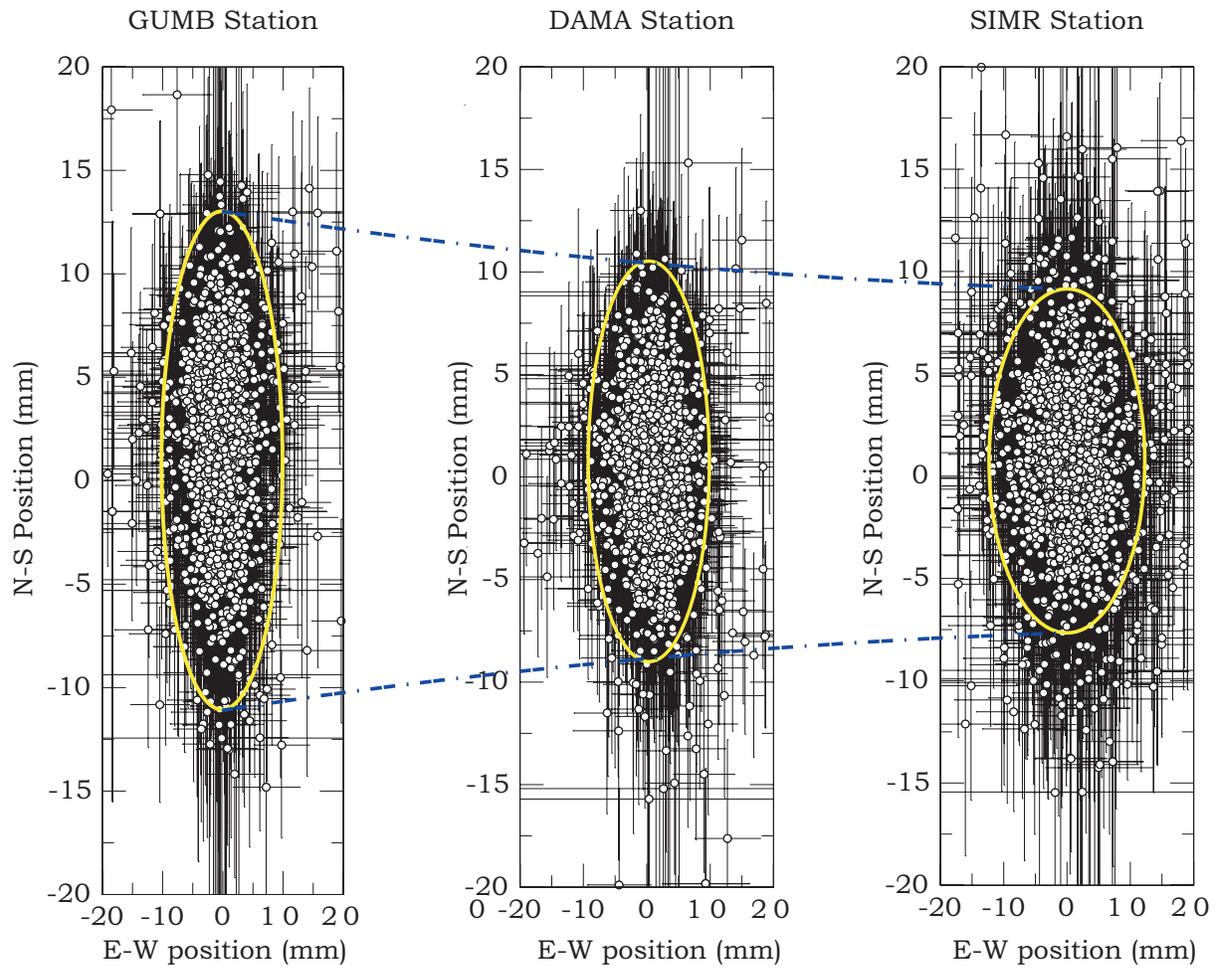


FIG. 3.12 – Positions variations on the East-West and North-South components. This figure show a decrease of the North-South amplitude variance from North (GUMB station) to South (SIMR station).

Possible causes of seasonality of seismicity and geodetic strain

Seasonal variations, not related to tropospheric miscorrections, are in fact often observed in geodetic time series and might relate to a variety of causes (Dong *et al.*, 1998), but only few can produce seasonal strain variation at the scale of a local network as is observed in this study. Indeed, the amplitude of the horizontal seasonal geodetic displacements increases northwards, so that the shortening rate between SIMR and GUMB, for example varies by a factor of two (between 5 mm.yr^{-1} in the summer to about 10 mm.yr^{-1} in the winter). This points to a local cause capable of producing horizontal contraction across the Himalaya in the winter and horizontal extension in the summer, superimposed on the secular shortening rate. One possibility would be that the creep rate on the MHT, which drives interseismic shortening, would vary with time possibly due to a resonance to a seasonal forcing (Perfettini *et al.*, 2001), a mechanism invoked to explain the periodicity of slow events (Lowry, 2006). Another possibility would be that the creep rate on the MHT be constant but that a seasonal factor produces stress variations capable of modulating directly the seismicity and geodetic strain.

Several meteorological factors might be advocated to explain the correlated variations of geodetic strain and seismicity. Atmospheric pressure, hydrology and snow cover can indeed all produce seasonal variations of surface loading which might cause seasonal variations of geodetic strain and seismicity as well. In Japan, for example, it has been observed that snowload can produce observable seasonal geodetic displacements (Dong *et al.*, 1998), with a possible link to seasonality of seismicity (Heki, 2003). In California, atmospheric pressure has been advocated to explain seasonal variations of seismicity following the Landers earthquake (Gao *et al.*, 2000). In the Himalaya, the snowload and atmospheric pressure are both maximum in the winter (Putkonen, 2004). These effects should therefore rather inhibit thrust earthquakes in the winter, contrary to what is observed (Bollinger *et al.*, 2007). They are not likely to produce the observed geodetic strain variations either. We have therefore focused our analysis on assessing the effect of hydrology. Satellite altimetric measurements from TOPEX-Poseidon and satellite gravimetric measurements from GRACE (Fig. 3.11d) can be used to constrain the temporal variation of land water storage (Ramillien *et al.*, 2005). We selected altimetric measurements of free surface water at a number of points in the Ganges basin (Fig. 3.9). The gravimetric measurements from GRACE were used to complement the TOPEX-Poseidon time series which ends in 2002. These measurements provide a different information since gravity is sensitive to the total amount of water stored in rivers and as sub-surface aquifer. The two time series do not overlap but show a very similar seasonal cycle, with about the same amplitude and phase (Fig. 3.11). The free surface and subsurface aquifer vary jointly over the seasonal cycle, probably due to the relatively high permeability of the clastic sediments of the Ganges basin. These measurements show that the water level over the whole Gangetic basin rises by about 4 meters during the monsoon,

starting in mid may to reach a maximum in early september, and then decreases steadily until the next monsoon. A striking observation is that seismicity, geodetic displacements and water levels show strong, in-phase, seasonal variations suggesting a causal relationship (Fig. 3.11).

Effect of water level variations in the Ganges basin on geodetic strain across the Himalaya

We propose that the seasonal geodetic displacements simply reflect the lithospheric response to the seasonal variation of surface loads associated with landwater storage in the Ganges basin (Fig. 3.13). The water level rise during the summer monsoon is expected to induce some extension in the Himalaya, while compression is expected in the winter when the surface load decreases, as observed in the geodetic data. We have modeled this effect using a 2D Finite Element Model (ADELI, Hassani *et al.*, 1997)(Fig. 3.14). We consider a 2000 km long section that approximates the profile through the Himalaya of Central Nepal. The elastic thickness is equal to 500 km, to approach the analytic solution (Fig. 3.14, Boussinesq, 1882). We decomposed the elastic thickness in two parts, first the lithospheric crust varying from 40 km beneath the Ganges basin to 82 km beneath the Tibetan plateau with a density equal to 2900 kg.m^{-3} , and second the mantle part with density equal to 3300 kg.m^{-3} . At the Southern and the Northern ends of the model, horizontal displacements are excluded and vertical displacements are free. The model is loaded with gravitational body forces ($\vec{g} = 9.81 \text{ m.s}^{-1}$) and its base by hydrostatic pressure to allow for isostatic restoring forces. The effect of Ganges loading is treated as positive load acting on the top of the lithosphere. The spatial distribution of the loading was determined by a zone with strong permeability where the aquifer was present. This spatial zone corresponds to the Ganges basin. The loading force is given by $V = \rho_w \cdot g \cdot h_w$, where h_w is the thickness of water equivalent and ρ_w the density of water. Hereafter, we have considered lithospheric crust flexural rigidity equal to $5.7 \cdot 10^{23} \text{ N.m}$, spanning the range of values obtained from gravity analysis (Cattin *et al.*, 2001).

The predicted seasonal displacements match reasonably well the observations. Although we cannot exclude that other factors might contribute (snow load and local hydrology in particular), the model clearly explain most of the observed seasonality of geodetic displacements (Fig. 3.11, 3.15, 3.16, 3.17, 3.18 and 3.18). Actually, with the vertical component of the baselines stacked on a yearly basis depicts time series misfit by the model starting from the beginning of Monsoon to early october (Fig. 3.20). This observations make it possible to advance the assumption that we have a local component coming to superimpose itself with the regional flexural response related to Ganges loading. Indeed, local effects as well as local aquifer loading could affect the vertical component of the stations.

Finally, the Ganges loading mechanism appears also qualitatively consistent with the higher seismicity rate in the winter when the gradual drop of surface load in the Ganges gradually increases compression in the Himalaya. adding to the effect of interseismic strain (Fig. 3.13).

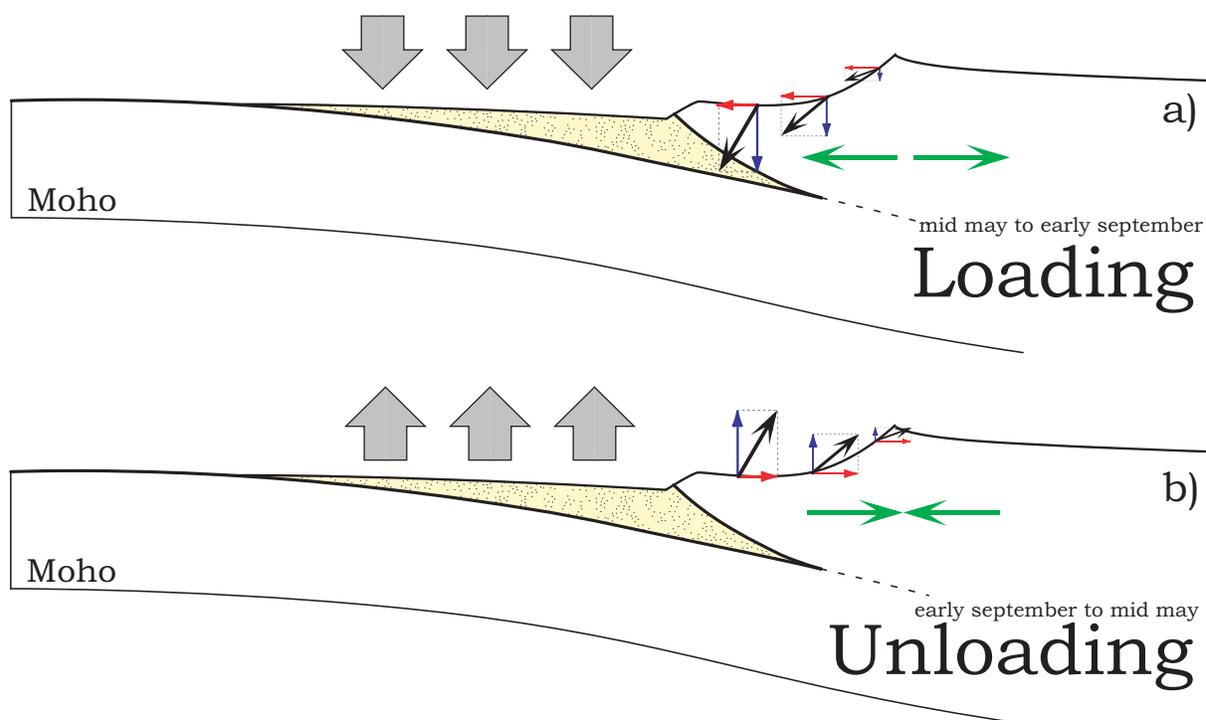


FIG. 3.13 – Schematic diagram showing the effect of water level variation in the Ganges basin on geodetic displacements and strain in the Himalaya. a) In the summer monsoon, the water level rises inducing both southward horizontal displacements and subsidence. This strain implies extension at seismogenic depth (2-15 km) in the Himalaya, which reducing the effect of secular horizontal contraction due to interseismic strain build up. b) The opposite occurs in the winter so that unloading as the water level drop implies some contraction which adds to the secular interseismic contraction.

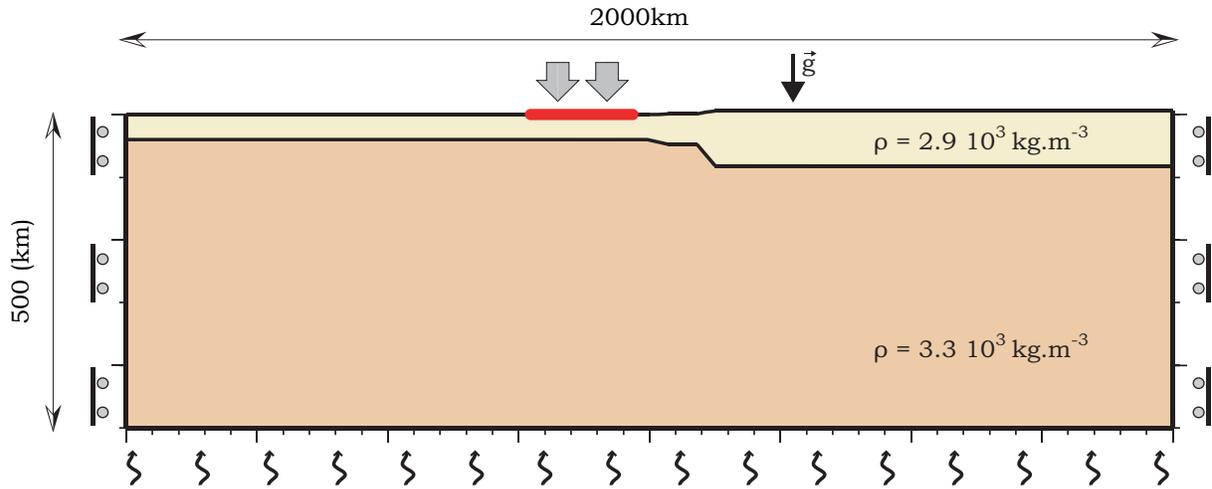


FIG. 3.14 – Boundary conditions and principle of the FEM modeling of the effect of variations of surface load associated with seasonal variation of the water level in the Ganges basin. We use a 2-D finite element model ADELI (Chéry & Hassani, 2005). The model consists of a 2000 km long section that approximates a profile across the Himalaya of Central Nepal. The model assume: Crustal thickness varies from 40 km beneath the Ganges basin to 82 km beneath Tibet. Crustal and upper mantle densities are set to 2900 kg.m^{-3} and 3300 kg.m^{-3} respectively. No horizontal displacements are allowed at the southern and the northern boundaries and vertical displacements are free. The model is loaded with gravitational body forces ($\vec{g} = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$). Hydrostatic foundations is applied at an arbitrary depth of 500 km to allow for isostatic restoring forces. The effect of variation of land water storage in the Ganges basin is simulating by applying a surface load $V = \rho_w g h_w$, where h_w is the water level and ρ_w the density of water. The Young modulus is 20 GPa and the Poisson coefficient is 0.25 (Cattin & Avouac, 2000).

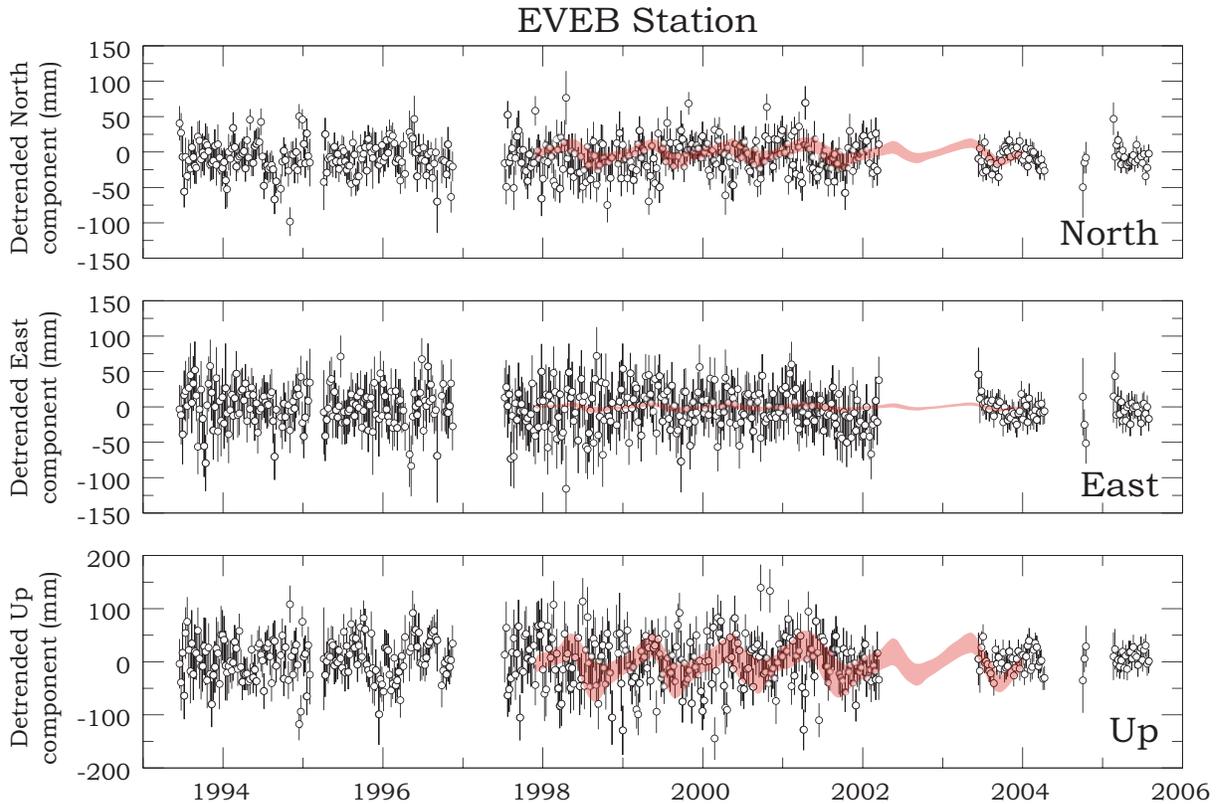


FIG. 3.15 – Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station EVEB.

Relation between seismicity and stress rate

To quantify the effect of stress variations on seismicity predicted by our model we use the Coulomb stress, defined as $S = \tau - \mu \cdot \sigma_n$ where τ is the shear stress, σ_n is the normal stress and μ is an effective friction coefficient here set to 0.3. The Coulomb stress is indeed commonly used to evaluate whether stress variations should promote or inhibit seismicity (King *et al.*, 1994). We find that seasonal variations of the water level in the Ganges basin induce fluctuations of Coulomb stress, computed within the zone of seismicity along the front of the high range, with a peak to peak amplitude of only 500 Pa (Fig. 3.21). In fact, seismicity is found to correlate best with stress rate variations (Fig. 3.22) showing that triggering of earthquake depends on stressing rate rather than on the absolute stress level, as observed in a number of previous case studies (Toda *et al.*, 2002; Perfettini & Avouac, 2004a; Hsu *et al.*, 2006).

To test this hypothesis, we have analyzed the average yearly variation of seismicity and stress variations over the 1997-2002 period, over which the seismic catalogue is homogeneous. To estimate stress variation within the seismicity cluster, the seasonal term estimated from the modeling described above was added to the secular term estimated to about $6 \text{ kPa}\cdot\text{yr}^{-1}$ from the modeling of the geodetic data (Cattin & Avouac, 2000; Bollinger *et al.*, 2004). leading to a stress rate varying between $4 \text{ kPa}\cdot\text{yr}^{-1}$, in the summer and $8 \text{ kPa}\cdot\text{yr}^{-1}$ in the winter. Because of the two-fold in-phase variations of

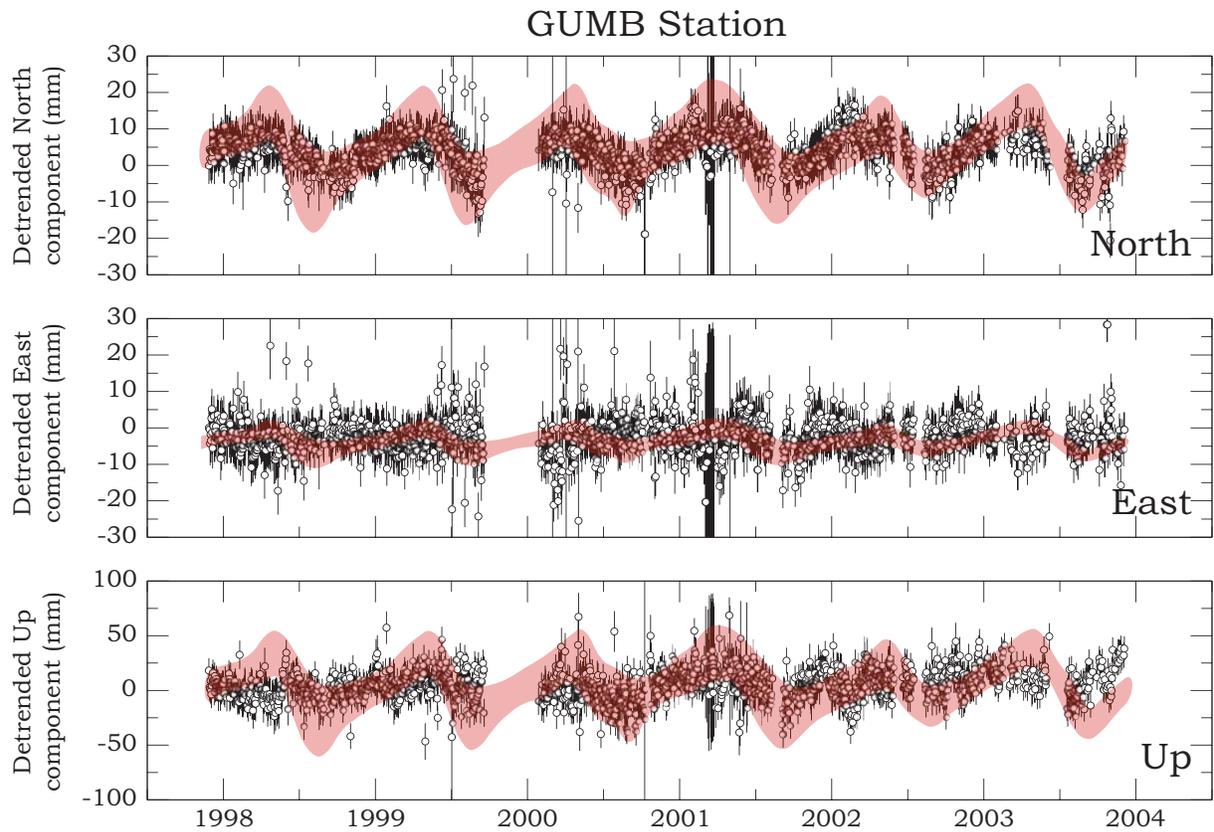


FIG. 3.16 – Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station GUMB. The amplitude of absolute vertical displacements is exaggerated in the modeling due to the instantaneous isostatic adjustment, but the relative vertical displacements predicted by the model are of the order of the observations (Fig. 3.20).

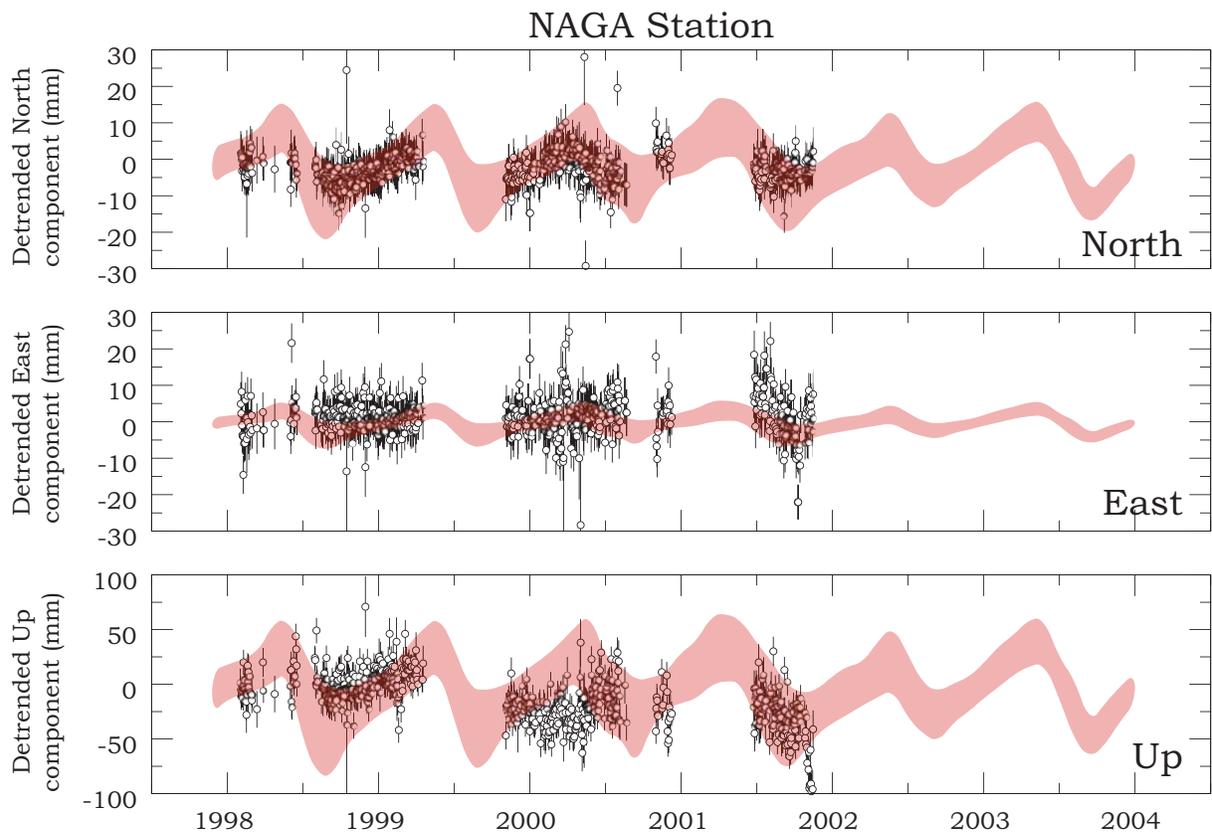


FIG. 3.17 – *Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station NAGA.*

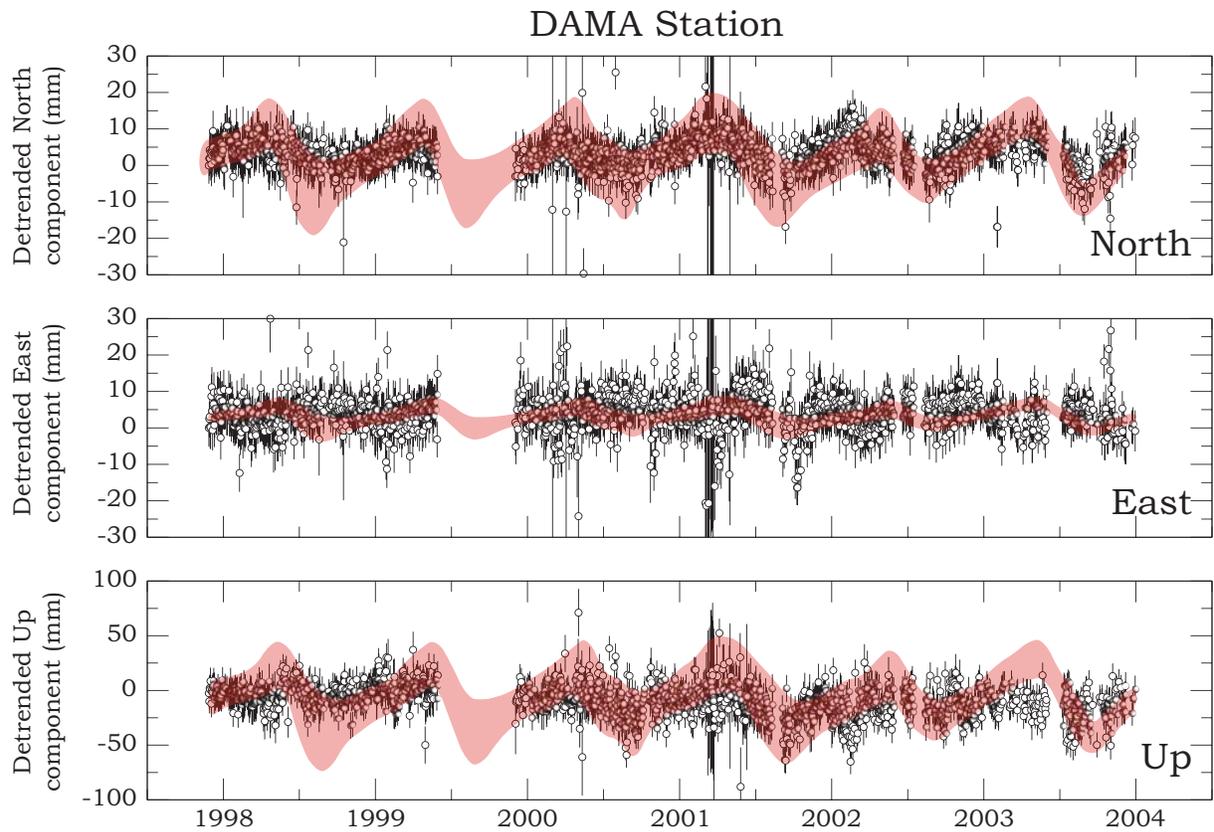


FIG. 3.18 – Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station DAMA. The amplitude of absolute vertical displacements is exaggerated in the modeling due to the instantaneous isostatic adjustment, but the relative vertical displacements predicted by the model are of the order of the observations (Fig. 3.20).

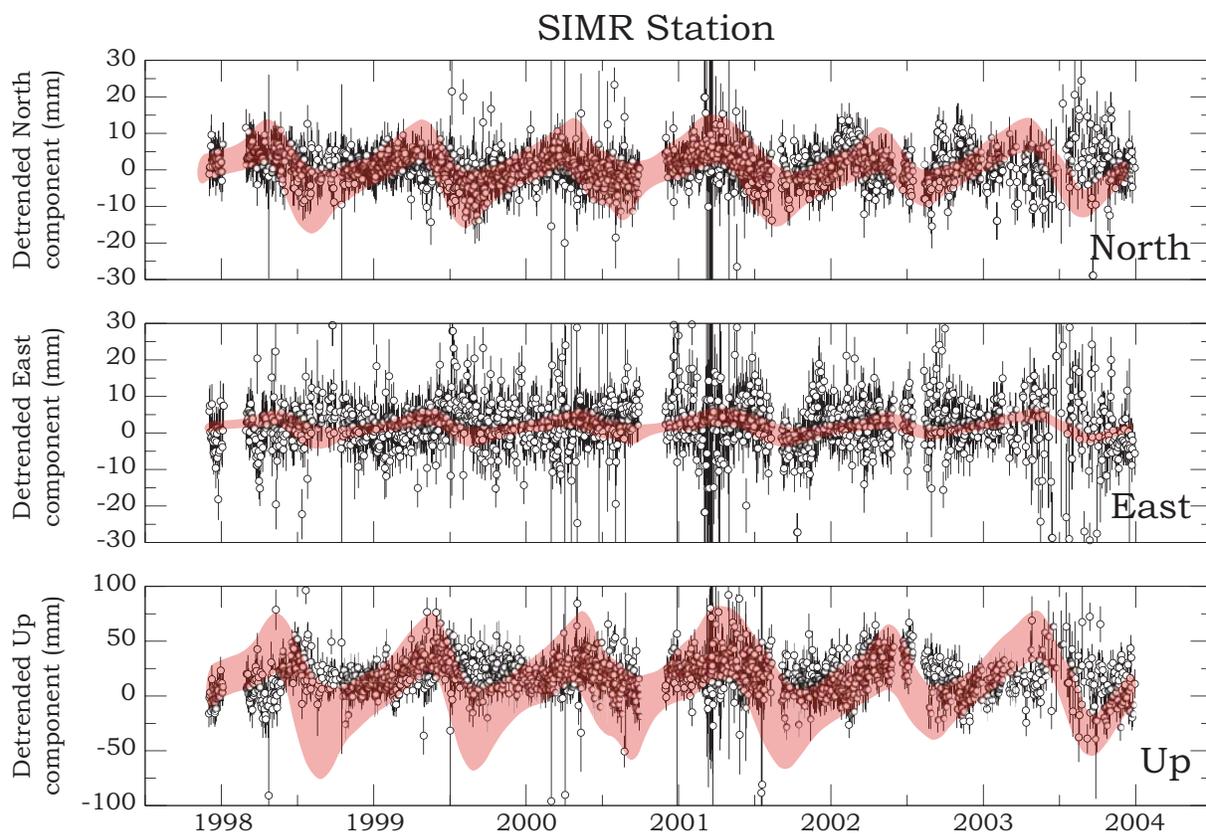


FIG. 3.19 – Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station SIMR. The amplitude of absolute vertical displacements is exaggerated in the modeling due to the instantaneous isostatic adjustment, but the relative vertical displacements predicted by the model are of the order of the observations (Fig. 3.20).

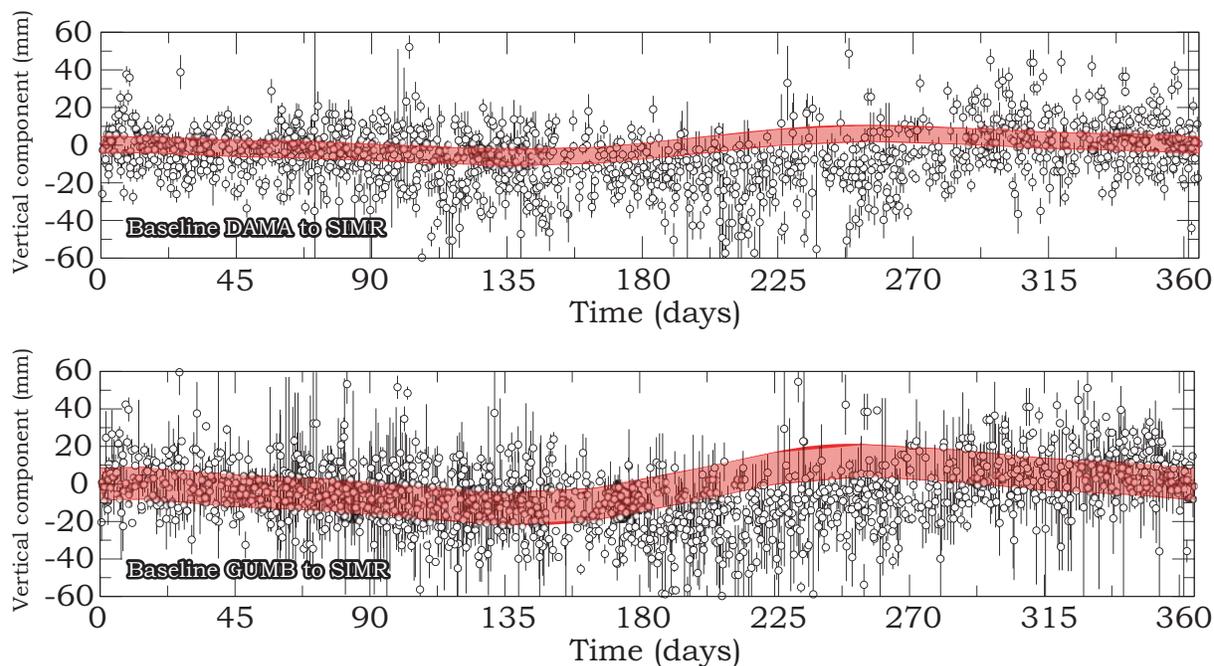


FIG. 3.20 – Observed and predicted vertical displacements relative to SIMR at stations DAMA and GUMB. To enhance the seasonal signal on the vertical component, all the years are plotted together. The misfit suggests that vertical displacements in the Himalaya are probably also sensitive to other factors than the regional effect of the water level in the Ganges basin.

seismicity rate and stress rate, cumulative seismicity over a year correlates linearly with the Coulomb stress variations ($r^2=0.996$) (Fig. 3.23).

Actually, assuming that the linear correlation has some physical significance, as argued in the next section, the secular interseismic stress rate can actually be estimated independently of the modeling of interseismic strain based on the sensitivity of seismicity rate to seasonal stress fluctuations. To do so, we have solved for the secular stress rate which yield the best linear correlation and obtained a value of $8 \text{ kPa}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Fig. 3.23). This secular rate represents the average stress rate within the seismicity cluster, and is consistent with the stress rate inferred directly from the modeling of secular interseismic strain (Cattin & Avouac, 2000; Bollinger *et al.*, 2004). although it is probable that within the seismicity zone the stress rate be highly variable depending on the distance to the tip of the creeping zone and the probable tapering of slip rate (Feldl & Bilham, 2006). The agreement between the estimate of the stress rate derived from the seasonality of seismicity, and that estimated from the modeling of secular interseismic strain is thus remarkable in view of the uncertainties and approximations made in these two independent approaches.

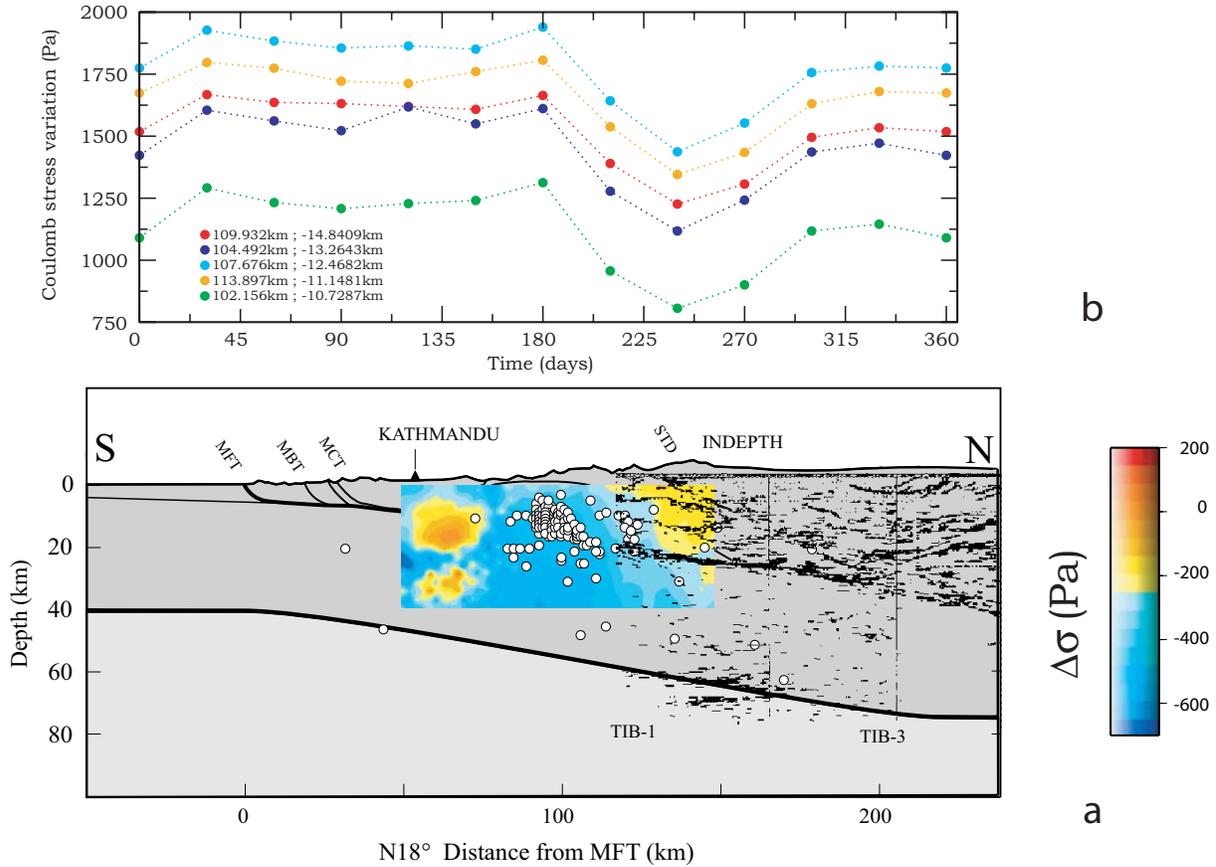


FIG. 3.21 – Effect of seasonal variation of surface load on Coulomb stress variation. Coulomb stress is defined as $S = \tau - \mu \cdot \sigma_n$, where $\mu = 0.3$ (King et al., 1994) and is computed on thrust fault dipping 30° to the North, consistent with most focal mechanisms in the seismicity cluster along the Himalayan front (Fig. 3.9). (a) Difference of Coulomb stress due to the seasonal ~ 4 m drop of the water level within the Ganges basin. (b) Temporal evolution of Coulomb stress computed at various depths and horizontal distances within the seismicity cluster. The Coulomb stress is maximum in the winter when the water level is low, and minimum at the end of the summer monsoon when the water level is at maximum. The peak to peak variation within the seismicity cluster is only 500 Pa.

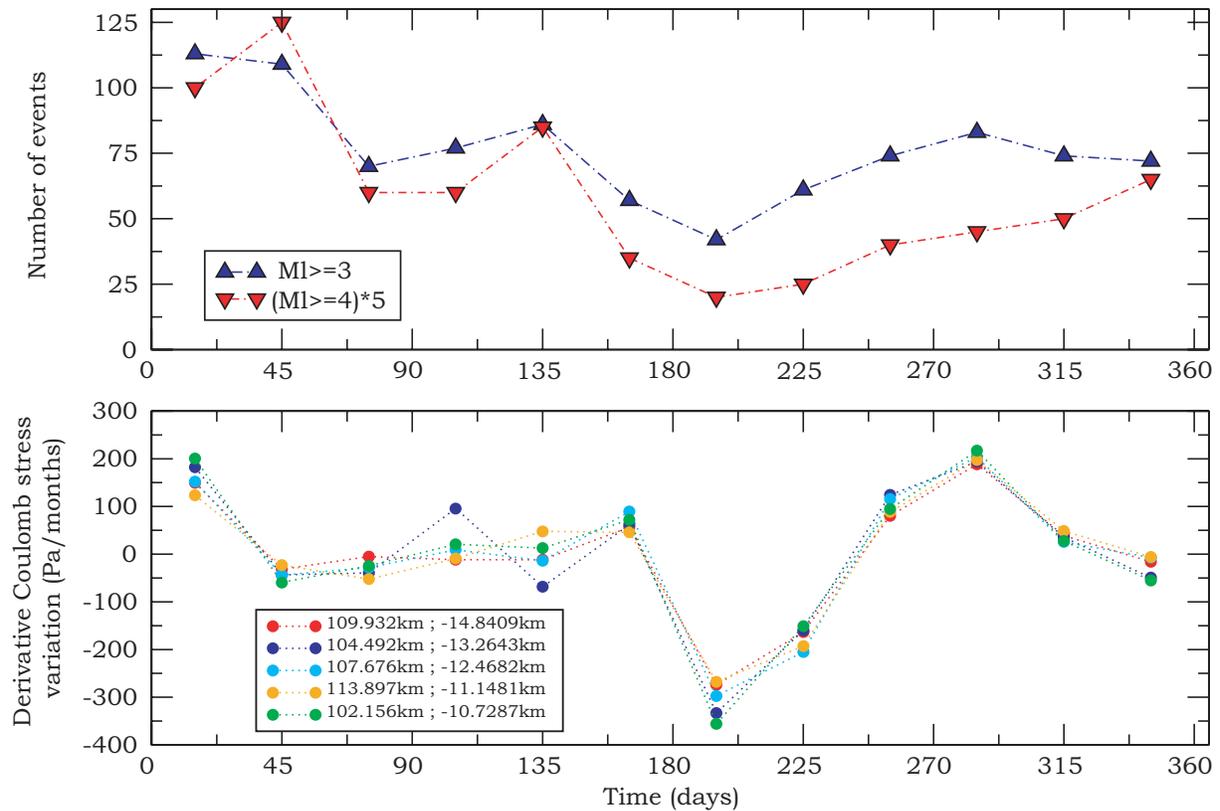


FIG. 3.22 – Seasonal variations of seismicity rate and Coulomb stress rate. Top graph shows the average seasonal variation of seismicity between 04/01/1995 and 04/11/2000 (for $Ml \geq 3$ and $Ml \geq 4$) (Bollinger et al., 2007). The bottom graph shows variation of Coulomb stress rate computed at different points within the seismically active area at front of the high range. The number of events with magnitude larger than 4 has been multiplied by 5.

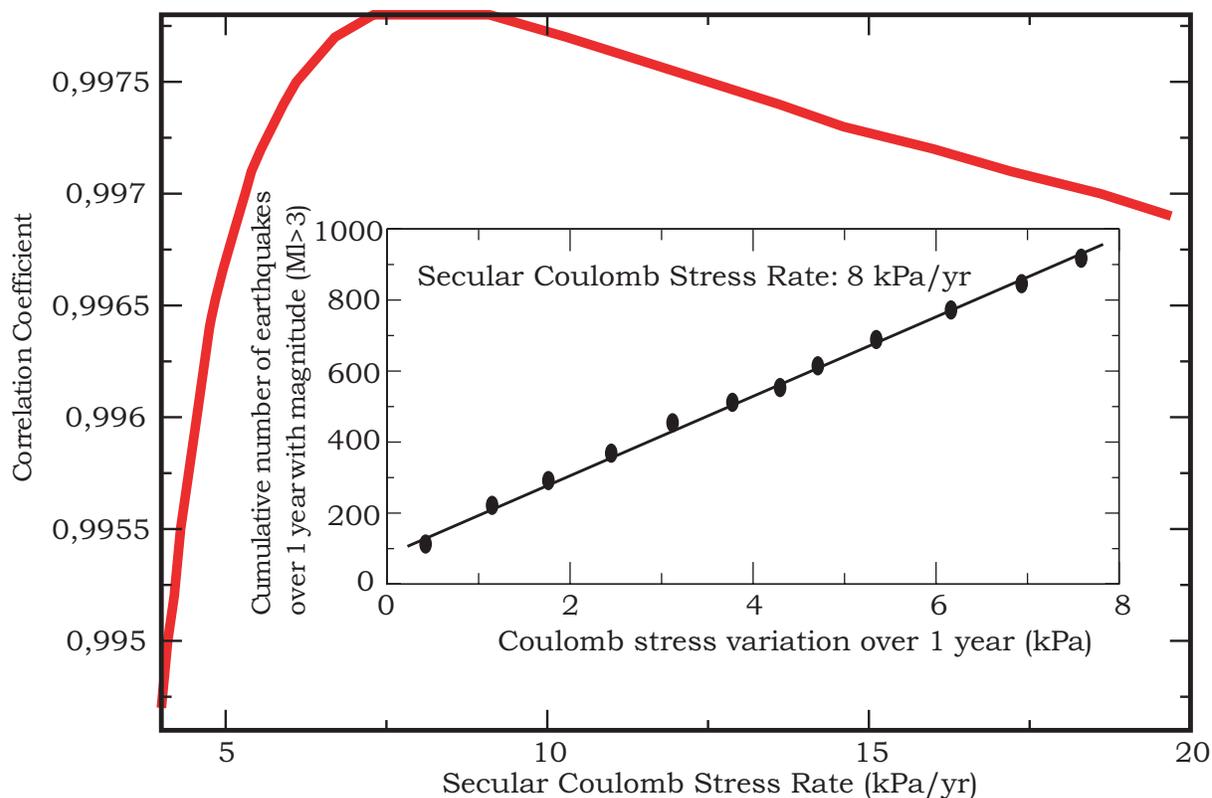


FIG. 3.23 – Determination of secular stress rate due to interseismic deformation. Variation of the correlation coefficient between Coulomb stress variation and the cumulative number of earthquakes as secular Coulomb stress increase, due to interseismic loading, is varied between 4 and 20 $\text{kPa}\cdot\text{yr}^{-1}$. The correlation is optimum for a value around $8 \text{ kPa}\cdot\text{yr}^{-1}$. Inset shows the relation between seismicity and Coulomb stress variation over a year, assuming a secular Coulomb stress rate of $8 \text{ kPa}\cdot\text{yr}^{-1}$.

Implications for earthquake triggering mechanisms

The sensitivity of Himalayan seismicity to seasonal stress variations has important implications for the process of earthquake nucleation. First, it shows that at the seasonal time scale, the time dependence of earthquake failure does not matter. A simple Coulomb stress threshold criterion for seismic failure, meaning that ruptures occur when S reaches some critical value S_c , would be consistent with our observation that seismicity rate varies in proportion of stress rate variations. To illustrate that point, let's consider a population of faults submitted to Coulomb stress rate oscillations, with period T and amplitude S_m , superimposed on secular stress rate \dot{S}_0 . Let's assume that the nucleation time of earthquakes, t_n is small compared to T , as is the case in the static Coulomb failure model and that the amplitude of the stress oscillation is small enough that stress rate is always positive (*i.e.* $\dot{S}_0 \geq 2\pi \frac{S_m}{T}$), as is the case in this study. The seismicity rate is then expected to vary in proportion of the stress rate \dot{S}_0 as is observed. Assuming that the periodic stress perturbations and seismicity rate variations are harmonic we may then write:

$$\frac{R_m}{r_0} = 2\pi \frac{S_m}{T \cdot \dot{S}_0} \quad (3.5)$$

where r_0 is the secular seismicity rate and R_m is the amplitude of the seismicity rate oscillations. This equation makes it explicit that the secular stress rate, \dot{S}_0 , can be estimated from the observation of periodic variations of seismicity (meaning that T , R_m and r_0 are known) provided that the amplitude of the loading periodic stress variations S_m is known.

However, this equation also predicts that the sensitivity of the seismicity to periodic stress variations should increase as the period decreases. This would imply an extremely strong sensitivity of seismicity to earth tides. Indeed, earth tides induce variations of stress of the order of 3-4 kPa, hence with a larger amplitude than those related to the seasonal variation of the water level in the Ganges basin, but at a much shorter dominant period of 12h. No clear correlation is actually observed (Cochran *et al.*, 2004), demonstrating that the simple Coulomb failure model does not correctly reflect the sensitivity of earthquake triggering to the frequency of the stress perturbations. We conclude that the duration of earthquake nucleation is small compared to the seasonal time scale but large compared to the semi-diurnal dominant period of earth tides.

Some constraints on earthquake nucleation and constitutive fault laws might be derived from the frequency-dependence of the sensitivity of seismicity to periodic loading. It has long been known from rock friction experiments (Dieterich, 1987; Lockner & Beeler, 1999) and crack models of nucleation (Das & Scholz, 1981) that earthquake failure is time-dependent, and that this is probably the key reason for the weak correlation between earth tides and seismicity (Vidale *et al.*, 1998; Tanaka *et al.*, 2002). Within the theoretical framework of rate-and-state friction (Dieterich & Kilgore, 1994; Dieterich, 1987; Beeler & Lockner, 2003; Dieterich, 1992; Perfettini *et al.*, 2003), the seismic rupture

is preceded by a nucleation phase of self accelerating slip with a duration estimated approximately to

$$t_n = \frac{a\sigma}{\dot{S}} \quad (3.6)$$

where σ is the normal stress, and a is a constitutive parameter reflecting the dependence of the friction coefficient, $\mu = \frac{\tau}{\sigma}$, on slip velocity, V , according to

$$a = \frac{\delta\mu}{\delta \ln V} \quad (3.7)$$

If the period of an oscillating stress perturbation is too short compared to the typical duration of the nucleation phase, $T < t_n$, then only a weak correlation, or no correlation at all, should be observed (Beeler & Lockner, 2003; Lockner & Beeler, 1999). The weak sensitivity of Himalayan seismicity to earth tides means that, even at the high stress rate associated with earth tides, which is of the order of several $\text{kPa}\cdot\text{days}^{-1}$, the nucleation time t_n , has to be larger than days. We infer from equation 3.6 that $a\sigma$ has to be larger than a few kPa .

If the period of an oscillating stress perturbation is large compared to the typical duration of the nucleation phase, $T > t_n$, experimental results (Beeler & Lockner, 2003) as well as theoretical studies of the dynamic response of faults obeying rate-and-state friction laws to periodic loading (Dieterich, 1987; Perfettini *et al.*, 2003) predict a strong correlation provided that the amplitude of the periodic stress variation is S_m not negligible compared to $a\sigma$. Our observation of seasonal correlation between seismicity and stress rate implies $t_n < 1yr$. Based on equation 3.6, we infer that $a\sigma$ is probably smaller than about 8 kPa . Due to the nucleation process, the seismicity rate should actually not respond instantaneously to a stress rate change, the characteristic lag time being of the order of the nucleation time (Toda *et al.*, 2002). Given that we don't observe a measurable lag between seismicity rate and stress rate seasonal changes (Fig. 3.22), we infer that t_n is significantly less than 1 year, probably less than a month, implying that $a\sigma$ is probably significantly less than 8 kPa . This is consistent with the other requirement that $a\sigma$ cannot be orders of magnitude larger than the seasonal variations of Coulomb stress, which have an amplitude estimated to $S_m \approx 250Pa$.

It has been proposed that the sensitivity of a population of faults obeying rate-and-state friction to periodic loading might actually follow (Dieterich, 1987; Lockner & Beeler, 1999),

$$\frac{R_m}{r_0} = \frac{S_m}{a\sigma} \quad (3.8)$$

Given the observed seasonality of seismicity rate, and its associated Coulomb stress variation, this equation yields $a\sigma \approx 1.5 \text{ kPa}$. It should be noticed here that equation 3.5 and 3.8, which were both obtained based on some simple first order approximations, cannot be valid simultaneously except in the particular regime where t_n and T are of the same order of magnitude.

Interestingly, these various lines of reasoning all point to a value of $a\sigma$ of the order of few kPa, about one order of magnitude lower than the values between 0.5 and 10 MPa, which were estimated from postseismic creep in a variety of context (Perfettini & Avouac, 2004a; Hsu *et al.*, 2006; Miyazaki *et al.*, 2004; Hearn *et al.*, 2002; Perfettini & Avouac, 2007). Assuming a lithostatic normal stress, the 5-15 km depth range of the seismicity implies that a be of the order of 10^{-5} , several orders of magnitude lower than laboratory estimates (Marone, 1998). The low value of $a\sigma$ might in fact be due to high pore pressure rather than a particularly low a value. This possibility is supported by the high conductivity observed in the seismicity area, suggesting the presence of fluids (Fig. 3.10c), as well as the particularly low deviatoric stresses, suggesting a near lithostatic pore pressure, inferred from the effect of topography induced stresses on seismicity (Bollinger *et al.*, 2004). High pore pressure has also been advocated to explain the seasonal variation of seismicity following the Landers earthquake, which was mainly observed at site with hydrothermal activity (Gao *et al.*, 2000), or the small value of $a\sigma$, of about 35 kPa, inferred from the temporal evolution of seismicity induced by a magmatic intrusion (Toda *et al.*, 2002).

3.2.8 Conclusion

Permanent geodetic monitoring in the Himalaya has revealed that secular interseismic strain is modulated by strong seasonal variations due to loading by the varying water level in the Ganges Basin. Himalayan background seismicity is extremely sensitive to the small seasonal stress perturbations, with a peak to peak amplitude of only 500 Pa, induced by this mechanism. Given the weak sensitivity to earth tides and the insignificant lag between stress rate and stress rate variations, we infer that earthquake nucleation occurs on a time scale larger than days but probably shorter than a month. A nucleation phase is expected from rock mechanics, but the short nucleation inferred here require either that on natural faults be of the order of 10^{-5} , orders of magnitude smaller than the values estimated from laboratory experiments, or that the normal stress at seismogenic depth be near lithostatic possibly due to high pore pressure.

3.3 Conclusion

Les séries temporelles GPS ont montré, outre le terme séculaire, des variations saisonnières importantes, notamment sur la composante horizontale perpendiculaire à la chaîne himalayenne.

Grâce à une analyse méthodologique, nous avons pu observer que ces variations saisonnières ne provenaient pas d'un artéfact de traitement, mais de la réponse flexurale de la croûte continentale à un chargement des aquifères situés dans la plaine du Gange.

La réponse flexurale à cette charge saisonnière induit des variations de contrainte de Coulomb au niveau de l'essaim microsismique mi-crustal himalayen. Ces variations permettent d'expliquer au

premier ordre les variations de taux de sismicité saisonnières mise en évidence à l'échelle du catalogue de sismicité népalais (Bollinger *et al.*, 2007).

Chapitre 4

Contraintes dans la lithosphère : Analyse des paléocontraintes à partir des tailles de grains de Quartz recristallisés

Sommaire

4.1	Introduction	105
4.2	Contexte Géologique	107
4.3	Echantillonnage et technique utilisée	108
4.3.1	Echantillonnage	108
4.3.2	Technique utilisée	111
4.4	Interprétation	117
4.4.1	Lois de fluage des Quartzites	120
4.5	Conclusion	128

4.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous discutons les lois rhéologiques qui gouvernent la déformation en Himalaya dans le domaine ductile et nous essaierons de proposer une loi rhéologique expérimentale sur la base de nos observations. Nous mettrons en œuvre une approche de détermination des paléocontraintes, fondée sur l'étude microstructurale des quartzites qualifiée par des mesures expérimentales (Mercier *et al.*, 1977; Twiss, 1977). Nous avons choisi cette approche en raison de l'abondance des affleurements de quartzites au sommet des séries du Moyen-Pays. De plus, la cinématique de la déformation est relativement bien connue grâce aux données géodésiques et géologiques. Enfin, étant donné que la température est considérée comme un paramètre essentiel déterminant le comportement rhéologique des roches, nous nous appuyons aussi sur les données de thermométrie (Bollinger *et al.*,

2004; Beyssac *et al.*, 2004). Les roches échantillonnées ici ont été accrétées au prisme Himalayen par sous-placage au niveau du MHT (Bollinger *et al.*, 2004). La modélisation de ce processus, ajustée aux données de thermométrie et de thermochronologie, montre que ces roches ont probablement atteint leur pic de métamorphisme thermique au moment de l'accrétion et ont ensuite été exhumée rapidement (Bollinger *et al.*, 2006, Fig. 4.1). Nous ferons l'hypothèse ici que le pic de température, et les contraintes déduites de l'étude de ces roches correspondent aux conditions de températures et de contraintes prévalent dans la zone de cisaillement ductile du MHT (et non au sein du prisme lui-même).

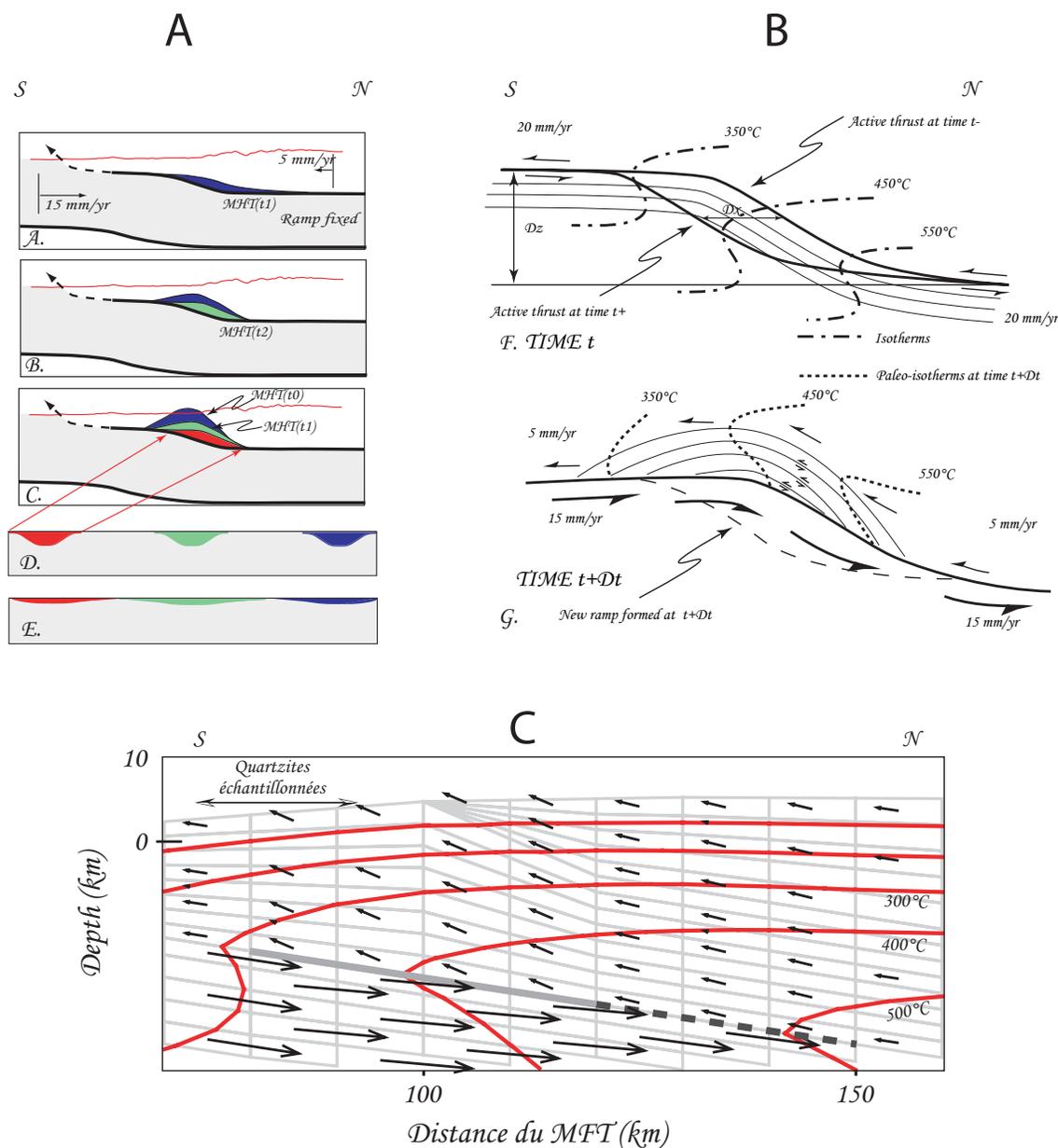


FIG. 4.1 – A et B - Illustrations des mécanismes d'accrétion du Moyen-Pays himalayen (Bollinger *et al.*, 2004). C - Structure thermique calculée par Bollinger *et al.*, 2006.

4.2 Contexte Géologique

Le moyen pays présent dans la région des Annapurnas, plus particulièrement sur la coupe Sud-Nord Kusma-Birethanti-Chomrong décrite ici, présente l'intérêt d'avoir été étudié extensivement d'un point de vue lithostratigraphique, pétrologique et microstructural au cours des 30 dernières années (e.g. Ohta *et al.*, 1973; Pêcher, 1975; Bouchez & Pêcher, 1976; Bouchez & Pêcher, 1981; Arita, 1983; Hodges *et al.*, 1996; Paudel & Arita, 2000; Bollinger *et al.*, 2004, encadré noir de la Fig. 4.2).

Sur la section Kusma-Chomrong de la coupe échantillonnée (Fig. 4.3), on rencontre essentiellement des séries quartzitiques. Ces séries sont généralement attribuées au moyen pays inférieur (ou Nawakot inférieur), plus particulièrement à la formation de Fagfog (e.g. Paudel & Arita, 2000).

Des formations schisteuses mais aussi des gneiss se succèdent au dessus. Les gneiss sont des gneiss ocellés abondants au village d'Ulleri dont ils ont pris le nom.

Du haut des gneiss ocellés à la base de la dalle du Tibet (au voisinage de Chomrong) on traverse d'épaisses séries de schistes intégrant des passées quartzitiques, de schistes noirs et de marbres.

On atteint alors l'isograde du Dysthène au voisinage de séries attribuées à la formation 1 de la dalle du Tibet après avoir traversé les isogrades de la biotite puis du grenat. Certaines de ces régions ont fait l'objet d'études thermométriques contraignant leur histoire métamorphique. Il apparaît que la température de pic de métamorphisme est voisine de 500°C sur la section Ulleri-Chomrong (Kaneke, 1995; Bollinger *et al.*, 2004). Dans cette région, les grenats présentent des températures de croissance de cœur plus froides que celles de leur bordure, à l'inverse des grenats de la base de dalle. Ces derniers ont enregistré des températures de croissance beaucoup plus chaudes (pic de métamorphisme voisin de 750°C). Plus au Sud, de Kusma à Birethanti, une étude de cristallinité de l'illite a permis à (Paudel & Arita, 2000) de montrer que les roches passaient de conditions de type anchizone (index de Kübler compris entre 0.2 et 0.3) à des conditions plus épizonales. Toutes ces observations métamorphiques sont compatibles avec la présence d'un gradient inverse de température à l'échelle de la coupe considérée.

D'un point de vue structural les interprétations divergent; des modèles discontinus présentant une zone MCT délimitée par des accidents majeurs s'opposent à des interprétations plus continues de la zone de cisaillement.

Ainsi, (Hashimoto *et al.*, 1973; Arita, 1983; Paudel & Arita, 2000) font des gneiss ocellés d'Ulleri un niveau mylonitique, base de la MCT zone, délimité dans leur interprétation par 2 cisaillements majeurs, le LMCT (Lower MCT) ou MCT I à la base et le UMCT (Upper MCT) à son sommet (Fig. Paudel & Arita, 2000).

(Pêcher, 1975; Pêcher, 1989; Schelling, 1992; Upreti, 1999) s'accordent à penser qu'il n'y a pas de saut de métamorphisme majeur au niveau du LMCT de (Arita, 1983) sans toutefois faire de la MCT zone une zone de cisaillement continue (Fig. 4.3, Bollinger *et al.*, 2004).

(Bouchez & Pêcher, 1976) puis (Kawamitsu & Hayashi, 1991) y décriront en effet une succession de zones phyllonitisées à ultra-mylonitisées, caractérisées par des variations de formes importantes de l'ellipsoïde de déformation.

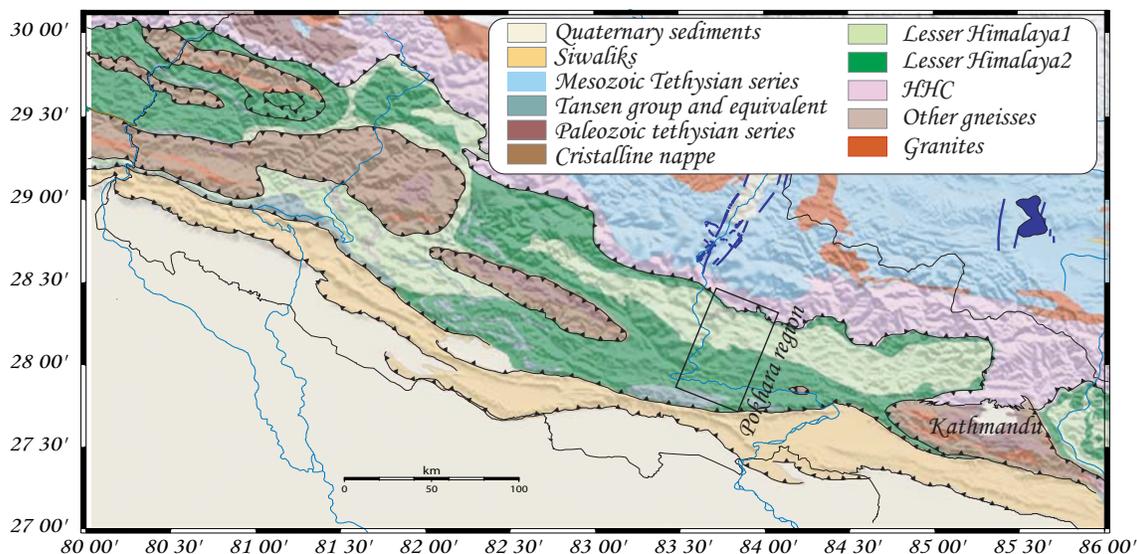


FIG. 4.2 – Carte géologique simplifiée du Népal. Le rectangle noir représente la zone d'étude, située entre le Lesser Himalaya et la dalle du Tibet au Sud de la chaîne des Annapurnas (région de Pokhara).

4.3 Echantillonnage et technique utilisée

4.3.1 Echantillonnage

Nous nous sommes focalisés sur la coupe de Kusma-Chomrong, zone étudiée par différents groupes (Robinson *et al.*, 2001; Paudel & Arita, 2000,...). Nous avons entrepris d'échantillonner les bancs de quartzites, présents en nombre le long de la coupe de Kusma à Chomrong, en passant par Birethanti, Ulleri et Gorepani (Fig. 4.4).

Les lois de détermination des paléocontraintes ont été calibrées sur des échantillons de quartzites pures. Nous nous sommes donc contraints à ne prélever que des quartzites avec un minimum d'assemblage minéral.

Nous avons pris soin de localiser les échantillons grâce au GPS, pour ce qui est de la localisation en carte, et grâce à un altimètre barométrique pour ce qui est de l'altitude. Le recalage de l'altimètre a été régulièrement effectué à partir des cartes au 1/25000^{ème} et 1/50000^{ème}. Ce recalage était important puisque l'altitude des échantillons intervient pour le calcul des distances structurales.

Tous les échantillons ont été orientés. Quand cela était possible, nous avons aussi mesuré l'orientation de la linéation minérale. Les ripples marks présentes sur les bancs de quartzites (*e.g.* bien visibles à proximité du village de Kusma, échantillon NEP0610) permettent d'affirmer que l'orientation et le

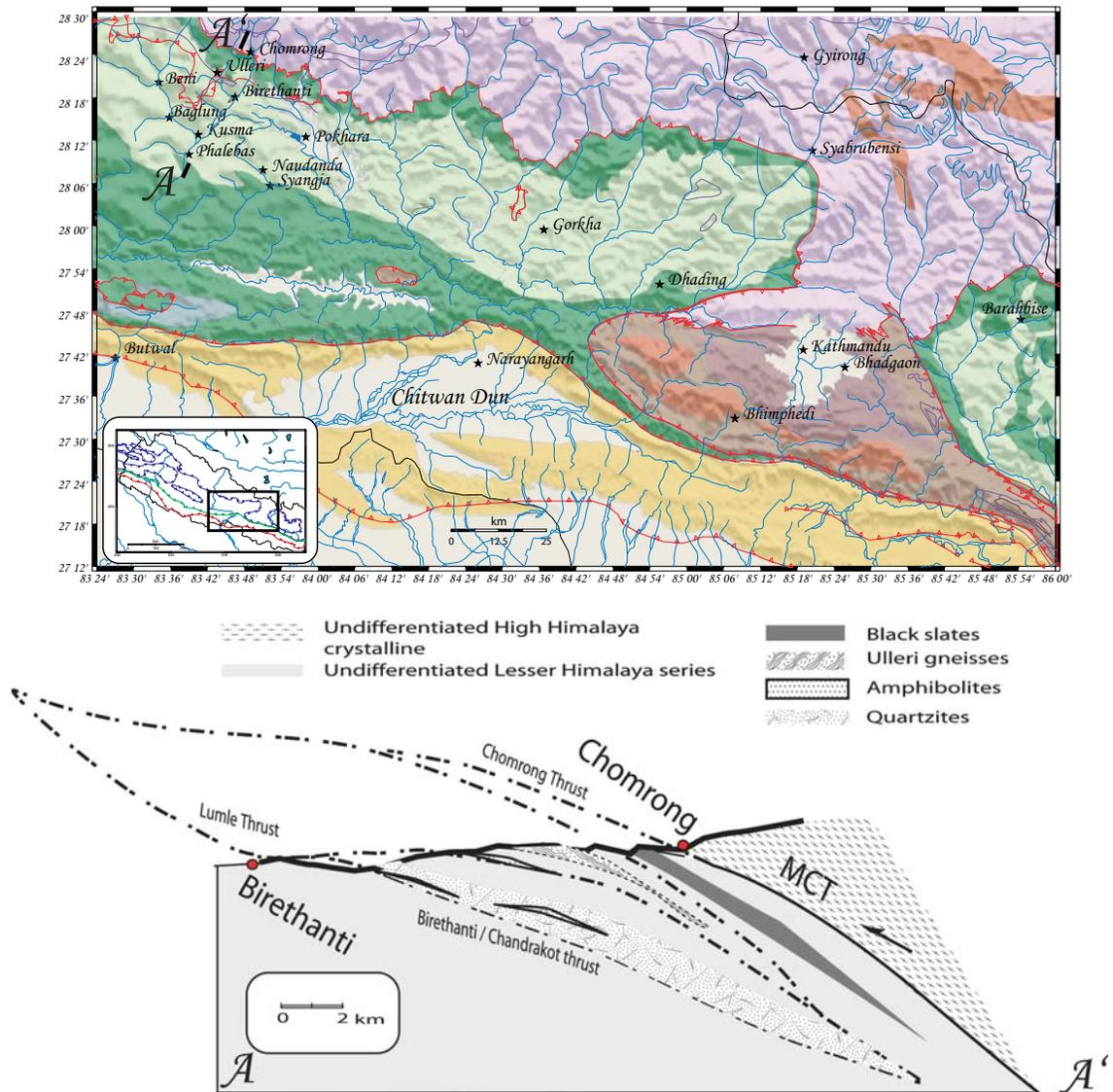


FIG. 4.3 – Carte géologique de la zone d'étude et coupe géologique issues de (Bollinger et al., 2004).

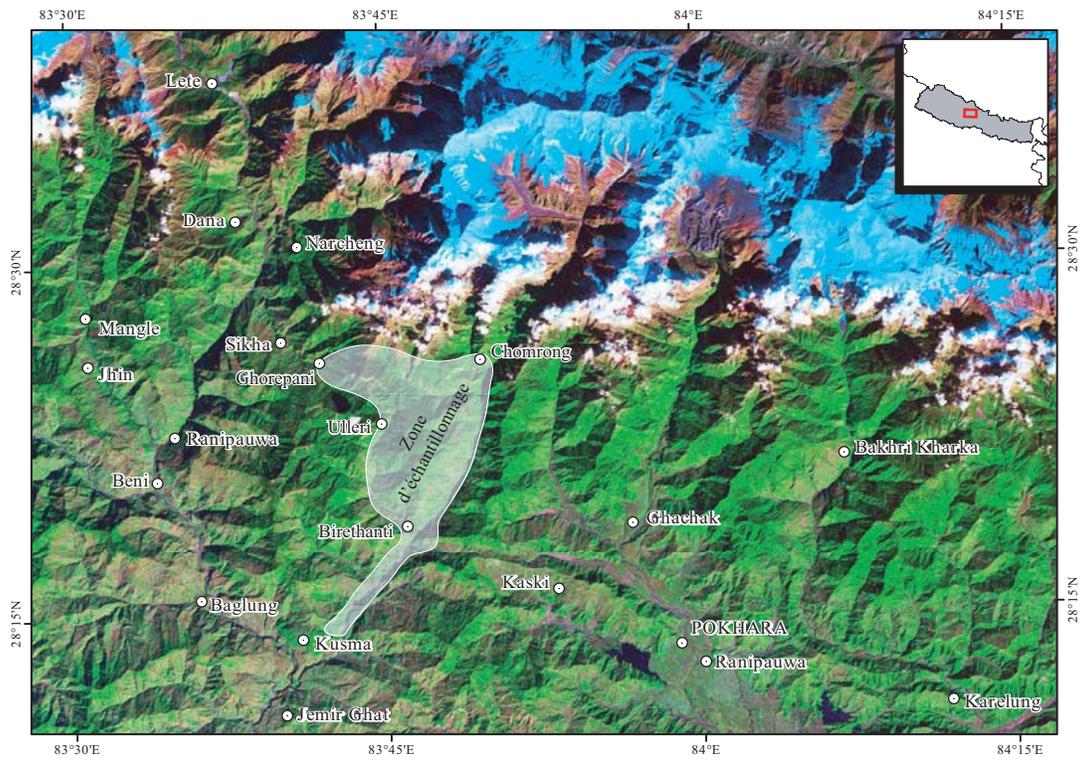


FIG. 4.4 – Photographie satellitaire Landsat7 de la zone d'échantillonnage (zone en transparence) entre Kusma et Chomrong, située au Sud de la chaîne des Annapurnas.

pendage des bancs mesurés correspondent à celui du plan de stratification (S_0).

Les coordonnées de chaque échantillon ont été reportées dans le tableau 4.1. De même, nous avons reporté sur la figure 4.6 chaque échantillon prélevé ainsi que leur nature.

Les "sucres" (découpe de type parallépipède rectangle des échantillons, Fig. 4.7) ont ensuite été réalisés au laboratoire.

L'orientation de la première facette des "sucres" a été choisie en respectant la stratification notée S_0 , la deuxième selon un plan $\perp S_0$ et $\parallel L_m$ où L_m correspond à la linéation minérale. La troisième facette correspond par conséquent au plan qui est perpendiculaire aux deux autres facettes (Fig. 4.7).

Les lames minces ont ensuite été réalisées à partir des sucres par Monsieur Faiçal SOUFI, litho-lamelleur du Centre Interdisciplinaire Scientifique de la Montagne de Chambéry.

4.3.2 Technique utilisée

Des études expérimentales et théoriques ont démontré que la taille des grains de quartz, produits par la recristallisation dynamique, peut être employée pour estimer l'amplitude des paléocontraintes d'un échantillon de quartzite pure déformé (Mercier *et al.*, 1977; Twiss, 1977; Christie *et al.*, 1980; Koch, 1983; Ord & Christie, 1984). Les données de taille de grains de quartz recristallisés ont ainsi été utilisées pour évaluer les contraintes à l'aide d'un piézomètre de forme (équation 4.1, Twiss, 1977; Gleason & Tullis, 1993).

$$\Delta\sigma = A.d^{-n} \quad (4.1)$$

où

$$\begin{aligned} \Delta\sigma &= \text{contrainte différentielle en MPa} \\ d &= \text{Taille des grains de Quartz } (\mu m) \\ A &= 4090 \text{ (Koch, 1983)} \\ n &= 1.11 \text{ (Koch, 1983)} \end{aligned}$$

Pour estimer la taille moyenne des grains de quartz, nécessaire au calcul de la contrainte différentielle, nous avons photographié chaque lame mince (Fig. 4.8, colonne de gauche). Nous avons ensuite utilisé le logiciel de segmentation d'image et de classification eCognition, (eCognition, 2006). Ce logiciel permet de segmenter les images en fonction des formes et des couleurs. La stratégie employée a été de sur-segmenter légèrement les images avant classification, puis de fusionner les contours manuellement. Cette fusion manuelle nous a permis de respecter au mieux les contours des grains de quartz à l'échelle de la définition de l'image (pixel de $1\mu m$). La figure 4.8 illustre le résultat obtenu pour deux échantillons ; la colonne de gauche représente les lames minces "brutes", sans traitement d'image, et la colonne de droite le résultat de la segmentation. Ce traitement nous a permis d'ex-



FIG. 4.5 – Photographies prises lors d'échantillonnage de Quartzites.

Numéro échantillon	Nature	Latitude	Longitude	Altitude baro.(m)
NEP0601	Quartzites	28.3018	83.7801	1204
NEP0602	Quartzites	28.3018	83.7801	1204
NEP0603	Quartzites	28.3020	83.7864	1310
NEP0605	Quartzites	28.2868	83.7562	892
NEP0606	Quartzites	28.2381	83.7104	716
NEP0607	Quartzites	28.2462	83.7138	739
NEP0608	Quartzites	28.2508	83.7148	773
NEP0609	Quartzites	28.2508	83.7148	773
NEP0610	Quartzites	28.2567	83.7191	780
NEP0611A-B	Quartzites	28.2686	83.7324	815
NEP0612	Quartzites	28.2732	83.7411	853
NEP0613	Quartzites	28.2777	83.7452	851
NEP0614	Quartzites	28.3108	83.7746	1009
NEP0615A-B	Quartzites	28.3113	83.7723	1008
NEP0616	Quartzites	28.3131	83.7677	1072
NEP0617A-B	Quartzites	28.3196	83.7592	1166
NEP0618	Quartzites	28.3738	83.7251	2252
NEP0619A-B	Quartzites	28.3787	83.7150	2380
NEP0620	Quartzites	28.3841	83.7112	2454
NEP0623	Quartzites	28.4005	83.6994	2785
NEP0624	Quartzites	Pas de point GPS "gorge"		2868
NEP0631	Quartzites	28.4101	83.7957	2127
NEP0632A-B	Quartzites	28.4138	83.8121	2103
NEP0633	Quartzites	28.4111	83.8220	1767
NEP0634	Quartzites	28.4076	83.8195	1489
NEP0635	Quartzites	28.4018	83.8245	1527
NEP0636	Quartzites	28.3962	83.8254	1416
NEP0637	Quartzites	28.3889	83.8250	1424
NEP0640	Quartzites	28.3196	83.7864	1078
NEP0641	Quartzites	28.3035	83.7707	1015

TAB. 4.1 – Liste et localisations des échantillons prélevés sur le terrain

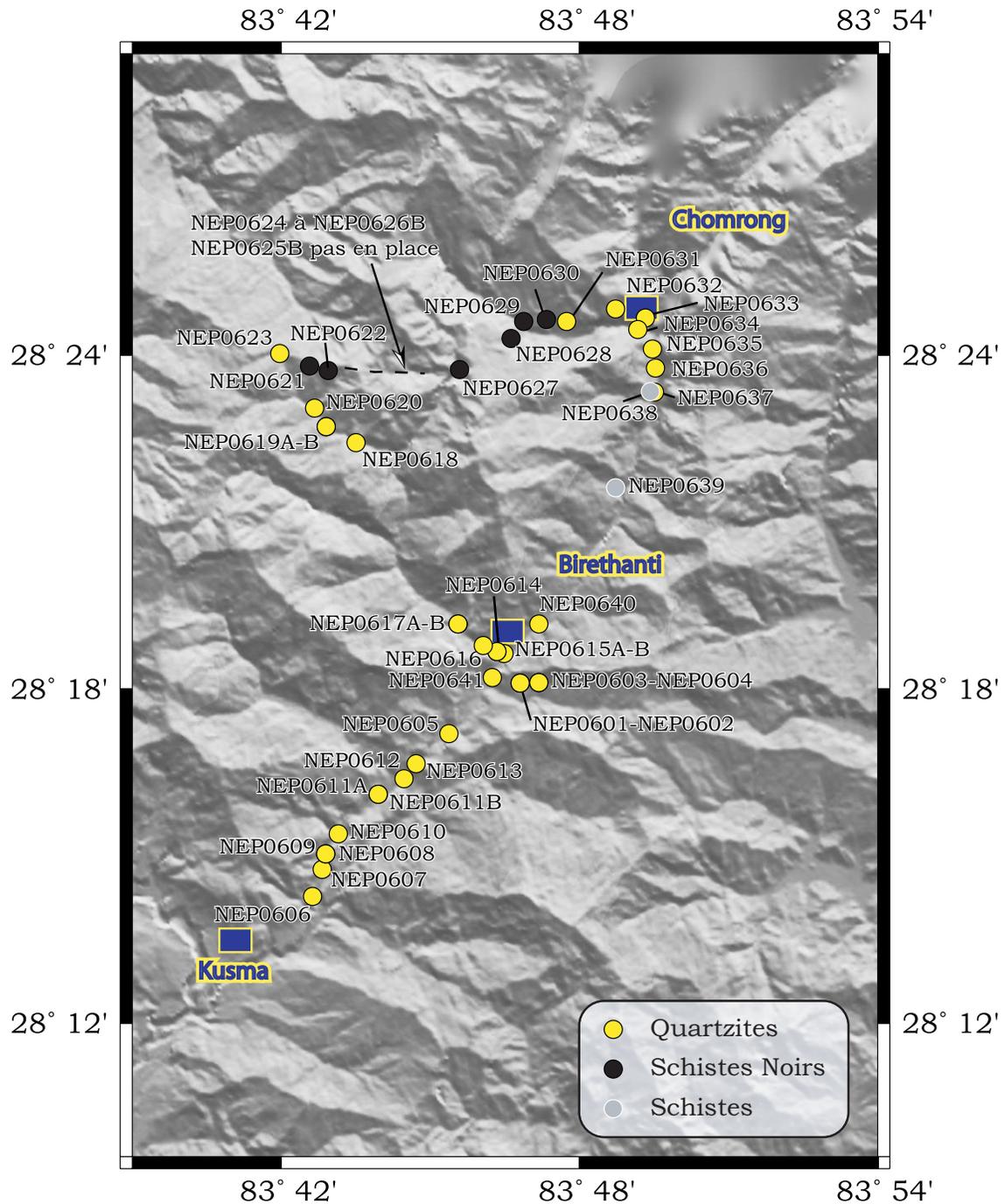


FIG. 4.6 – Carte des localisations des échantillons prélevés sur le terrain entre Kusma et Chomrong.

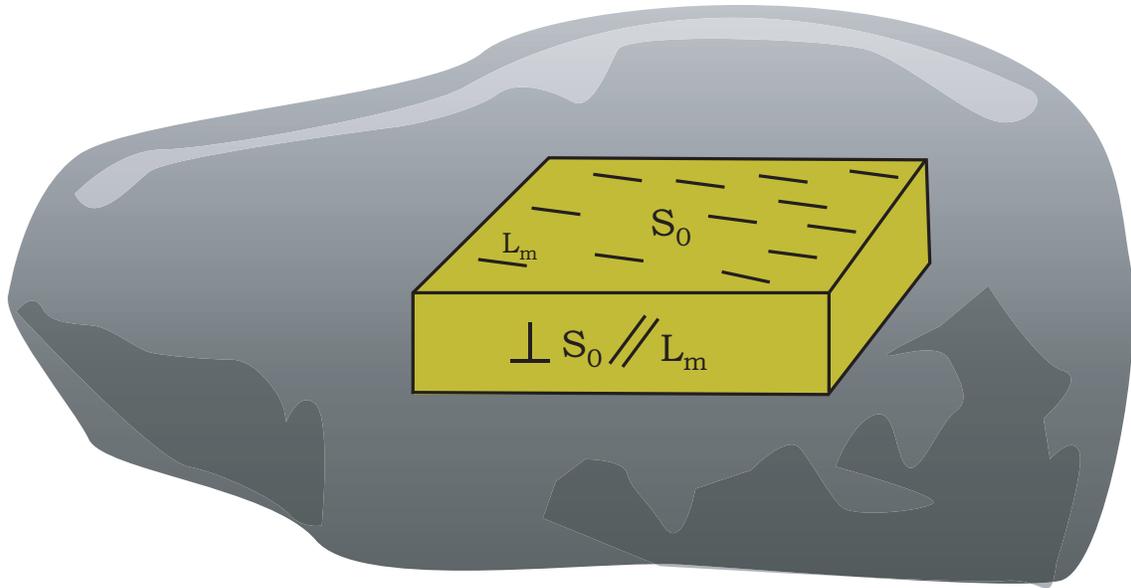


FIG. 4.7 – Schéma explicatif de la stratégie entreprise pour la découpe des "sucres" utilisés pour la création des lames minces. S_0 correspond au plan de stratigraphie et L_m représente la linéation minérale.

traire ensuite les surfaces de chaque grain et de faire des statistiques sur les lames (e.g. taille des populations de grains).

D'après l'équation 4.1, nous avons ensuite besoin de la taille moyenne des grains de quartz présents sur chaque lame pour obtenir la contrainte différentielle ($\Delta\sigma$). Nous avons alors fait l'hypothèse que la forme des grains de quartz était carrée afin d'obtenir le côté (côté $d = \text{surface}^{1/2}$).

Les résultats pour chacune des lames minces, réalisées à partir des échantillons prélevés sur le terrain, ont été reportés dans l'annexe C.

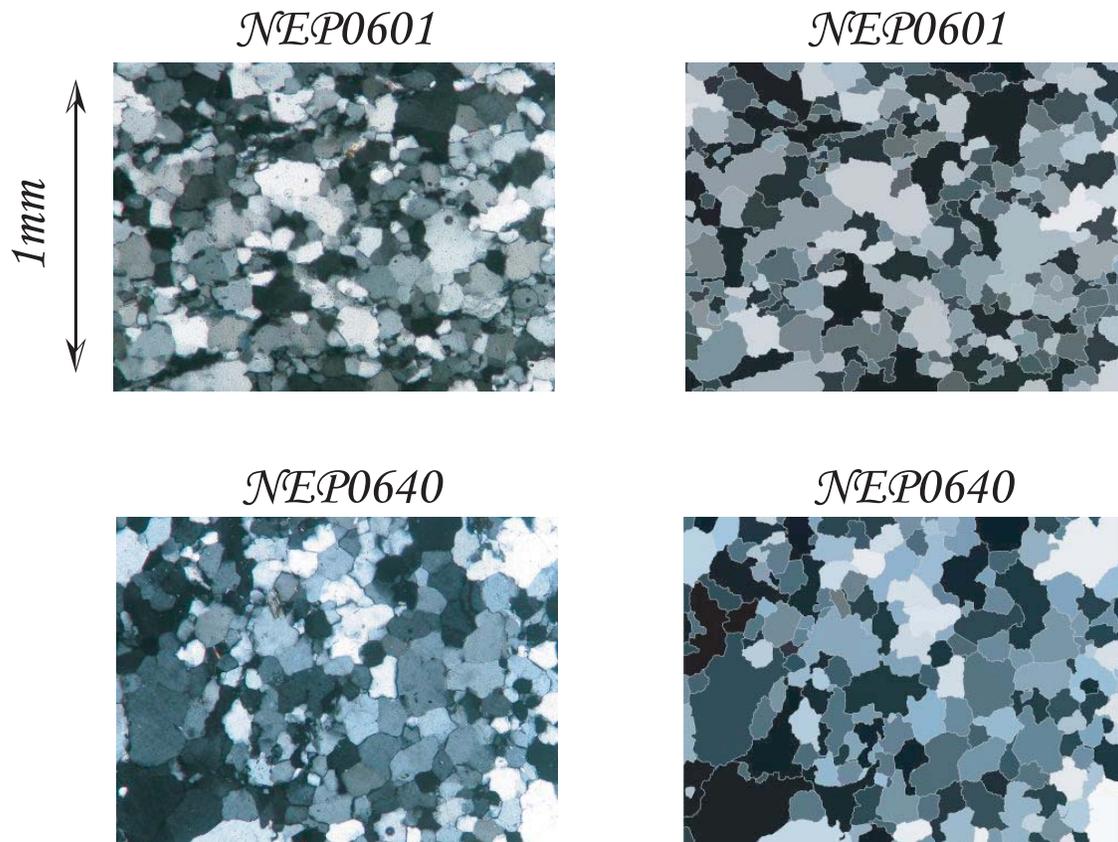


FIG. 4.8 – Exemple de photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006; colonne de droite). Les autres lames minces sont reportées en Annexe C.

4.4 Interprétation

La figure 4.9 illustre les valeurs des contraintes différentielles reportées en carte. Lorsque nous projetons les résultats en fonction de la distance structurale, en prenant comme référence le chevauchement de Chomrong, il est à noter que la contrainte semble être organisée selon la distance structurale présentant un gradient inverse ($-3.14 \text{ MPa.km}^{-1}$). Les résultats montrent que la contrainte différentielle ne dépasse pas 50MPa (Fig. 4.10 et Table 4.2).

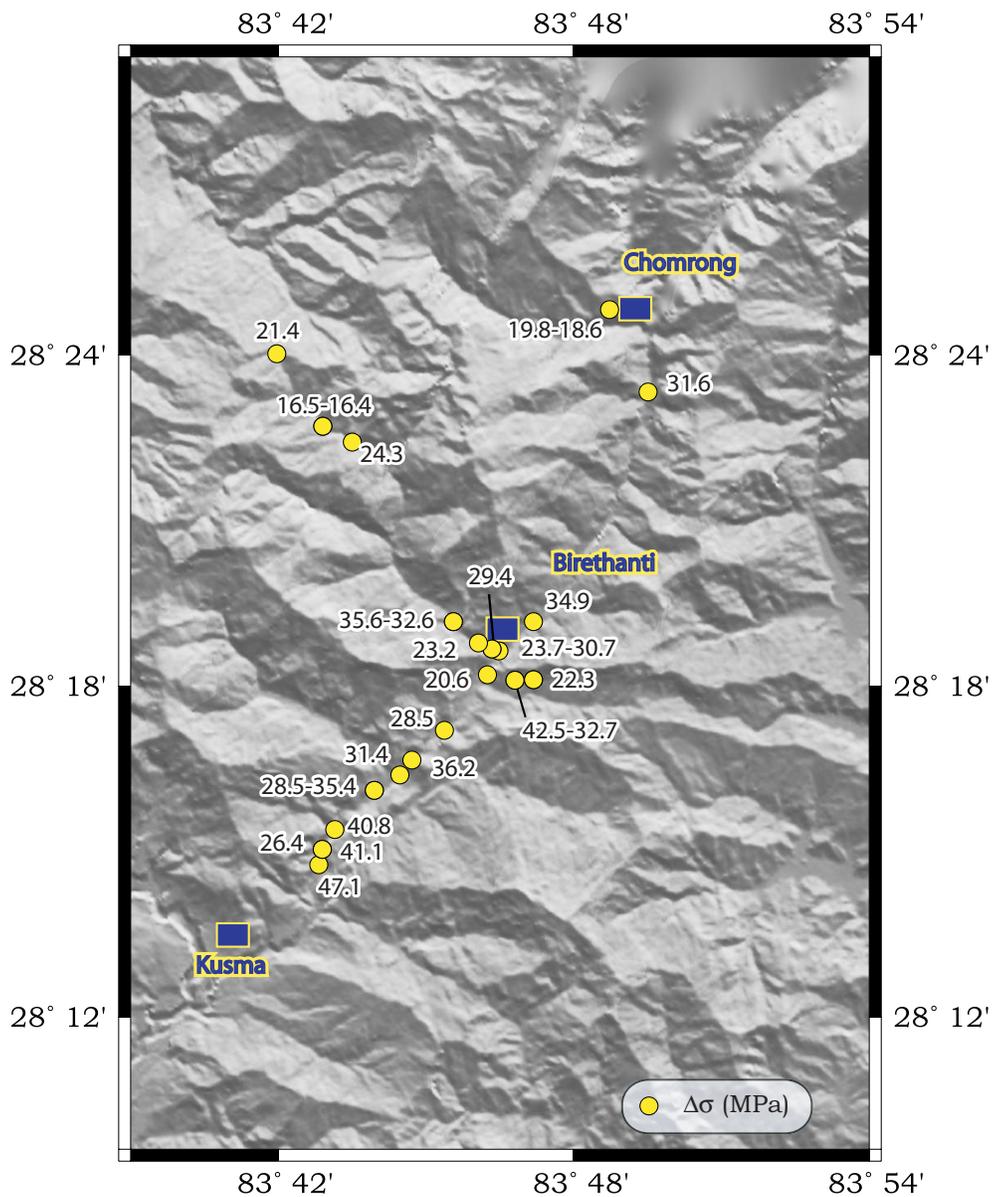


FIG. 4.9 – Carte des contraintes différentielles ($\Delta\sigma$ en MPa) calculées à partir des tailles moyennes de grains de Quartz.

Numéro échantillon	Distance structurale (km)	Taille moyenne des grains (μm)	$\Delta\sigma$ (MPa)
NEP0601	-3.181	61.25	42.47
NEP0602	-3.181	77.54	23.69
NEP0603	-3.158	109.46	22.29
NEP0605	-3.739	87.61	28.54
NEP0607	-5.483	55.78	47.11
NEP0608	-5.373	63.11	41.08
NEP0609	-5.373	93.98	26.40
NEP0610	-5.141	63.53	40.78
NEP0611A	-4.603	87.72	28.50
NEP0611B	-4.603	72.24	35.36
NEP0612	-4.352	80.48	31.36
NEP0613	-4.152	70.66	36.23
NEP0614	-2.858	85.29	29.40
NEP0615A	-2.887	103.77	23.65
NEP0615B	-2.887	81.93	30.75
NEP0616	-2.987	105.49	23.23
NEP0617A	-3.062	71.84	35.58
NEP0617B	-3.062	77.72	32.60
NEP0618	-2.901	101.28	24.30
NEP0619A	-2.838	143.66	16.48
NEP0619B	-2.838	144.44	16.39
NEP0623	-2.163	113.35	21.45
NEP0632A	-0.328	121.57	19.84
NEP0632B	-0.328	128.68	18.63
NEP0637	-0.205	79.93	31.60
NEP0640	-2.465	73.04	34.93
NEP0641	-3.134	117.73	20.56

TAB. 4.2 – Liste, taille moyenne des grains de quartz et contrainte différentielle obtenue pour chaque échantillon prélevé sur le terrain.

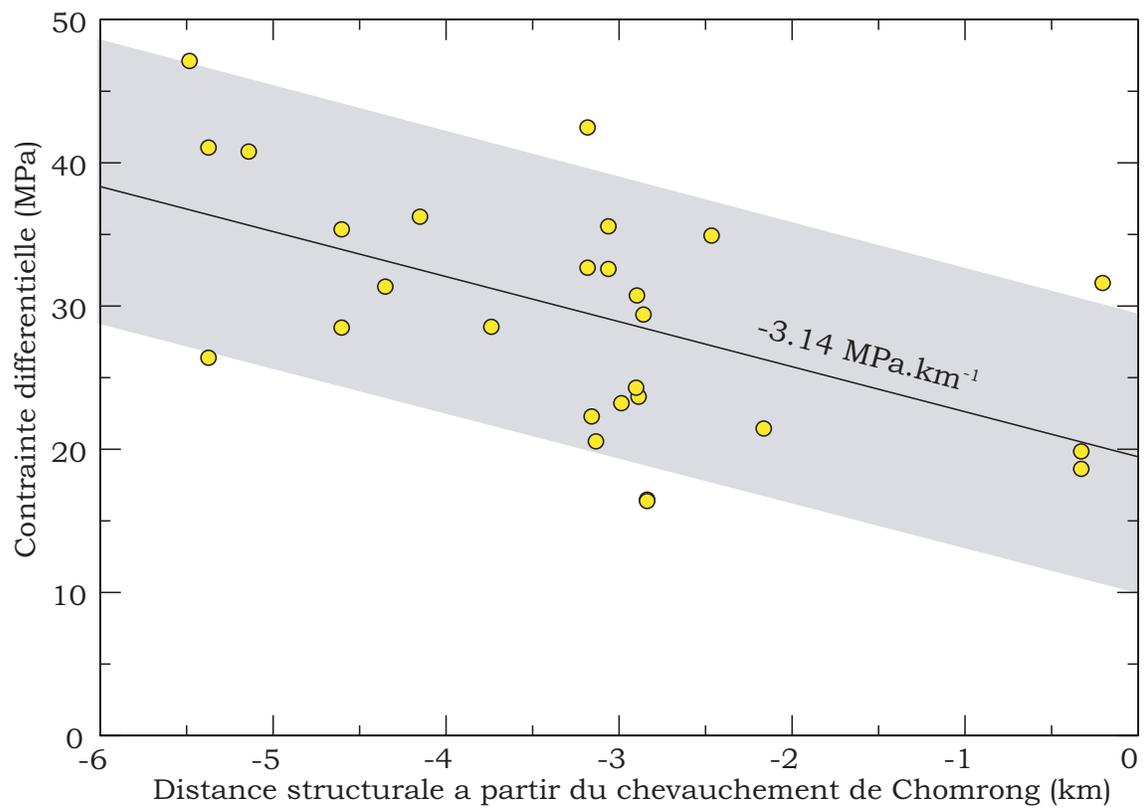


FIG. 4.10 – Contraintes différentielles ($\Delta\sigma$ en MPa) en fonction de la distance structurale en prenant comme référence le chevauchement de Chomrong.

4.4.1 Lois de fluage des Quartzites

Les expériences de laboratoire montrent que, dans le domaine ductile, les roches obéissent généralement à des lois de fluage du type (e.g. Kohlstedt *et al.*, 1995).

$$\frac{\vec{V}}{W} = \dot{\epsilon} = A \cdot f_{H_2O}^m \cdot \sigma^n \cdot \exp\left(\frac{-Q}{R \cdot T}\right) \quad (4.2)$$

où

\vec{V}	Vitesse le long du MHT (km.s ⁻¹)
W	Largeur de la zone d'accrétion (km)
$\dot{\epsilon}$	Taux de déformation (s ⁻¹)
A	Paramètre du Matériau (MPa ⁻ⁿ .s ⁻¹)
f_{H_2O}	Fugacité de l'eau (MPa)
m	Exposant de la fugacité de l'eau
σ	Contrainte différentielle (MPa)
n	Exposant de la contrainte
Q	Energie d'activation (kJ.mol ⁻¹)
R	Constante des gaz parfaits (8,314472.10 ⁻³ kJ.K ⁻¹ .mol ⁻¹)
T	Température absolue (K)

Il a été démontré expérimentalement que ce type de loi s'applique en particulier aux quartzites se déformant par recristallisation dynamique (Hirth *et al.*, 2001, régime que nous avons documenté par la technique de paléopiezométrie, mise en œuvre dans la section précédente).

La température apparaît être un paramètre clef qu'il convient d'estimer. Comme nous l'avons évoqué précédemment, on trouve d'importantes épaisseurs de schistes graphiteux dans la zone d'étude. Ces unités, riches en matière organique, se prêtent particulièrement bien à la thermométrie R.S.C.M (Raman Spectra of Carbonaceous Material), fondée sur l'étude de la graphitisation de la matière organique (Beysac *et al.*, 2002).

Les pics de température déterminés dans la région par cette méthode montrent que les températures présentent un gradient thermique d'environ 40°C.km⁻¹ (Fig. 4.11, Bollinger *et al.*, 2004; Beysac *et al.*, 2004).

Ayant déterminé les contraintes différentielles à partir des quartzites et connaissant les températures dans la zone, nous allons à présent tester les lois proposées dans la littérature et proposer une loi rhéologique expérimentale ajustée à nos données.

Dans un premier temps, nous avons testé les différents paramètres des lois de fluage pour les quartzites publiés précédemment (Jaoul *et al.*, 1984; Kronenberg & Tullis, 1984; Koch *et al.*, 1989; Gleason & Tullis, 1995; Paterson & Luan, 1990; Hirth *et al.*, 2001). Nous avons fixé la fugacité de

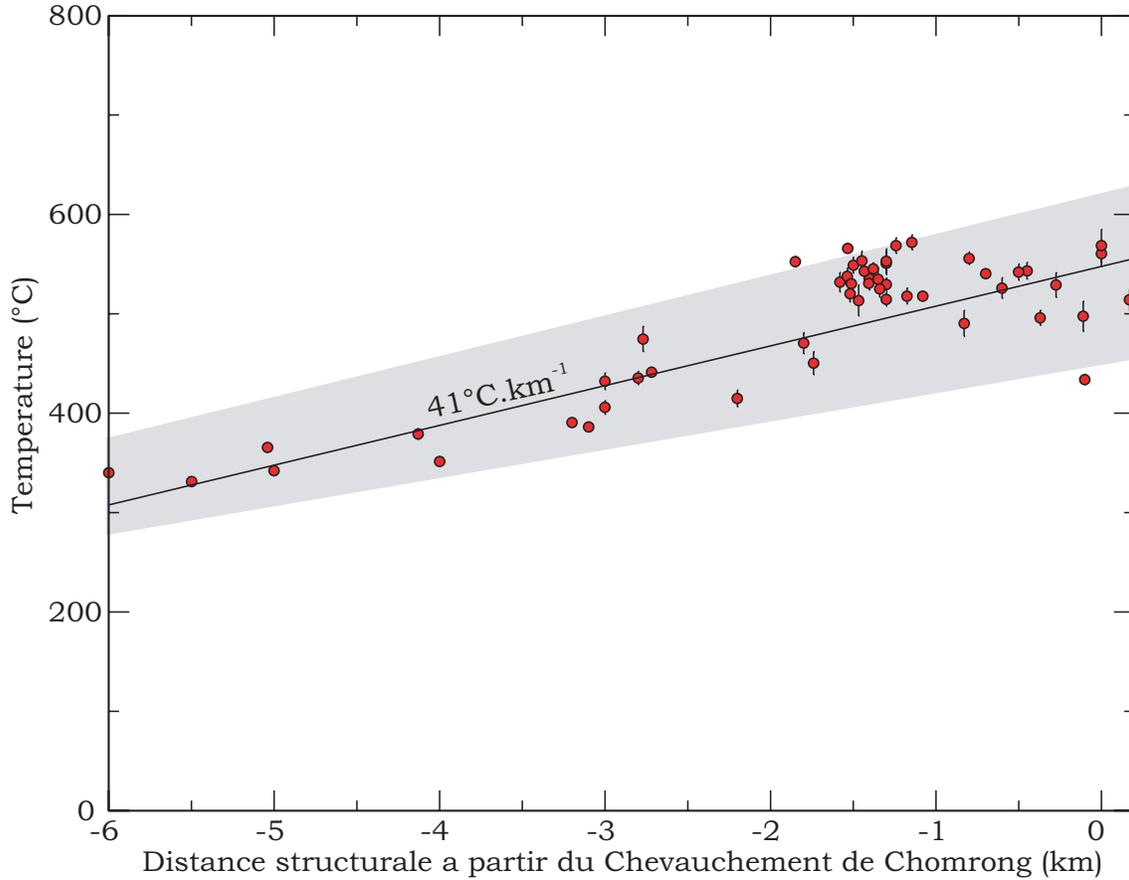


FIG. 4.11 – Températures ($^{\circ}\text{C}$) en fonction de la distance structurale en prenant comme référence le chevauchement de Chomrong (Bollinger *et al.*, 2004; Beyssac *et al.*, 2004).

l'eau (f_{H_2O}) à 37 MPa (comme suggérée par Hirth *et al.*, 2001, basé sur les études de Tödheide, 1972; Kohlstedt *et al.*, 1995), en supposant que l'eau était présente pour des températures de 300°C et pression de ~ 400 MPa (correspondant au couple pression - température attendu, Fig. 4.1C).

Nous avons par exemple testé la loi proposée dans l'étude du Ruby Gap duplex (Australie centrale) (Hirth *et al.*, 2001) définie par $Q=135\pm 15 \text{ kJ.mol}^{-1}$, $n=4$, $m=1$ et $\log(A)=-11.2\pm 0.6 \text{ MPa}^{-n}.\text{s}^{-1}$. Nous avons laissé libre le paramètre $\dot{\epsilon}$ afin d'ajuster au mieux cette loi à nos données. La figure 4.12 illustre le meilleur ajustement de la loi à nos données. Il apparaît que, pour que les paramètres de la loi de (Hirth *et al.*, 2001) s'ajustent bien, le taux de déformation ($\dot{\epsilon}$) doit être égal à $2.11\cdot 10^{-08} \text{ s}^{-1}$. Ce taux nécessite alors une largeur de la zone de cisaillement de 0.03 m d'après l'équation 4.2 ($\frac{\vec{V}}{W} = \dot{\epsilon}$, avec $\vec{V}=20 \text{ mm.an}^{-1}$). Cette valeur paraît extrêmement faible, une valeur kilométrique serait probablement plus réaliste. Par ailleurs, on observe que cette loi ne prédit pas correctement la pente de la relation entre contrainte et température.

Nous avons effectué le même test pour d'autres lois (table 4.3). Cette fois, nous avons cependant pris comme hypothèse que la largeur de la zone de cisaillement (W) était kilométrique, engendrant un taux de déformation $\dot{\epsilon}$ égal à $6.34\cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$. Les résultats des lois 1 à 10 (table 4.3) sont reportés sur

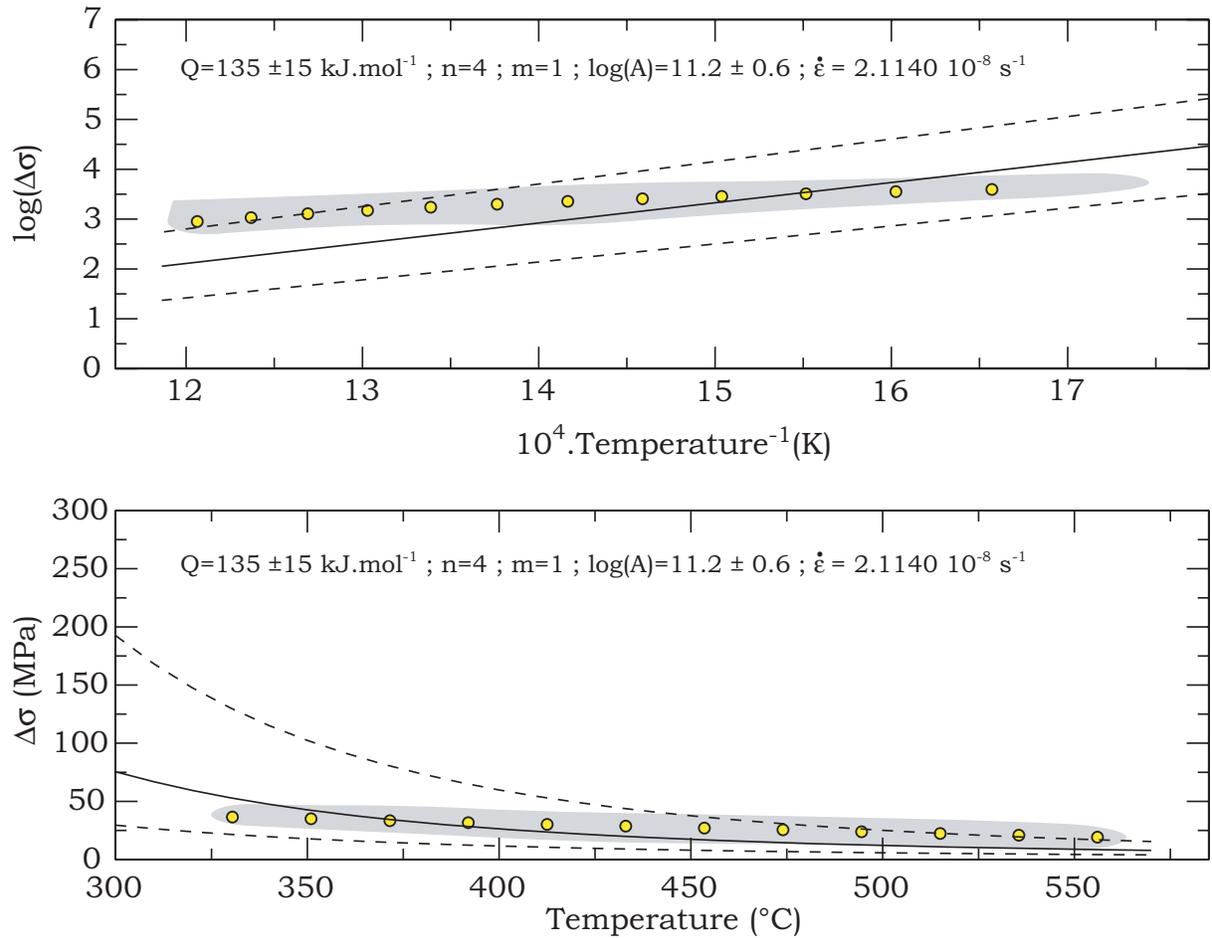


FIG. 4.12 – a) Graphique de l'inverse de la température en fonction du logarithme de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de loi de fluage de Hirth et al., 2001. b) Graphique de la température en fonction de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de loi de fluage de Hirth et al., 2001. Les points jaunes représentent les données issues de ce travail et de Bollinger et al., 2004; Beyssac et al., 2004 et la zone grisée l'incertitude associée aux températures et contraintes différentielles.

les figures 4.13 et 4.14. Le meilleur ajustement correspond aux paramètres de la loi 10 ; néanmoins, nous pouvons constater que aucune de ces lois ne s'ajuste rigoureusement à nos données (notamment en terme de pente). Par ailleurs, on note la très grande dispersion des lois expérimentales existantes.

Loi	Matériau	A (MPa ⁻ⁿ s ⁻¹)	n	Q (kJ.mol ⁻¹)	Référence
1	Black Hills quartzite (sèche)	1,10.10 ⁻⁴	4.0	223	Gleason & Tullis, 1995
2	Simpson quartzite (sèche)	1,16.10 ⁻⁷	2.7	134	Koch <i>et al.</i> , 1989
3	Heavitree quartzite (sèche)	5,00.10 ⁻⁶	3.2	220	Kronenberg & Tullis, 1984
4	Heavitree quartzite (sèche)	3,10.10 ⁻⁴	2.3	171	Jaoul <i>et al.</i> , 1984
5	Heavitree quartzite (sèche)	9,90.10 ⁻⁶	2.4	163	Jaoul <i>et al.</i> , 1984
6	Simpson quartzite (hydratée)	5,05.10 ⁻⁶	2.6	145	Koch <i>et al.</i> , 1989
7	Heavitree quartzite (hydratée)	2,18.10 ⁻⁶	2.7	120	Kronenberg & Tullis, 1984
8	Heavitree quartzite (hydratée)	5,26.10 ⁻³	1.4	146	Jaoul <i>et al.</i> , 1984
9	Heavitree quartzite (hydratée)	2,91.10 ⁻³	1.8	151	Jaoul <i>et al.</i> , 1984
10	Heavitree quartzite (hydratée)	4,00.10 ⁻¹⁰	4.0	135	Paterson & Luan, 1990

TAB. 4.3 – *Liste des paramètres de fluage à l'équilibre pour des roches de type quartzites.*

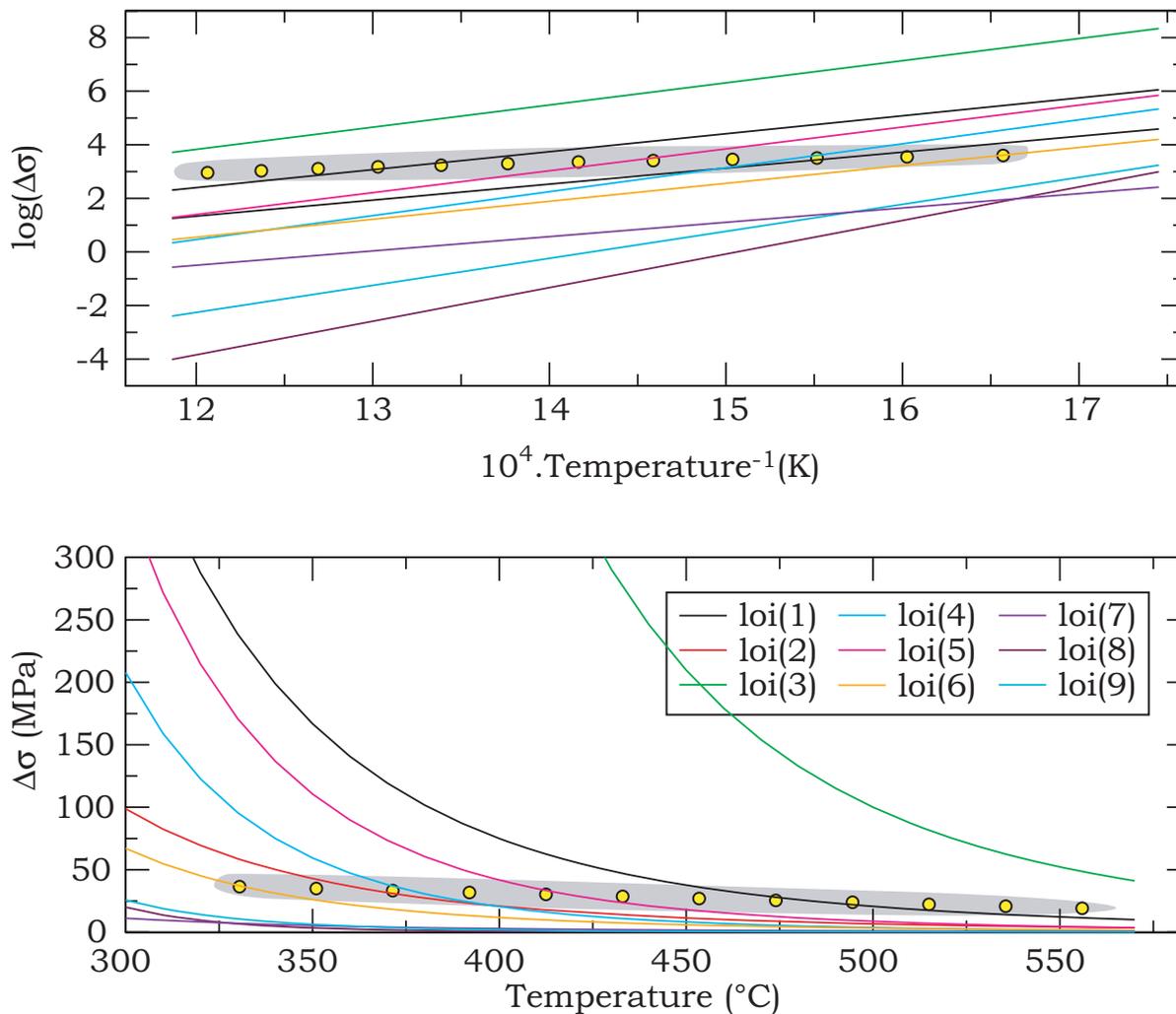


FIG. 4.13 – a) Graphique de l'inverse de la température en fonction du logarithme de la contrainte différentielle utilisant les paramètres des lois de fluage reportées dans la table 4.3. b) Graphique de la température en fonction de la contrainte différentielle utilisant les paramètres des lois de fluage reportées dans la table 4.3. La zone grisée a été obtenue en combinant les valeurs de températures et contraintes obtenue dans la zone d'étude, en tenant compte de la dispersion des données. Les points jaunes suivent la médiane de la distribution ainsi obtenue.

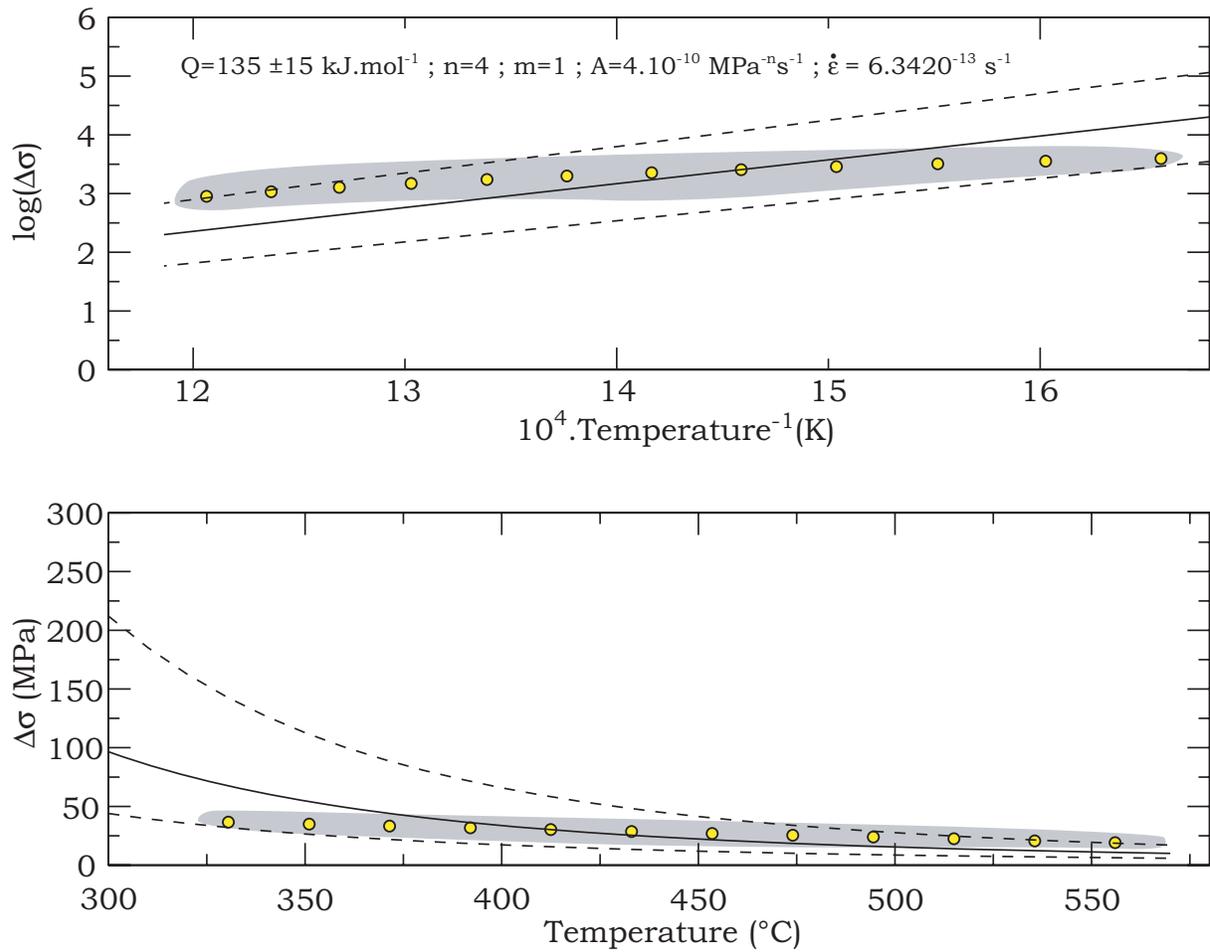


FIG. 4.14 – a) Graphique de l'inverse de la température en fonction du logarithme de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de la loi de fluage 10 reportée dans la table 4.3. b) Graphique de la température en fonction de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de la loi de fluage 10 reportée dans la table 4.3. La zone grisée a été obtenue en combinant les valeurs de températures et contraintes obtenue dans la zone d'étude, en tenant compte de la dispersion des données. Les points jaunes suivent la médiane de la distribution ainsi obtenue.

Loi de fluage pour les quartzites du Moyen-Pays himalayen

Compte-tenu des différences de pente entre les différentes lois publiées et nos données, nous avons cherché à ajuster une loi rhéologique propre à nos données. La pente et l'abscisse à l'origine de la loi de fluage sont régies respectivement par les paramètres Q , n et A , n (équation 4.3).

$$\log(\Delta\sigma) = \frac{Q}{n \cdot R} \cdot \frac{1}{T} + \frac{1}{n} \cdot (\log(\dot{\epsilon}) - \log(A) - m \cdot \log(f_{H_2O})) \quad (4.3)$$

Le système étant sous-déterminé, nous avons fixé le paramètre n à 4 ou 2, valeurs correspondant approximativement aux extrêmes des lois expérimentales. Nous avons ensuite cherché les paramètres A et Q s'ajustant le mieux à nos données. Le résultat de l'inversion est illustré en figure 4.15. La loi expérimentale de fluage des quartzites du Moyen-Pays himalayen est donc caractérisée par les paramètres suivants:

Paramètres	$n=4$	$n=2$
$\dot{\epsilon}$	$6.34 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$	$6.34 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$
A	$1.61 \cdot 10^{-16} \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$	$3.64 \cdot 10^{-15} \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$
m	1	1
Q	$50 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$	$30 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$

Viscosité

Connaissant les paléocontraintes et le taux de déformation, nous pouvons à présent calculer la viscosité équivalente. Faisant l'hypothèse d'un comportement visqueux Newtonien (généralement donné comme approximation de la déformation haute température à faible vitesse), la vitesse de fluage $\dot{\epsilon}$ est proportionnelle à la contrainte selon la formule suivante :

$$\nu = \frac{\sigma}{\dot{\epsilon}} \quad (4.4)$$

où

- $\dot{\epsilon}$ Taux de déformation (s^{-1})
- ν Viscosité (Pa.s)
- σ Contrainte différentielle (Pa)

Pour un taux de déformation ($\dot{\epsilon}$) de $6,3 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ (équivalent à une largeur de la zone de cisaillement de 1 km), la viscosité équivalente est égale à $5,5 \pm 2,5 \cdot 10^{19} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. Il est à noter que cette valeur est fortement dépendante de la largeur de la zone de cisaillement (facteur 1000 entre une largeur de zone de cisaillement métrique à kilométrique). Cette valeur de viscosité est cohérente avec les

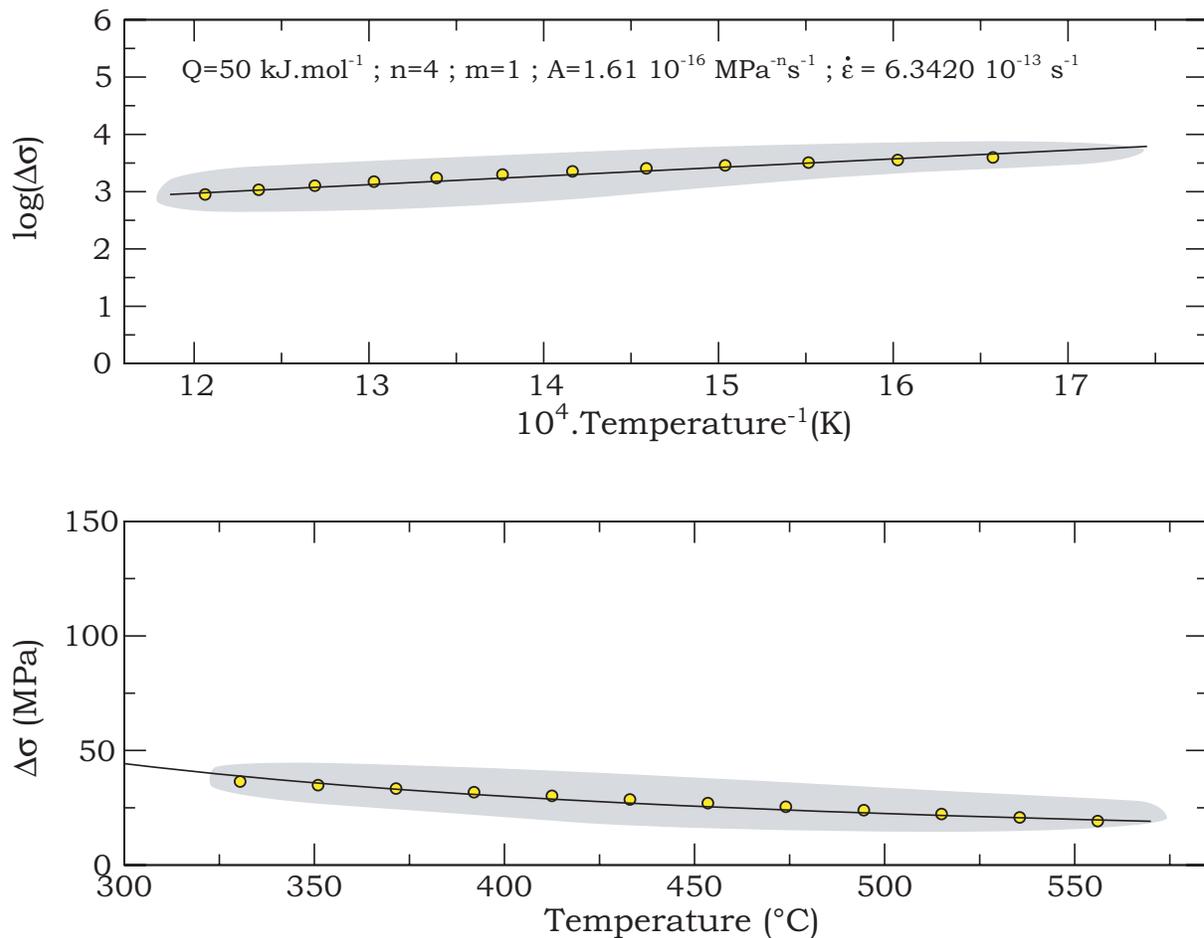


FIG. 4.15 – a) Graphique de l'inverse de la température en fonction du logarithme de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de la loi de fluage pour les quartzites du Moyen-Pays himalayen. b) Graphique de la température en fonction de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de la loi de fluage pour les quartzites du Moyen-Pays himalayen. La zone grisée a été obtenue en combinant les valeurs de températures et contraintes obtenue dans la zone d'étude, en tenant compte de la dispersion des données. Les points jaunes suivent la médiane de la distribution ainsi obtenue.

valeurs données pour la croûte lithosphérique comprises entre 2.10^{24} Pa.s (à 10 km de profondeur) et 4.10^{17} Pa.s (à 40 km de profondeur)(Bills *et al.*, 1994).

4.5 Conclusion

L'analyse des paléocontraintes à partir des tailles de grains de quartz recristallisés - quartzites échantillonnées sur le terrain - nous a permis d'obtenir une estimation de la valeur des paléocontraintes différentielles vécues par les échantillons accrétés du Moyen-Pays supérieur. Les valeurs obtenues sont faibles de l'ordre de 50 MPa au plus, ce qui suggère que la contrainte cisailante, le long du MHT en domaine ductile est faible. Cette observation est cohérente avec le fait que le prisme ne semble pas subir de déformations internes importantes puisque tout le raccourcissement est absorbé par du glissement le long du MHT(Cattin & Avouac, 2000). On peut vérifier quantitativement que la contrainte basale est compatible avec la géométrie du prisme et la faible valeur des contraintes déviatoriques (<35 MPa) issue de l'étude de l'influence des contraintes topographiques sur la sismicité. Pour que le prisme soit stable il est nécessaire que la topographie ait une pente supérieure à celle d'un prisme critique (*e.g.* Dahlen *et al.*, 1984, Fig. 4.16). Dans l'hypothèse des faibles angles (α et β petits, ce qui est le cas ici), la relation entre pente topographique (α), pente du décollement (β), contraintes à la base et au sein du prisme s'écrivent :

$$\alpha = \frac{\frac{\tau_b}{\sigma_b} - 2\mu'\beta}{1 + 2\mu'} \quad (4.5)$$

où α est la pente de la topographie, β la pente du décollement, σ_b et τ_b les contraintes normales et cisailantes le long du MHT et μ' la contrainte maximale que peut supporter le matériau (Dahlen & Barr, 1989). μ' dépend du ratio λ de la pression de pore et de la pression lithostatique, selon:

$$\mu' = (1 - \lambda) \frac{\sin(\phi)}{1 - \sin(\phi)} \quad (4.6)$$

où ϕ est l'angle de friction interne (le coefficient de friction interne est $\mu = \tan(\phi)$). Les faibles contraintes déviatoriques au sein du prisme implique que μ soit de l'ordre de 0,13. Par ailleurs, $\frac{\tau_b}{\sigma_b}$ est estimé à 0,09. On déduit que la pente topographique critique est de l'ordre de 4.2° , pente inférieure à ce que nous observons sur le terrain.

Par ailleurs notre étude montre qu'aucune des lois rhéologiques expérimentales obtenues en laboratoire n'est vraiment compatible avec les données disponibles pour les quartzites de la zone du MCT. A partir de la combinaison de données thermométriques, structurales (Beysac *et al.*, 2004; Bollinger *et al.*, 2004) et paléopiezométriques (issues de notre travail), une loi rhéologique expérimentale des quartzites du Moyen-Pays himalayen a pu être définie. La détermination d'une loi de fluage augmente les connaissances de la structure rhéologique de la lithosphère continentale himalayenne, paramètre essentiel pour les études théoriques et/ou numériques.

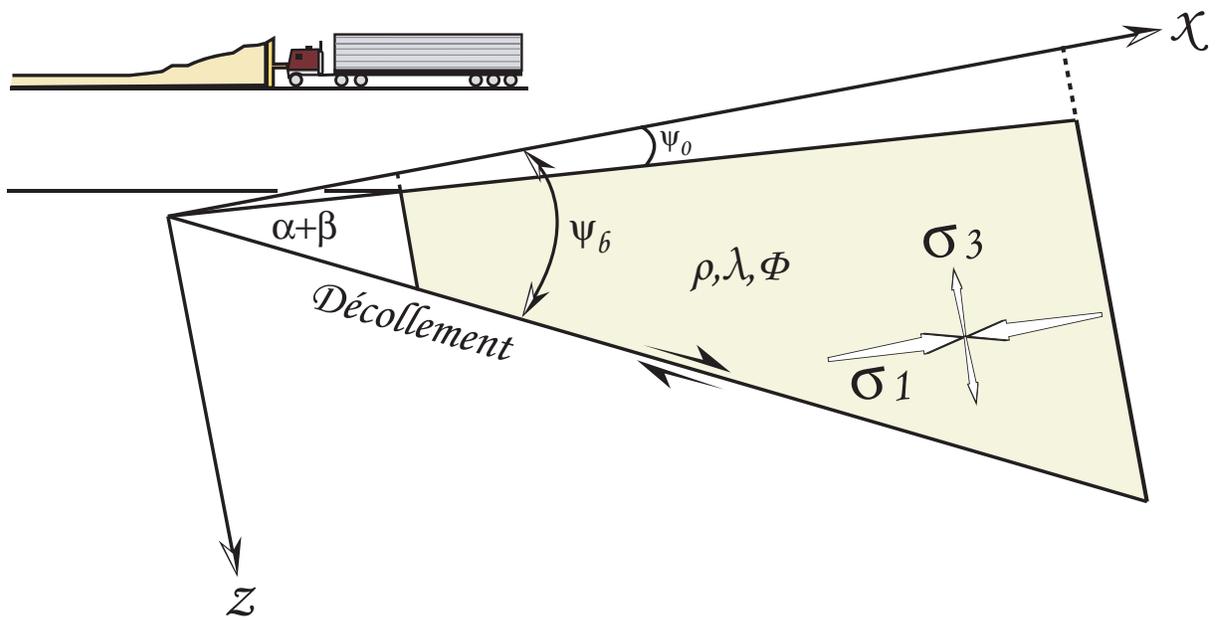


FIG. 4.16 – Coupe schématique de l'état stationnaire d'un prisme d'accrétion, modifiée d'après Dahlen & Barr, 1989.

Chapitre 5

Conclusion générale

Dans cette étude, nous avons combiné des données géodésiques de campagnes, de stations cGPS et de stations DORIS, pour déterminer le mouvement de la plaque indienne ainsi que la déformation crustale actuelle au travers de l'Himalaya du Népal. Nous avons contraint le pôle eulérien décrivant le mouvement de la plaque indienne par rapport à l'ITRF2000. Il ressort que le mouvement de l'Inde par rapport à l'Eurasie, que nous estimons à 35 mm.an^{-1} , est significativement moins rapide que celui déduit des modèles géologiques globaux de tectonique des plaques (Nuvel-1A par exemple prédit une vitesse de l'ordre de $45\text{-}50 \text{ mm.an}^{-1}$). Cette différence est probablement liée à la difficulté de résoudre les mouvements respectifs des plaques indiennes, arabes et australiennes dans les modèles géologiques globaux. Le modèle de la déformation crustale au travers de l'Himalaya oriental et central indique que le MHT est bloqué sur une distance d'environ 115 km, de la surface jusqu'à une profondeur d'environ 20 km sous le front de la haute chaîne. Le raccourcissement horizontal induit par un fluage ductile le long de la partie la plus profonde du MHT, correspond à $19 \pm 2.5 \text{ mm.an}^{-1}$ dans le Centre-Est Népal, en relativement bon accord avec la vitesse Holocène sur le MHT de $21 \pm 1.5 \text{ mm.an}^{-1}$ (Lavé & Avouac, 2000) ou la vitesse géologique long terme, de l'ordre de 20 mm.an^{-1} pour les 10-15 derniers Ma, déduite des données thermochronologiques et de la vitesse de progradation des sédiments sur la plaque indienne (Bollinger *et al.*, 2004; Avouac, 2003; Bollinger *et al.*, 2006). Au travers du Népal occidental, le modèle de la déformation et le taux de raccourcissement évalué sont de $13.4 \pm 5 \text{ mm.an}^{-1}$, taux moins contraint, par manque de stations cGPS. Les variations latérales de la vitesse de raccourcissement demandent à être confirmées. Elles pourraient refléter des variations dans le temps car les différents segments de l'arc Himalayen ne sont pas tous au même stade du cycle sismique.

Les séries temporelles GPS ont montré, outre le terme séculaire, des variations saisonnières importantes, notamment sur la composante horizontale perpendiculaire à la chaîne himalayenne. Grâce à une analyse méthodologique, nous avons pu observer que ces variations saisonnières ne provenaient pas d'un artefact de traitement, mais de la réponse flexurale de la croûte continentale à un

chargement des aquifères situés dans la plaine du Gange. La réponse flexurale à cette charge saisonnière induit des variations de contrainte de Coulomb au niveau de l'essaim microsismique mi-crustal himalayen. Ces variations permettent d'expliquer au premier ordre les variations de taux de sismicité saisonnières mise en évidence à l'échelle du catalogue de sismicité népalais (Bollinger *et al.*, 2007).

L'analyse des paléocontraintes à partir des tailles de grains de quartz recristallisés - quartzites échantillonnées sur le terrain - nous a permis d'estimer les contraintes différentielles au sein de la zone du MCT. Les contraintes déduites sont faibles, et cohérentes avec le fait que le prisme Himalayen subit peu de raccourcissement interne (Cattin & Avouac, 2000). A partir de la combinaison de données thermométriques, structurales (Beyssac *et al.*, 2004; Bollinger *et al.*, 2004) et paléopiezométriques (issues de notre travail), une loi rhéologique expérimentale des quartzites du Moyen-Pays himalayen a pu être définie. La détermination de loi de fluage apporte une contrainte supplémentaire à la connaissance de la structure rhéologique de la lithosphère continentale himalayenne, un paramètre essentiel dans les modèles mécaniques du cycle sismique.

Chapitre 6

Perspectives

Densification du réseau GPS existant

La détermination des vitesses de convergence intersismiques au travers de l'Himalaya du Népal nous a permis de mettre en évidence des variations latérales de vitesse de raccourcissement. Une densification du réseau GPS continu, à l'échelle du Népal, pourrait amener à mieux les contraindre dans la partie la plus occidentale du Népal et de quantifier plus finement leurs amplitudes.

Modélisation 3D des variations saisonnières de chargement de la plaine du Gange

La densification spatiale du réseau GPS continu apporterait des informations supplémentaires sur les variations saisonnières induites par le chargement de la plaine du Gange. En effet, les données gravimétriques issues du satellite GRACE montrent qu'il existe des variations longitudinales de hauteur d'eau équivalente susceptibles d'engendrer des variations saisonnières différentes sur les séries GPS continues d'Est en Ouest. L'apport de nouvelles données GPS pourrait nous permettre de modéliser en trois dimensions ces variations latérales de chargement des aquifères et leurs implications sur les variations du taux de microsismicité.

Loi rhéologique

La détermination de l'épaisseur de la zone de cisaillement en profondeur apporterait une meilleure contrainte du taux de déformation ($\dot{\epsilon}$) et nous permettrait ainsi de mieux quantifier les lois rhéologiques de l'Himalaya du Népal. Cette étude pourrait être mise en œuvre sur différents transects le long de l'arc himalayen, pour tester d'éventuelles variations latérales de régime de déformation.

Annexe A

Liste des acronymes

CDDIS Crustal Dynamics Data Information System

CEA Commissariat à l'Energie Atomique

cGPS continuous Global Positioning System

CMT Centroid-Moment Tensor

CNRS Centre National de la Recherche Scientifique

DASE Département Analyse Surveillance Environnement

DMG Department of Mines and Geology

DORIS Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite

ENS Ecole Normale Supérieure

GGOS Global Geodetic Observing Service

GMT Generic Mapping Tool

GPS Global Positioning System

GRACE Gravity Recovery And Climate Experiment

HIMNT Himalayan-Nepal Tibet Seismic Experiment

IDS International DORIS Service

IGN Institut Géographique National

IGS International GNSS Service

INDEPTH International DEep Profiling of Tibet and the Himalaya

INSU Institut National des Sciences de l'Univers

IPGP Institut de Physique du Globe de Paris

ITRF International Terrestrial Reference Frame

JPL Jet Propulsion Laboratory

LDG Laboratoire de Détection et Géophysique

LEGOS Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale
LGCA Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
LGIT Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique
MBT Main Boundary Thrust
MCT Main Central Thrust
MFT Main Frontal Thrust
MHT Main Himalayan Thrust
NASA National Aeronautics and Space Administration
NAVSTAR GPS NAVigation Satellite Timing and Ranging Global Positioning System
NSC National Seismological Center
OM Olympique de Marseille
PSG Paris Saint-Germain
QIF Quasi Ionosphere Free
QOCA Quasi-Observation Combination Analysis
RINEX Receiver INdependent EXchange format
RMS Residual Mean Square
RSCM Raman Spectra of Carbonaceous Material
SIMB Stations Installation and Maintenance Service
SINEX Software INdependent EXchange format
SOPAC Scripps Orbit and Permanent Array Center
STD Southern Tibet Detachment
UTC Universal Time Coordinated

Annexe B

Théorie du Global Positioning System

Sommaire

B.1	Historique du système GPS	138
B.2	Les satellites GPS	138
B.2.1	La constellation	138
B.2.2	Les signaux émis	139
B.2.3	Détermination et précision des orbites	141
B.3	Equations d'observations	143
B.3.1	Pseudo-distance	143
B.3.2	Phase	144
B.4	Décalages d'horloges	145
B.5	Centre de phase des antennes	146
B.6	Différences entre les équations	146
B.6.1	Simples différences	146
B.6.2	Doubles différences	147
B.6.3	Triples différences	148
B.7	Effets atmosphériques	149
B.7.1	Effets de l'ionosphère	149
B.7.2	Effets de la troposphère	150
B.8	Expressions des observations après correction	150
B.9	Combinaisons linéaires des observations	152
B.9.1	Combinaison L_3 éliminant les effets de l'ionosphère	152
B.9.2	Combinaison L_4 éliminant les effets géométriques	152
B.9.3	Combinaison L_5 , ambiguïtés de grandes longueurs d'ondes	152
B.9.4	Combinaison L_6	153
B.10	Traitement des données GPS à l'aide du logiciel BERNESE	153
B.10.1	Stratégie et différentes étapes de calculs utilisées	153

B.1 Historique du système GPS

Dans les années 70, le département de la défense des Etats-Unis d'Amérique décide de développer un système satellitaire de positionnement à la surface de la Terre: le système NAVSTAR GPS (NAVigation Satellite Timing and Ranging Global Positioning System). Son objectif est de repérer le positionnement en trois dimensions de tout objet à la surface de la Terre ou dans son voisinage, ainsi que sa vitesse et l'heure précise de localisation en un temps réduit ; et ce quelles que soient les conditions météorologiques.

D'abord strictement réservé à l'armée américaine, le NAVSTAR GPS s'est considérablement développé pendant les années 90 avec l'ouverture de son utilisation à la société civile. La création, en 1992, de l'IGS (International GPS Service for Geodynamics)(Beutler *et al.*, 2001; Mueller & Beutler, 1992) en constitue l'une des étapes les plus importantes. Cet organisme est chargé:

- ★ de définir et gérer un réseau mondial de stations GPS de référence dont les données sont accessibles à tout utilisateur civil et dont le positionnement est exprimé dans un référentiel géodésique unique, l'ITRF (International Terrestrial Reference Frame).(Boucher *et al.*, 1999).

- ★ de calculer et mettre à disposition les orbites précises des satellites de la constellation GPS, dans le système de référence ITRF.

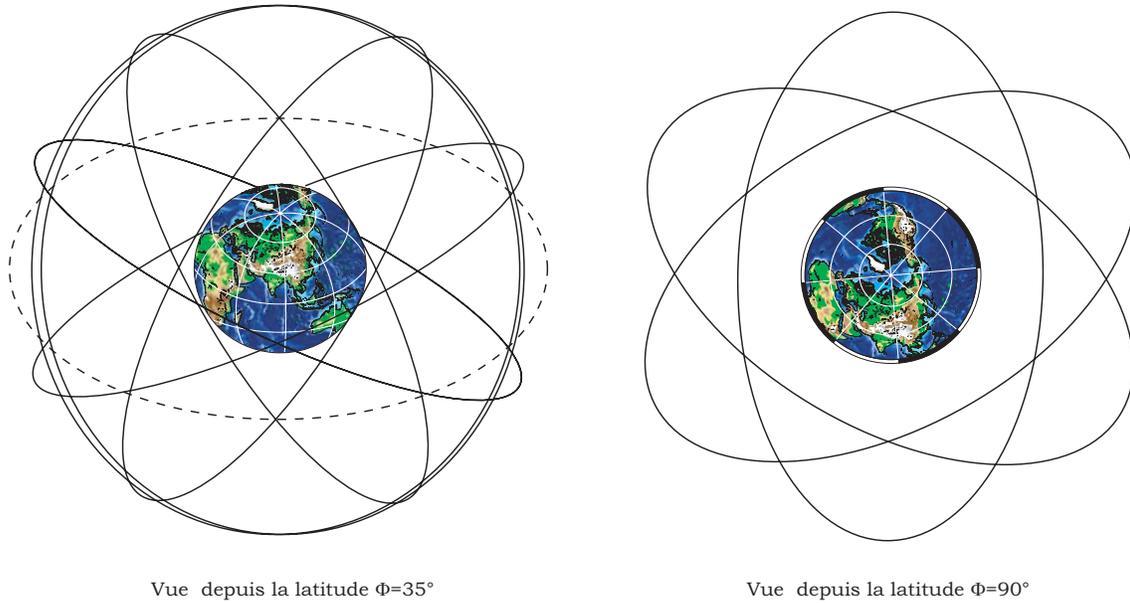
B.2 Les satellites GPS

B.2.1 La constellation

La constellation actuelle est disponible depuis avril 1994. Elle permet une couverture moyenne de 4 à 8 satellites visibles simultanément au-dessus de 15° d'élévation par rapport à l'horizon. Cette constellation comprend 24 satellites évoluant sur une orbite quasi-circulaire à environ 20200 km d'altitude. Ces satellites sont déployés sur six plans inclinés de 55° par rapport à l'équateur (figure B.1) à raison de 4 satellites par plan. Leur période de rotation autour de la Terre est approximativement de 11h58mn (demi journée sidérale).

Depuis 1978, cinq générations de satellites ont été lancées ou prévues :

- ★ Les 11 satellites du Block I, lancés entre 1978 et 1985, ont servi à la mise en place du système. Ils ont été complètement remplacés en mars 1994.

FIG. B.1 – *Orbites de la constellation GPS.*

★ Les 24 satellites du Block II et IIA, lancés entre 1989 et 1994, constituent la constellation actuelle. Chacun d'entre eux comprend un émetteur-récepteur radio, des horloges atomiques (césium-rubidium), des calculateurs et des équipements divers destinés aux applications militaires. Chaque satellite produit un message qui permet à l'utilisateur de reconnaître et de déterminer sa position spatiale pour une période définie. L'énergie est fournie par des panneaux solaires, et des moteurs d'appoint rendent possible le réajustement du satellite sur son orbite ainsi que le contrôle de sa stabilité. Les satellites du Block IIA sont équipés d'un système de communication mutuelle et de rétro réflecteurs permettant leurs traçage par lasers viseurs.

★ Une série de satellites du Block IIR ("R" pour Replace) ont été mis en orbite depuis 1996. Ils possèdent une horloge deux fois plus précise que ceux de la génération précédente (masers à hydrogène). Ils sont également équipés d'un système de communication inter-satellite qui autorise une meilleure autonomie par rapport au contrôle au sol.

★ Enfin, une 5^{ème} génération, les satellites du Block IIF ("F" pour Follow on) est prévue d'ici 2010.

B.2.2 Les signaux émis

Tous les signaux émis par les satellites (Tableau B.1) sont obtenus à partir d'un signal électromagnétique de fréquence fondamentale $f_0 = 10.23$ MHz, généré par les horloges atomiques.

Les deux fréquences sinusoïdales f_1 et f_2 (dont la longueur d'onde est de 19 cm et 24 cm respectivement) sont modulées par les codes P et/ou C/A (figure B.2), ainsi que le message de navigation

Composant du signal	Fréquence (MHz)	
Fréquence fondamentale	f_0	= 10.23
Fréquence du signal L_1	$f_1 = 154 f_0$	= 1575.42 ($\lambda_1 = 19.0$ cm)
Fréquence du signal L_2	$f_2 = 120 f_0$	= 1227.60 ($\lambda_2 = 24.4$ cm)
Code P $P(t)$	f_0	= 10.23
Code C/A $C(t)$	$f_0/10$	= 1.023
Message de navigation $D(t)$	$f_0/204600$	= 50.10^{-6}

TAB. B.1 – Composants des signaux émis par les satellites (Beutler et al., 2001)

qui, récupéré lors des transmissions, contient des informations telles que les paramètres d'orbites, l'heure de l'horloge du satellite, etc ...

Ainsi, les signaux L_1 et L_2 peuvent être exprimés, en fonction des deux codes $P(t)$, $C(t)$ et des messages de navigation $D(t)$, de la manière suivante :

$$L_1(t) = a_p * P(t) * D(t) * \cos 2\Pi(f_1 t) + a_c * C(t) * \sin 2\Pi(f_1 t) \quad (\text{B.1})$$

$$L_2(t) = b_p P(t) D(t) \cos 2\pi(f_2 t) \quad (\text{B.2})$$

où a_p , a_c et b_p sont les amplitudes de chaque composant du signal.

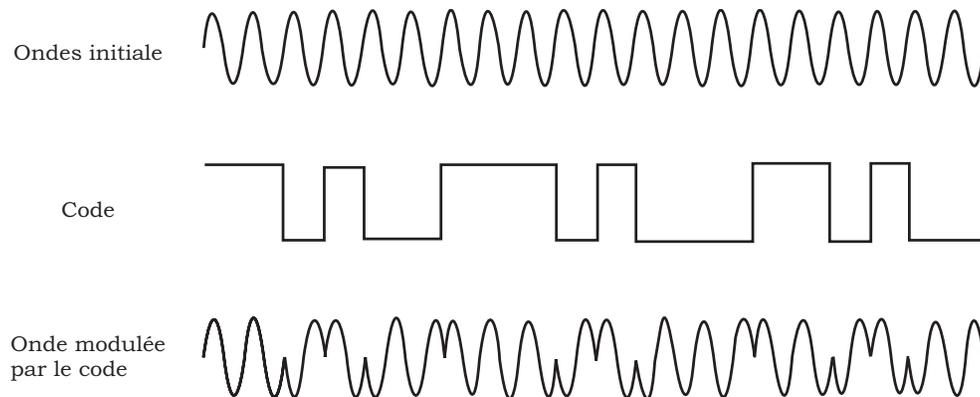


FIG. B.2 – Principe de la modulation du signal (d'après Beutler et al., 2001).

⇒ **Les Codes "Pseudo-Random" :**

Les codes $P(t)$ et $C(t)$ sont appelés "pseudo-random noise (PRN) sequences" :

★ Le code C/A (Coarse Acquisition ou Clear Access) est propre à chaque satellite. Il s'agit

d'un signal binaire d'une longueur de 1023 bits qui se répète toutes les millisecondes (fréquences de 1.023 MHz), soit une longueur d'onde d'environ 300 m. Il est accessible à tous les utilisateurs et ne module que L_1 .

★ Le code P (Precise ou Protected), qui module L_1 et L_2 , est de même nature mais sa longueur d'onde est de $2,3547 \cdot 10^{14}$ bits, soit une période de 266 jours et une longueur d'onde de 30m. Ce signal est cependant décomposé en signaux hebdomadaires. Du fait d'une fréquence 10 fois plus grande que celle du code C/A, le code P permet d'accéder à une précision 10 fois supérieure. Cependant, ce dernier peut être crypté par décision du gouvernement américain: la procédure appelée Anti-Spoofing (AS) convertit le code P en code Y, utilisable alors uniquement par un récepteur ayant accès à l'algorithme de conversion.

⇒ **Message de navigation :**

Le message de navigation $D(t)$ est codé sur une longueur de 1500 bits. Il contient des informations sur les éphémérides et les orbites du satellite, sur l'écart entre le temps GPS et le temps UTC (Coordinated Universal Time), sur l'état de santé du satellite, etc ...

Jusqu'en 2000, ce type d'information était artificiellement dégradé par l'armée américaine afin de restreindre l'utilisation de ce système de positionnement en temps réel. Cette dégradation est appelée "Selected Available" (SA). Cependant, les effets de la SA n'ont aucune incidence sur les applications géodésiques puisque, pour celles-ci, seule la position relative d'un récepteur par rapport à un autre est estimée. De plus, la publication d'orbites et d'éphémérides précises par l'IGS (disponibles 2 semaines après la date de mesure) permet de s'affranchir complètement de ces difficultés pour l'évaluation de faibles déplacements.

B.2.3 Détermination et précision des orbites

Le principe GPS étant de mesurer une distance entre un satellite - dont on connaît la position - et un point - dont on veut estimer les coordonnées - il est impératif de connaître avec précision les orbites des différents satellites utilisés. La distance entre deux stations formant une ligne de base sera cependant moins affectée car la majeure partie de l'erreur sera compensée par différenciation. Notons qu'une erreur sur le positionnement du satellite, dont l'altitude est environ de 20200 km, engendre une erreur sur la distance d'une ligne de base en respectant le facteur d'échelle. Si on utilise les orbites radiodiffusées dont la précision est d'environ 200m, soit une erreur proportionnelle de 10^{-5} , l'erreur sera de 10 cm pour une ligne de base de 10 km. Si, par contre, on utilise des éphémérides précises d'environ 20 cm, l'erreur sera réduite à 1 mm pour une ligne de base de 100 km (Tab B.2). L'IGS a justement pour mission de fournir à la communauté scientifique des orbites recalculées de grande

précision, nécessaires aux applications géophysiques (Tab B.3).

Erreur d'orbite (en m)	Ligne de base (en km)	Erreur ligne de base (en ppm)	Erreur ligne de base (en mm)
2.5	1	0.1	-
2.5	10	0.1	1
2.5	100	0.1	10
2.5	1000	0.1	100
0.05	1	0.002	-
0.05	10	0.002	-
0.05	100	0.002	0.2
0.05	1000	0.002	2

TAB. B.2 – *Exemples d'erreurs sur la mesure de distance en fonction de l'erreur sur la position de l'orbite (Beutler et al., 2001)*

Type d'orbite	Qualité (en m)	Délai de disponibilité	Disponible sur
Broadcast Orbits	3	Temps réel	Broadcast Message
CODE Predicted Orbits	0.2	Temps réel	CODE par FTP
CODE Rapid Orbits	0.1	après 16 heures	CODE par FTP
CODE final Orbits	0.05	après 5 à 10 jours	CODE, IGS Data Centers
IGS Ultra Rapid Orbits	0.2	après 3 heures	IGS Data Centers and CBIS
IGS Rapid Orbits	0.1	après 19 heures	IGS Data Centers and CBIS
IGS Final Orbits	0.05	après 13 jours	IGS Data Centers and CBIS

TAB. B.3 – *Exemples d'erreurs sur la mesure de distance avant et après correction par l'IGS (Beutler et al., 2001)*

Le logiciel BERNESE traite les orbites en deux étapes (Beutler *et al.*, 2001):

Il transforme les données initiales (message de navigation ou éphémérides précises) en orbites exprimées dans un système de référence commun (orbites appelées tabulaires), puis crée des orbites standards arc un arc (intervalle de temps) définies par l'utilisateur. Plus celui-ci est long, moins les orbites seront précises. Cependant, un raccourcissement des arcs multiplie les fichiers d'orbites et les traitements. Pour l'ensemble des calculs que nous avons effectués sur le Népal, nous avons utilisé les orbites précises calculées par l'IGS.

B.3 Equations d'observations

B.3.1 Pseudo-distance

La distance satellite-récepteur est appelée pseudo-distance. Elle est calculée à partir de la mesure du temps de propagation de l'onde entre le satellite et le récepteur. Cette pseudo-distance peut être écrite sous la forme :

$$P_{1,2i}^j = c * (t_i - t^j) \quad (\text{B.3})$$

où $P_{1,2i}^j$ est la pseudo-distance (les indices 1 et 2 désignent les deux ondes L_1 et L_2), t_i le temps de réception du récepteur, t^j le temps d'émission du satellite et c la vitesse de l'onde¹.

Les calculs utilisent les codes C/A et P pour fournir une distance approchée entre le satellite et le récepteur. Cette distance dépend de nombreux facteurs comme les décalages des horloges du satellite et du récepteur par rapport au temps GPS, ou encore les délais introduits par le parcours du signal à travers l'atmosphère. Ces facteurs doivent être retranchés à la pseudo-distance afin d'obtenir la distance vraie. Ainsi, de manière synthétique, la pseudo-distance peut donc s'écrire :

$$P_{1,2i}^j = \rho_i^j + \tau_i^j + \Delta_{\rho_{atm}} + \rho_c \quad (\text{B.4})$$

où ρ_i^j correspond à la distance vraie, τ_i^j au terme de correction des décalages des horloges du satellite et du récepteur, $\Delta_{\rho_{atm}}$ au terme de correction atmosphérique, et ρ_c représente le terme de second ordre (rotation terrestre, effets relativistes, ...).

En l'absence d'effets atmosphériques et en négligeant les effets de second ordre, la distance géométrique vraie se traduit par :

$$\rho_i^j = c * (t_R - t_E) \quad (\text{B.5})$$

où t_R et t_E représentent les temps de réception et d'émission du signal, exprimés en temps GPS.

Le positionnement absolu utilise les mesures de pseudo-distance. Pour ce faire, quatre satellites sont nécessaires (trois pour déterminer la position de la station et un pour estimer les décalages d'horloges). D'autres facteurs peuvent altérer le calcul de la distance comme les erreurs sur la connaissance des orbites des satellites, les effets liés aux sites des stations (masques provoqués par des arbres, montagnes ou pylônes électriques), ou encore la configuration géométrique des satellites dans le ciel. Hormis la connaissance précise des orbites, ces effets sont difficilement corrigibles.

1. *Nota Bene*: Dans les équations, pour des questions de facilité, l'indice désignera le récepteur, et l'exposant le satellite.

B.3.2 Phase

La partie réelle d'une fonction sinusoïdale :

$$X(t) = A * \cos(\omega * (t - t_0) + \Phi_0) \quad (\text{B.6})$$

où

- A : l'Amplitude (m)
- ω : la pulsation (rad.s^{-1}), $\omega=2\pi f$ avec f : fréquence en Hz
- t_0 : le temps initial (s)
- Φ_0 : la phase à l'instant initial (rad)

A l'instant t , la phase s'écrit :

$$\Phi = \omega * (t - t_0) + \Phi_0 \quad (\text{B.7})$$

Elle peut également être exprimée en cycles :

$$\Phi_{cy} = f * (t - t_0) + \Phi_{0cy} \text{ avec } \Phi_{0cy} = \frac{\Phi_0}{2\pi} \quad (\text{B.8})$$

Un cycle représente la phase correspondant à une période ($T = \frac{1}{f}$), et à une distance parcourue égale à la longueur d'onde $\lambda = \frac{c}{f}$ (où c est la vitesse de propagation de l'onde). L'expression de la phase en distance est donc :

$$L = \lambda\Phi \quad (\text{B.9})$$

La mesure est effectuée sur les ondes porteuses L_1 et L_2 . Son principe repose sur la comparaison entre la phase du signal reçu et celle du signal réplique, émis par le récepteur. D'après l'équation (B.8), cette différence en cycles correspond à :

$$\Phi_i(t_R) - \Phi^j(t_E) = f * (t_R - t_E) \quad (\text{B.10})$$

Si on considère l'équation (B.5), elle devient :

$$\Phi_i(t_R) - \Phi^j(t_E) = \left[\frac{f}{c} \right] * \rho_i^j \quad (\text{B.11})$$

Le déphasage $\Delta\Phi(t_R)$ (compris entre 0 et 1 cycle), mesuré par le récepteur, correspond à la décimale de $\Phi_i(t_R) - \Phi^j(t_E)$. Le déphasage total peut donc s'écrire :

$$\Phi_i(t_R) - \Phi^j(t_E) = \Delta\Phi(t_R) + N_i^j(t_R) \quad (\text{B.12})$$

où $N_i^j(t_R)$ est le nombre entier de cycles que le récepteur ne peut mesurer. Le récepteur dispose d'un compteur pour déterminer le nombre entier de cycles n reçus depuis la première mesure. Si t_P correspond à l'instant de la première mesure, à tout instant t_R on obtient :

$$N_i^j(t_R) = N_i^j(t_P) + n(t_R) \quad (\text{B.13})$$

$$\Phi_i^j = \Delta\Phi(t_R) + n(t_R) \quad (\text{B.14})$$

Ainsi pour un couple de récepteur-satellite, la quantité $N_i^j(t_P)$ (inconnue et couramment appelée *ambiguïté entière*) reste constante pour toutes les mesures tant que le signal n'est pas interrompu. Une interruption du signal, également appelée *saut de cycle*, se traduit par un changement de valeur de l'ambiguïté entière. Le principal objectif des logiciels de traitement de données GPS comme BERNESE (Beutler *et al.*, 2001) est de résoudre ces ambiguïtés à l'aide, notamment, de combinaisons de mesures (cf section "Combinaisons linéaires des observations").

B.4 Décalages d'horloges

La source d'erreur la plus importante dans la mesure GPS est l'instabilité des horloges. Les dérives d'horloges des récepteurs créent un décalage de plusieurs dizaines de kilomètres en quelques heures. Les horloges de satellites sont plus stables ; leurs dérives causent des variations de quelques dizaines de mètres de la mesure de la distance entre le satellite et la station. L'erreur d'horloge d'un récepteur peut être éliminée par l'observation de deux satellites en même temps. Ces deux observations contiennent la même erreur du récepteur, donc la différence entre ces deux observations permet de la supprimer. Le même principe peut ainsi être appliqué pour supprimer les erreurs des horloges des satellites en utilisant deux récepteurs différents pour un même satellite.

Les intervalles de temps mesurés peuvent alors s'écrire :

$$\Delta t = t_i - t_j \quad (\text{B.15})$$

où t_i est le temps de réception du signal pour l'horloge du récepteur, et t_j le temps d'émission pour l'horloge du satellite. D'où :

$$t_R = t_i + dt_i \quad (\text{B.16})$$

$$t_E = t_j + dt_j \quad (\text{B.17})$$

dt_i et dt_j sont les décalages d'horloges du récepteur et du satellite par rapport au temps GPS. Les expressions de la pseudo-distance et de la phase peuvent être réécrites en tenant compte de ces

décalages. Les calculs montrent qu'un décalage inférieur à $1 \mu\text{m}$ produit une erreur inférieure à 1 mm sur la pseudo-distance.

B.5 Centre de phase des antennes

Le cœur d'une antenne GPS présente un solénoïde qui transforme l'onde électromagnétique reçue en signal électrique. Le centre de phase de l'antenne est alors la position du point où s'opère cette conversion. Cette emplacement virtuel dépend de l'incidence du signal GPS (azimuth et élévation) et de la fréquence mesurée (L_1 ou L_2).

L'erreur de positionnement sera d'autant plus faible que les décalages introduits se compenseront grâce à un temps de mesure long et une bonne répartition spatiale des satellites. En revanche, un décalage vertical sera inévitable puisque les satellites sont répartis sur l'hémisphère supérieure. L'effet de cette excentricité peut être fortement diminué pour un positionnement relatif en utilisant le même type d'antennes, toutes orientées dans la même direction (généralement le Nord). De plus, pour des types d'antennes différents, on utilise des tables de calibration du centre de phase, réalisées en laboratoires (Rothacher & Mader, 1996; NGS, 2004)

B.6 Différences entre les équations

Les différences entre les observations permettent de réduire les décalages d'horloges et les ambiguïtés entières. Elles peuvent être effectuées sur la phase et sur le code. Si on considère les équations (B.11) (B.14) et (B.17), ces différences s'expriment sur la phase à partir de l'équation suivante :

$$\Phi_i^j = f(dt^j - dt_i) + \frac{f}{c} * \rho_i^j - N_i^j \quad (\text{B.18})$$

où N_i^j représente les ambiguïtés entières.

B.6.1 Simples différences

La simple différence permet d'éliminer les décalages d'horloges du satellite dt , présent dans la mesure brute. Si on considère deux stations i et k qui observent un même satellite j au même moment (figure B.3), la simple différence peut se traduire par :

$$\Phi_{ik}^j = \Phi_k^j - \Phi_i^j \quad (\text{B.19})$$

$$\Phi_{ik}^j = f(dt_i - dt_k) + \frac{f}{c}(\rho_k^j - \rho_i^j) - (N_k^j - N_i^j) \quad (\text{B.20})$$

L'influence de l'élimination de l'erreur d'horloge du satellite est représentée graphiquement sur la figure B.4. La simple différence permet de réduire la variation de phase à une centaine de cycles (figure B.4b) au lieu de 4000 sans correction (figure B.4a).

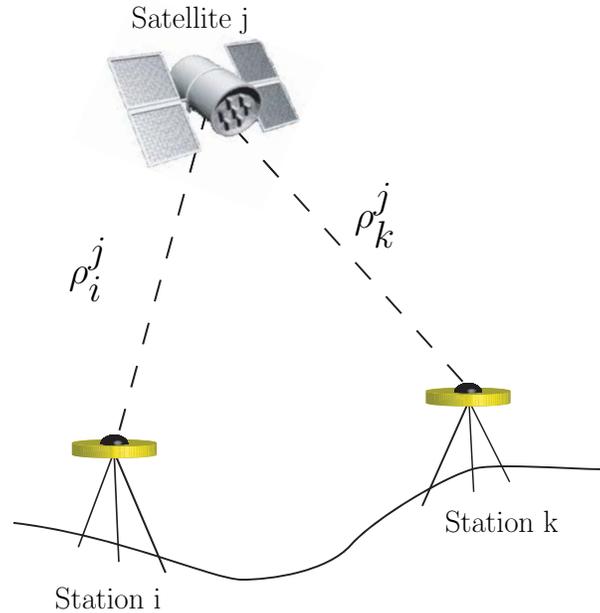


FIG. B.3 – *Simple différences entre les observations GPS.*

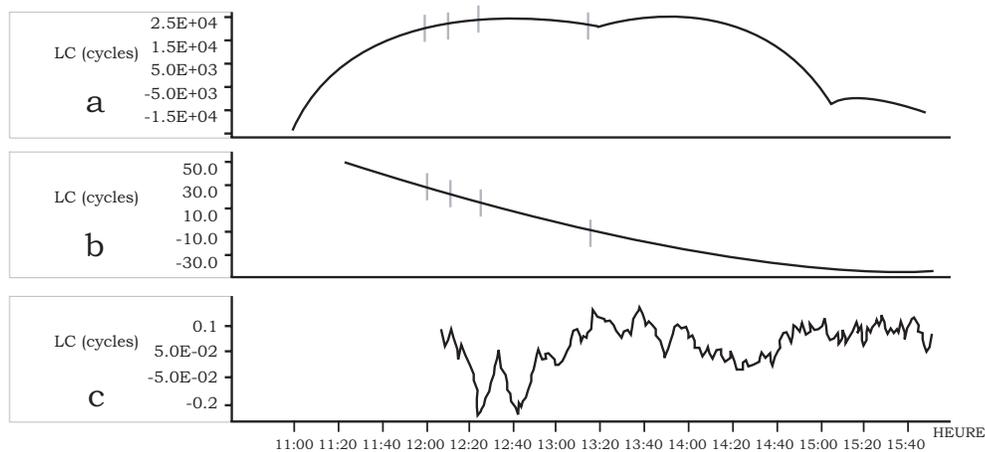


FIG. B.4 – *Phase résiduelle en fonction du temps. a) phase avant différenciation ; b) phase après simple différence ; c) phase après double différence, modifiée d'après Cazenave & Feigl, 1994.*

B.6.2 Doubles différences

La double différence élimine les décalages d'horloges des satellites et des récepteurs. A partir de deux stations i et k , qui observent deux satellites j et i simultanément (figure B.5), la double différence s'écrit :

$$\Phi_{ik}^{jl} = \Phi_{ik}^l - \Phi_{ik}^j \quad (\text{B.21})$$

$$\Phi_{ik}^{jl} = \frac{f}{c}(\rho_k^l - \rho_k^j + \rho_i^j - \rho_i^l) - (N_k^l - N_k^j + N_i^j - N_i^l) \quad (\text{B.22})$$

La figure B.4c montre que la double différence permet de réduire, à moins de 1/2 cycle, l'amplitude de variation de la phase. La double différence constitue ainsi l'observable fondamental du logiciel BERNESE (Beutler *et al.*, 2001).

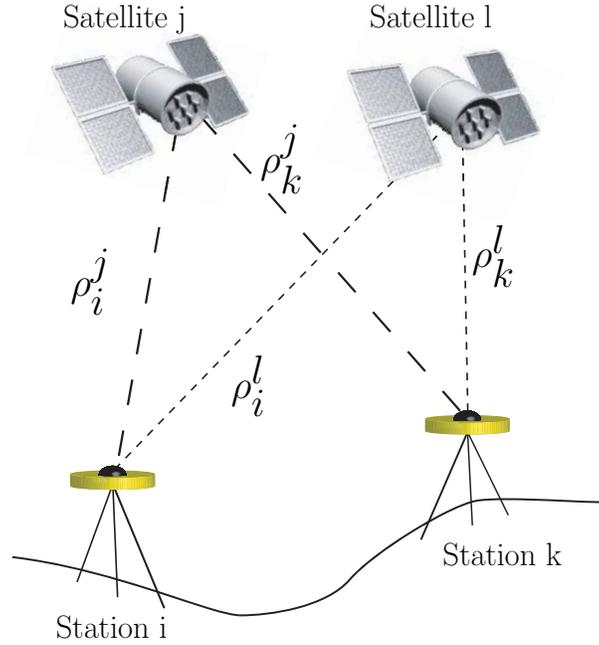


FIG. B.5 – Doubles différences entre les observations GPS.

B.6.3 Triples différences

La triple différence permet d'éliminer toutes les ambiguïtés entières tant que le signal n'est pas interrompu. Le logiciel BERNESE utilise ce résultat pour détecter les sauts de cycles et pour "nettoyer" la phase (Beutler *et al.*, 2001). Deux stations i et k observent deux satellites j et i simultanément. La triple différence s'obtient en comparant les mesures de deux époques t_1 et t_2 . Soit :

$$\Phi_{ik}^{jl}(t_1, t_2) = \Phi_{ik}^l(t_2) - \Phi_{ik}^j(t_1) \quad (\text{B.23})$$

$$\Phi_{ik}^{jl}(t_1, t_2) = \frac{f}{c} \{ [\rho_k^l(t_2) - \rho_k^j(t_2) + \rho_i^j(t_2) - \rho_i^l(t_2)] \} - \frac{f}{c} \{ [\rho_k^l(t_1) - \rho_k^j(t_1) + \rho_i^j(t_1) - \rho_i^l(t_1)] \} \quad (\text{B.24})$$

B.7 Effets atmosphériques

L'atmosphère est habituellement divisée en deux domaines: l'ionosphère et la troposphère. Ces deux couches possèdent des propriétés de propagations des ondes électromagnétiques très différentes, qui faussent les mesures de code et de phase sur le signal émis par les satellites de la constellation GPS.

B.7.1 Effets de l'ionosphère

L'ionosphère est un milieu dispersif ionisé des radiations solaires. Elle s'étend de 50-60 km à 1000 km d'altitude. Ce milieu engendre un retard sur les mesures de code, et une avance sur la phase (identique en valeur absolue). L'agitation ionosphérique dépend du rayonnement solaire incident. C'est pourquoi, ce phénomène présente des variations diurnes, annuelles, séculaires, et il est fonction de la latitude, du cycle solaire et du champ magnétique terrestre. Le résultat sur la mesure de la distance en GPS peut varier de 0 et 100 m. Entre deux stations proches (à quelques kilomètres) les mêmes influences ionosphériques sont observées, et la mesure de la distance relative entre ces deux stations n'est pas affectée par ce retard. Dans le cas du Népal, cet effet n'interviendra pas ou peu dans les calculs des campagnes et du réseau LDG permanent (compte-tenu des relativement courtes lignes de base).

En théorie, le délai ionosphérique I_{ki}^j est proportionnel à la fréquence de l'onde. Sur l'onde L_1 , on peut l'écrire sous la forme :

$$I_{1i}^j = \frac{K}{F_1^2} \quad (\text{B.25})$$

où K est une constante. La réfraction ionosphérique sur l'onde L_2 sera alors :

$$I_{2i}^j = \left[\frac{f_1^2}{F_2^2} \right] * I_{1i}^j \quad (\text{B.26})$$

En réalité, le délai ionosphérique induit deux types d'effets sur le signal GPS :

★ des variations de courtes longueurs d'ondes qui causent de nombreux sauts de cycles. Ces effets de scintillation se produisent principalement le long de l'équateur "magnétique" de la Terre et dans les zones polaires. Pour être corrigés, ils nécessitent des modèles stochastiques.

★ des variations de grandes longueurs d'ondes qui produisent de forts gradients horizontaux et une forte altération de la résolution des ambiguïtés avec les méthodes géométriques. Dans ce cas, la seule stratégie pour résoudre les ambiguïtés est la combinaison linéaire Melbourne-Wübbena (L_6). Ces effets se produisent uniquement dans les régions équatoriales et réclament, pour être corrigés, des modèles déterministes.

B.7.2 Effets de la troposphère

La troposphère, électriquement neutre, agit comme un milieu non dispersif aux fréquences considérées par les signaux GPS comme étant inférieures à 30 GHz. L'effet est donc identique sur la phase et le code, et produit un retard sur le temps de propagation, surestimant ainsi la pseudo-distance. L'indice de réfraction dépend de la température, de la pression et de l'humidité du milieu. Le retard troposphérique, produit sur le signal GPS, est aussi fonction de l'élévation du satellite. Il est d'environ deux mètres quand le satellite est au zénith, mais peut atteindre 30 m pour une élévation de 5° puisque la couche atmosphérique, traversée par les signaux, augmente en conséquence. La correction de l'effet troposphérique s'effectue à partir de modèles empiriques, tels que celui de Saastamoinen, 1972; Saastamoinen, 1973b; Saastamoinen, 1973a; Hopfield, 1969 . De nombreux autres modèles existent par ailleurs. Leur nombre traduit la difficulté à modéliser la composante humide de la troposphère. Ce fait est essentiellement dû à l'instabilité intrinsèque de la vapeur d'eau. En pratique, l'effet *humide* peut être modélisé au mieux à 10%, ce qui entraîne une erreur de 2 à 5 cm en verticale dans le calcul de l'allongement du parcours. Néanmoins, l'ajustement des paramètres d'un modèle troposphérique dans le traitement des données GPS permet d'obtenir des résultats de positionnement vertical au niveau du centimètre, voire (même) mieux.

Dans notre étude, nous avons utilisé avec le logiciel BERNESSE, un modèle Saastamoinen (Saastamoinen, 1972; Saastamoinen, 1973b; Saastamoinen, 1973a; Beutler *et al.*, 2001) avec des données météorologiques standard. Différentes stratégies sont possibles pour introduire des données météorologiques dans les modèles: données brutes prises sur le terrain, modèles météorologiques standards ou locaux, ...

La correction sur la pseudo-distance dans le modèle de Saastamoinen s'obtient à partir de la formule suivante :

$$\Delta\rho_i^j = \frac{0.002277}{\cos(z)} \left[P + \left(\frac{1255}{T} + 0.05 \right) * e - B \tan^2(z) \right] + \delta R \quad (\text{B.27})$$

où z est l'élévation du satellite (en °), P la pression atmosphérique (en mbar), e la pression partielle de vapeur d'eau (en mbar), T la température (en °K), B un terme de correction, qui est fonction de l'altitude du site d'observation, δR un second terme dépendant de l'altitude et de l'élévation du satellite. Ces deux derniers termes ont été développés par (Bauersima, 1982; Bauersima, 1983).

B.8 Expressions des observations après correction

La phase et la pseudo-distance étant, comme nous l'avons vu, fortement influencées par certains paramètres comme les décalages d'horloges ou les effets atmosphériques de la ionosphère et de la troposphère, nous pouvons donc les définir en prenant compte les corrections nécessaires.

Ainsi, la phase (L_1) et la pseudo-distance (P) peuvent s'écrire (Beutler *et al.*, 2001) :

$$P_{1i}^j = \rho_i^j + I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c * (dt^j - dt_i) \quad (\text{B.28})$$

$$P_{2i}^j = \rho_i^j + \left(\frac{f_1^2}{f_2^2} \right) I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c * (dt^j - dt_i) \quad (\text{B.29})$$

$$L_{1i}^j = \rho_i^j + I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c * (dt^j - dt_i) + \lambda_1 N_{1i}^j \quad (\text{B.30})$$

$$L_{2i}^j = \rho_i^j + \left(\frac{f_1^2}{f_2^2} \right) I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c * (dt^j - dt_i) + \lambda_2 N_{2i}^j \quad (\text{B.31})$$

De la même manière, nous pouvons inclure ces corrections dans les expressions des simples et doubles différences (Beutler *et al.*, 2001). La simple différence devient :

$$P_{1,2ik}^j = P_{1,2k}^j - P_{1,2i}^j \quad (\text{B.32})$$

$$L_{1,2ik}^j = L_{1,2k}^j - L_{1,2i}^j \quad (\text{B.33})$$

et la double différence:

$$P_{1ik}^{jl} = \rho_{ik}^{jl} + I_{1ik}^{jl} + \Delta\rho_{ik}^{jl} \quad (\text{B.34})$$

$$P_{2ik}^{jl} = \rho_{ik}^{jl} + \left[\frac{f_1^2}{f_2^2} \right] I_{1ik}^{jl} + \Delta\rho_{ik}^{jl} \quad (\text{B.35})$$

$$L_{1ik}^{jl} = \rho_{ik}^{jl} + I_{1ik}^{jl} + \Delta\rho_{ik}^{jl} + \lambda_1 N_{1ik}^{jl} \quad (\text{B.36})$$

$$L_{2ik}^{jl} = \rho_{ik}^{jl} + \left[\frac{f_1^2}{f_2^2} \right] I_{1ik}^{jl} + \Delta\rho_{ik}^{jl} + \lambda_2 N_{2ik}^{jl} \quad (\text{B.37})$$

Avec:

$$\rho_{ik}^{jl} = \rho_k^l - \rho_k^j + \rho_i^j - \rho_i^l \quad (\text{B.38})$$

$$I_{1ik}^{jl} = I_{1k}^l - I_{1k}^j + I_{1i}^j - I_{1i}^l \quad (\text{B.39})$$

$$\Delta\rho = \Delta\rho_k^l - \Delta\rho_k^j + \Delta\rho_i^j - \Delta\rho_i^l \quad (\text{B.40})$$

$$N_{1,2ik}^{jl} = N_{1,2k}^l - N_{1,2k}^j + N_{1,2i}^j - N_{1,2i}^l \quad (\text{B.41})$$

B.9 Combinaisons linéaires des observations

Certains biais peuvent être éliminés en employant des combinaisons linéaires sur les mesures de phase et de code. Le logiciel BERNese utilise les combinaisons linéaires effectuées sur les mesures directes ou sur les doubles différences (Beutler *et al.*, 2001).

L et P désignent respectivement la phase et la pseudo-distance, exprimées en distance et corrigées des décalages d'horloges ainsi que des effets atmosphériques. Les indices 1 et 2 désignent les deux ondes.

B.9.1 Combinaison L_3 éliminant les effets de l'ionosphère

La combinaison linéaire L_3 s'exprime sous la forme suivante:

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2) \quad (\text{B.42})$$

La même combinaison "ionosphere-free" peut être obtenue avec le code. On constate bien que cette combinaison élimine le délai ionosphérique en annulant le terme I_{1i}^i des expressions de la phase et du code (équations (B.28) à (B.31)). Le résultat contient des ambiguïtés de courte longueur d'onde (N_1 , baptisée "narrow-lane ambiguity"), et des ambiguïtés de grande longueur d'onde ($N_5 = N_1 - N_2$, baptisée "wide-lane ambiguity"). Cette combinaison linéaire n'est donc pas très performante pour résoudre les ambiguïtés.

B.9.2 Combinaison L_4 éliminant les effets géométriques

La combinaison linéaire

$$L_4 = L_1 - L_2 \quad (\text{B.43})$$

est indépendante des décalages d'horloges des récepteurs, des erreurs sur les orbites des satellites, des incertitudes sur les coordonnées des stations (géométrie). Elle contient le délai ionosphérique et les ambiguïtés initiales (phase). Elle peut être utilisée pour l'estimation de modèles ionosphériques locaux. La même combinaison linéaire peut être obtenue sur le code.

B.9.3 Combinaison L_5 , ambiguïtés de grandes longueurs d'ondes

La combinaison linéaire L_5 (ou *wide-lane*)

$$L_5 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) \quad (\text{B.44})$$

uniquement formée sur la phase, contient les ambiguïtés $N_5 = N_1 - N_2$, correspondant à une onde fictive de longueur d'onde 86cm. Cette combinaison linéaire est utilisée par le logiciel BERNese, sur

les doubles différences, pour réparer les sauts de cycles (nettoyage de la phase) et pour résoudre les ambiguïtés (Beutler *et al.*, 2001).

B.9.4 Combinaison L_6

La combinaison L_6 (ou *Melbourne-Wübbena*) est une combinaison linéaire des observations de phase (L_1 et L_2) et de code (P_1 et P_2) (Wubben, 1985; Melbourne, 1985). Elle élimine les effets de la ionosphère, de la géométrie, des décalages d'horloges et de la troposphère. Sa formule :

$$L_6 = \left\{ \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) \right\} - \left\{ \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 P_1 - f_2 P_2) \right\} \quad (\text{B.45})$$

ne contenant que les ambiguïtés N_5 , elle est utilisée par le logiciel BERNESE sur les doubles différences pour résoudre les ambiguïtés et pour détecter les sauts de cycles sur les observations directes (Beutler *et al.*, 2001).

Les principales caractéristiques des combinaisons linéaires sont résumées dans la table (B.4).

Onde ou Combinaison linéaire	λ (cm)	Bruit relatif en distance (sur L_1)	Effet ionosphérique relatif (sur L_1)
Onde porteuse L_1	19	1	1
Onde porteuse L_2	24	1	1.6
Ionosphere-free L_3	0	3	0
Geometry-free L_4	∞	1.4	0.6
Wide-lane L_5	86	5.4	1.3
Melbourne-Wübbena L_6	86	—	0

TAB. B.4 – *Combinaisons linéaires des observables GPS utilisées par le logiciel BERNESE (Beutler et al., 2001)*

B.10 Traitement des données GPS à l'aide du logiciel BERNESE

B.10.1 Stratégie et différentes étapes de calculs utilisées

Programme RXOBV3 :

Il transforme les fichiers d'observations RINEX (*.YYO, YY étant l'abréviation de l'année: *.00O pour le fichiers de 2000) en fichiers binaires d'observations au format spécifique du logiciel BERNESE et crée quatre fichiers dits de zéro différence de code et de phase:

★ un premier *.PZH contient les fichiers d'en-tête du fichier d'observation sur la phase (nom de la station, numéro et type de récepteur et de l'antenne, ...);

- ★ un deuxième *.PZO comprend les observations sur la phase recueillie par le récepteur ;
- ★ un troisième *.CZH renferme les en-têtes du fichier d'observation sur le code ;
- ★ et un quatrième *.CZO détaille le contenu des observations sur le code.

Programme PRETAB :

Il crée les fichiers d'orbites tabulées à partir des éphémérides précises au format *.EPH, et transforme les orbites exprimées dans un système terrestre en orbites exprimées dans un système céleste. Quand on traite des éphémérides précises, il crée également un fichier d'horloges qui contient les paramètres décrivant les erreurs d'horloges des satellites ($eh = a_0 + a_1t + a_2t^2$).

Programme ORBGEN :

Il crée un fichier d'orbites standard *.STD pour deux arcs de 12h en utilisant les fichiers recensant les problèmes détectés au niveau des satellites (problèmes d'émission de codes ou de phases) et les manœuvres.

Programme CODCHK :

Il détecte et marque, dans les observations de code, les valeurs aberrantes du fichier (appelées Outliers).

Programme CODSPP :

Il permet de synchroniser les horloges des récepteurs et les horloges des satellites au temps GPS. Le logiciel estime le décalage de l'horloge δh de chaque récepteur. Ce décalage est ajusté par moindres carrés à partir des mesures de code (δh est ensuite injecté comme invariant et permet d'obtenir une précision de $1\mu s$). Une correction est effectuée pour chaque époque de mesure de chaque récepteur, et sauvegardée dans les fichiers de phase et de code. Dans le cas de la détermination d'un point inconnu, cette étape permet l'obtention de coordonnées approchées.

Programme SNGDIF :

Il crée les fichiers de simple différence sur le code, puis sur la phase. Les "lignes de base" sont définies dans le but d'être minimisées.

Programme MAUPRP :

Il réalise un pré-traitement des lignes de base. Il vérifie l'appariement des observations de L1 et

L2 pour qu'à chaque époque une observation de L1 soit associée avec une observation de L2 et *vice versa*, puis il prend en compte la présence de "trous" dans les observations ; puis il élimine les sauts de cycle et les mesures hors norme en se basant sur le calcul des triples différences. Il détecte les sauts de cycle dans les observations, essaie de réparer les mesures et, en cas d'échec, introduit une nouvelle ambiguïté ou marque des observations afin de les écarter du calcul.

Programme GPSEST(1) :

Il permet une première détermination des coordonnées et des résidus RMS (Residual Mean Square) associés, sans intégrer la résolution des ambiguïtés. Il utilise la combinaison de phase L3, éliminant les effets ionosphériques (cf paragraphe B.9.1).

Programme RESEDIT :

Il détecte, dans les fichiers de résidus, les RMS supérieures à 3 cm.

Programme GPSEST(2) :

Il permet de résoudre les ambiguïtés, les coordonnées *a priori* étant linéaires, en utilisant la combinaison L6 Melbourne-Wüebbena (cf paragraphe B.9.4), qui élimine les délais ionosphériques, les délais troposphériques et les décalages d'horloges.

Programme GPSEST(3) :

Il permet d'obtenir un meilleur résultat sur les coordonnées des stations en introduisant au préalable les ambiguïtés N_6 , estimées dans l'étape précédente. Cette étape constitue la dernière estimation des coordonnées des stations.

Programme GPSEST(4) :

Il permet de créer les équations normales à partir des résultats de l'étape GPSEST(3).

B.10.2 Solutions journalières et création des séries temporelles

Nous avons obtenu les séries temporelles des stations CGPS (continuous GPS) et les vitesses des stations temporaires grâce au programme QOCA. Celui-ci permet, à partir des fichiers SINEX, issus du logiciel BERNESE, d'estimer la position journalière des stations et, par conséquent, la vitesse des stations par rapport à une station de référence ou dans les différents ITRF.

Annexe C

Lames minces des Quartzites

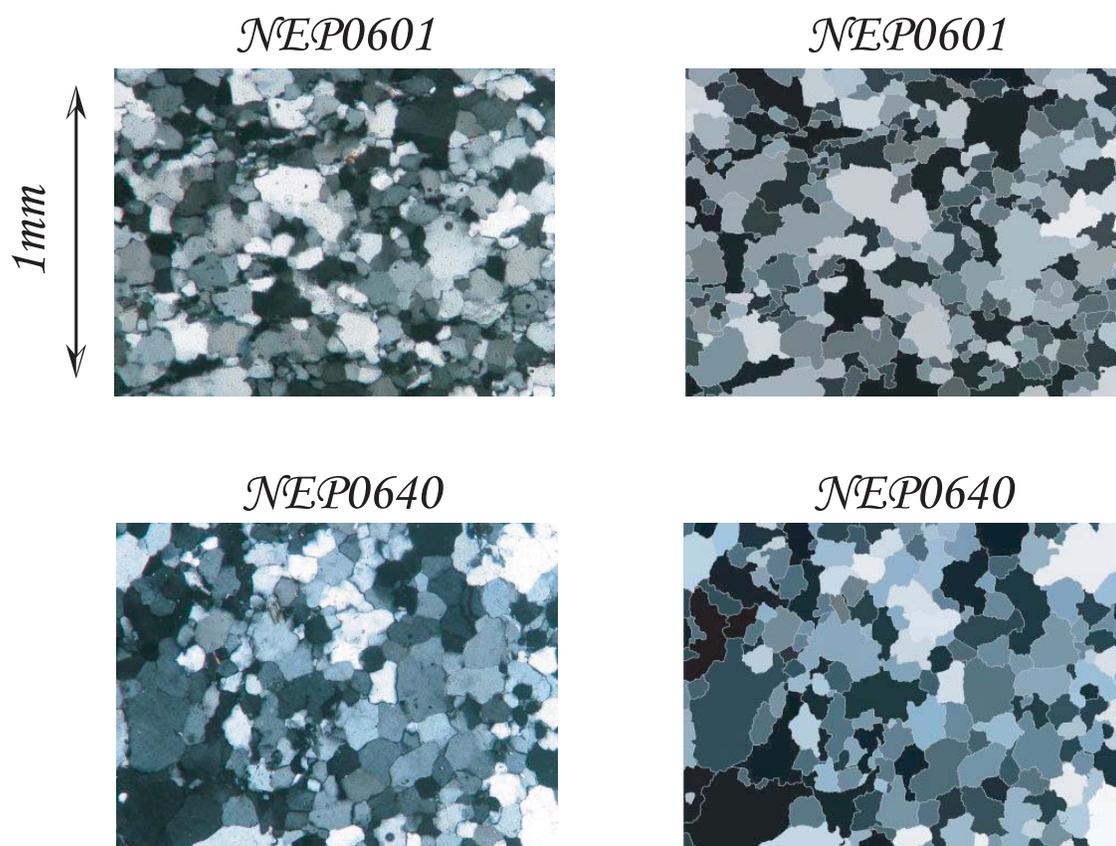


FIG. C.1 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006; colonne de droite)

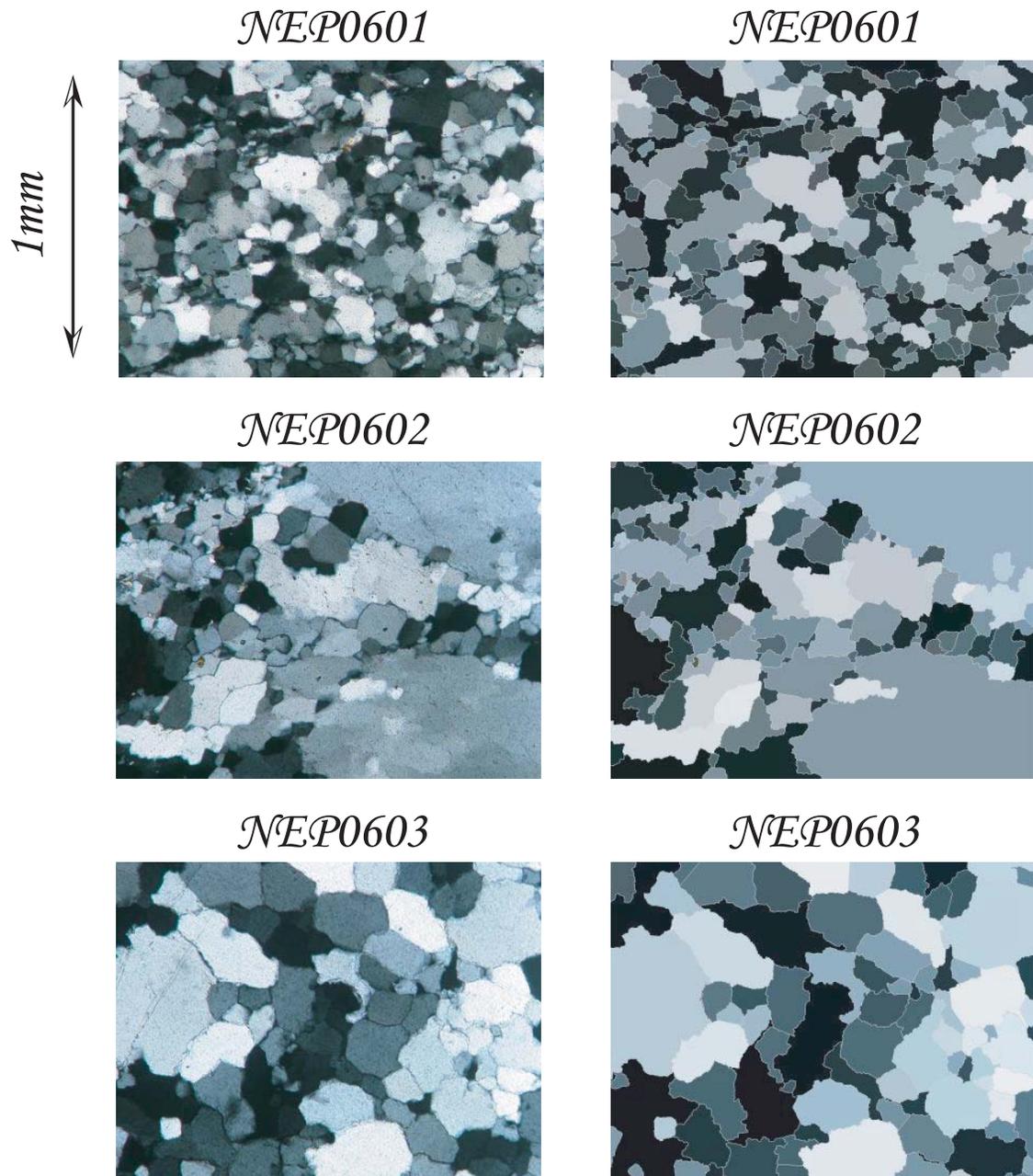


FIG. C.2 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel *eCognition* (*eCognition*, 2006 ; colonne de droite)

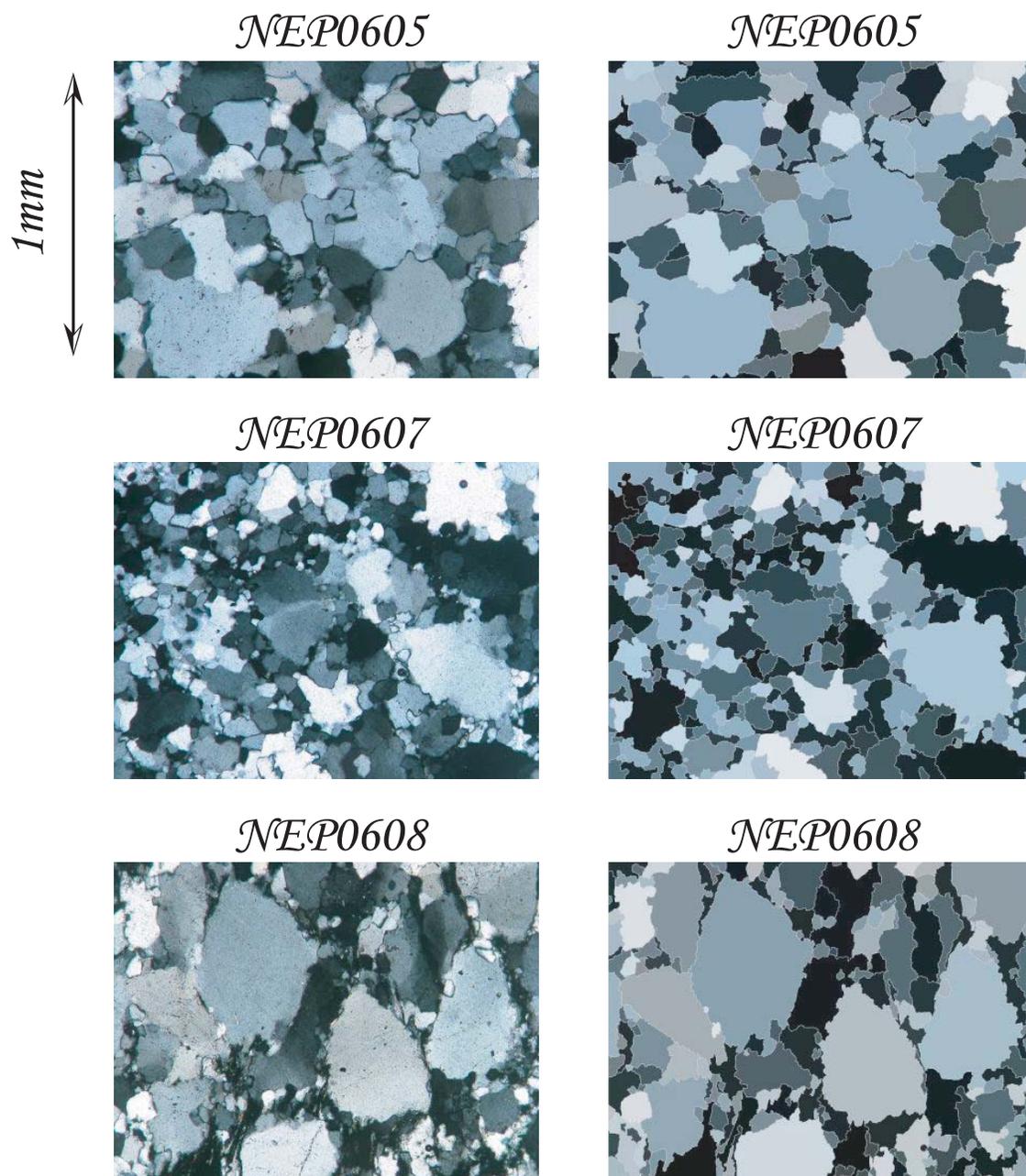


FIG. C.3 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel *eCognition* (*eCognition, 2006*; colonne de droite)

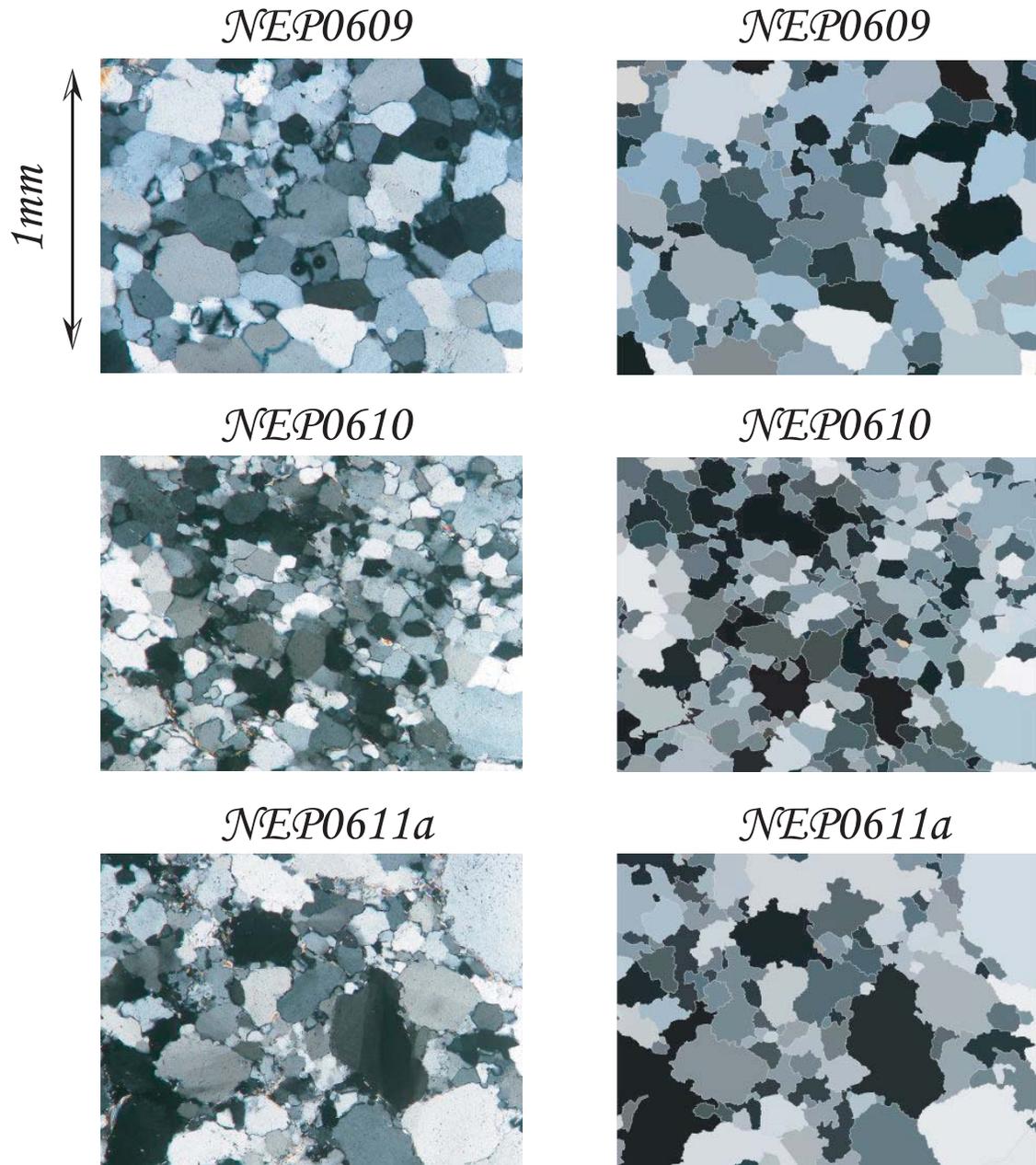


FIG. C.4 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel *eCognition* (*eCognition*, 2006 ; colonne de droite)

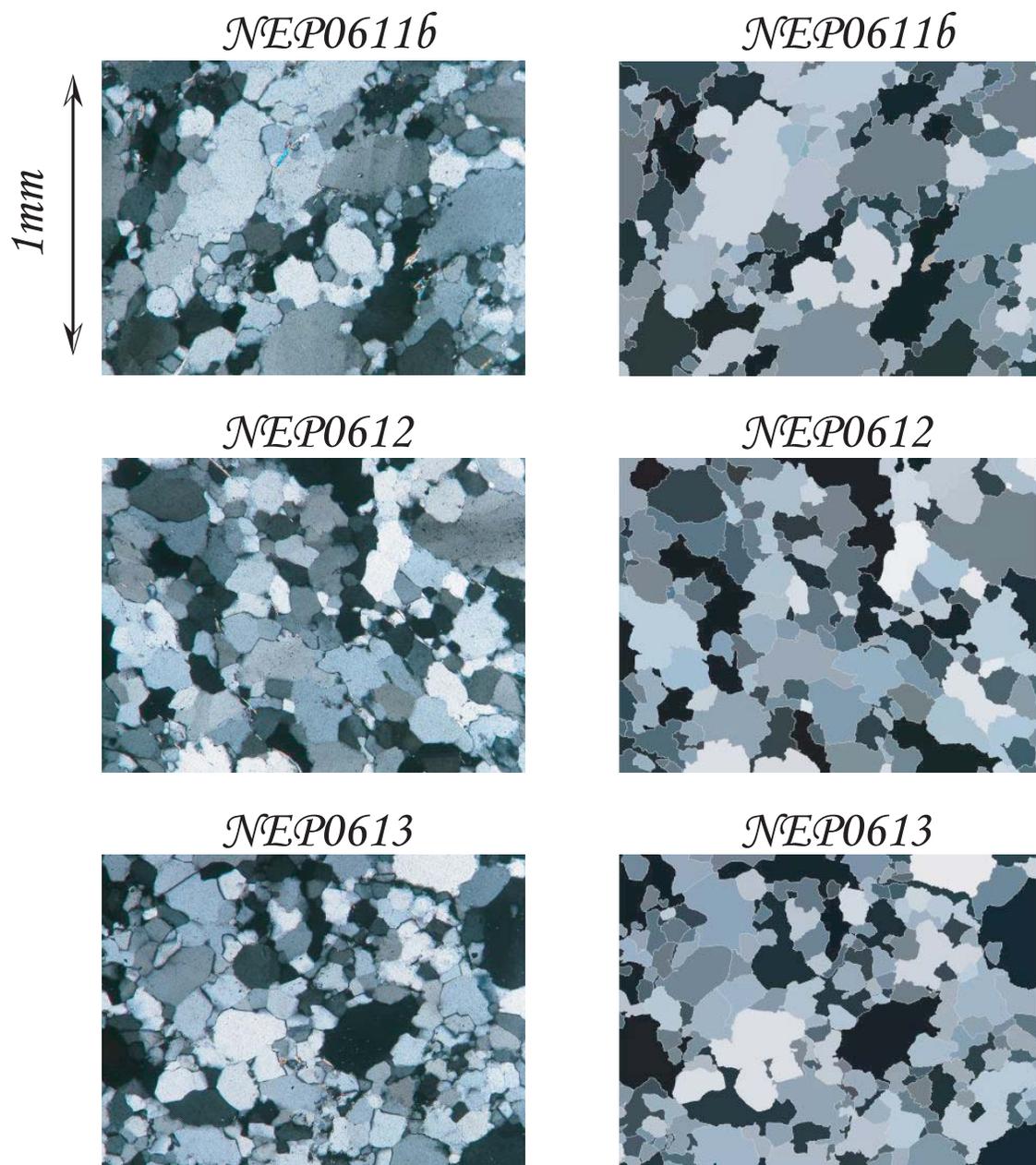


FIG. C.5 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel *eCognition* (*eCognition*, 2006; colonne de droite)

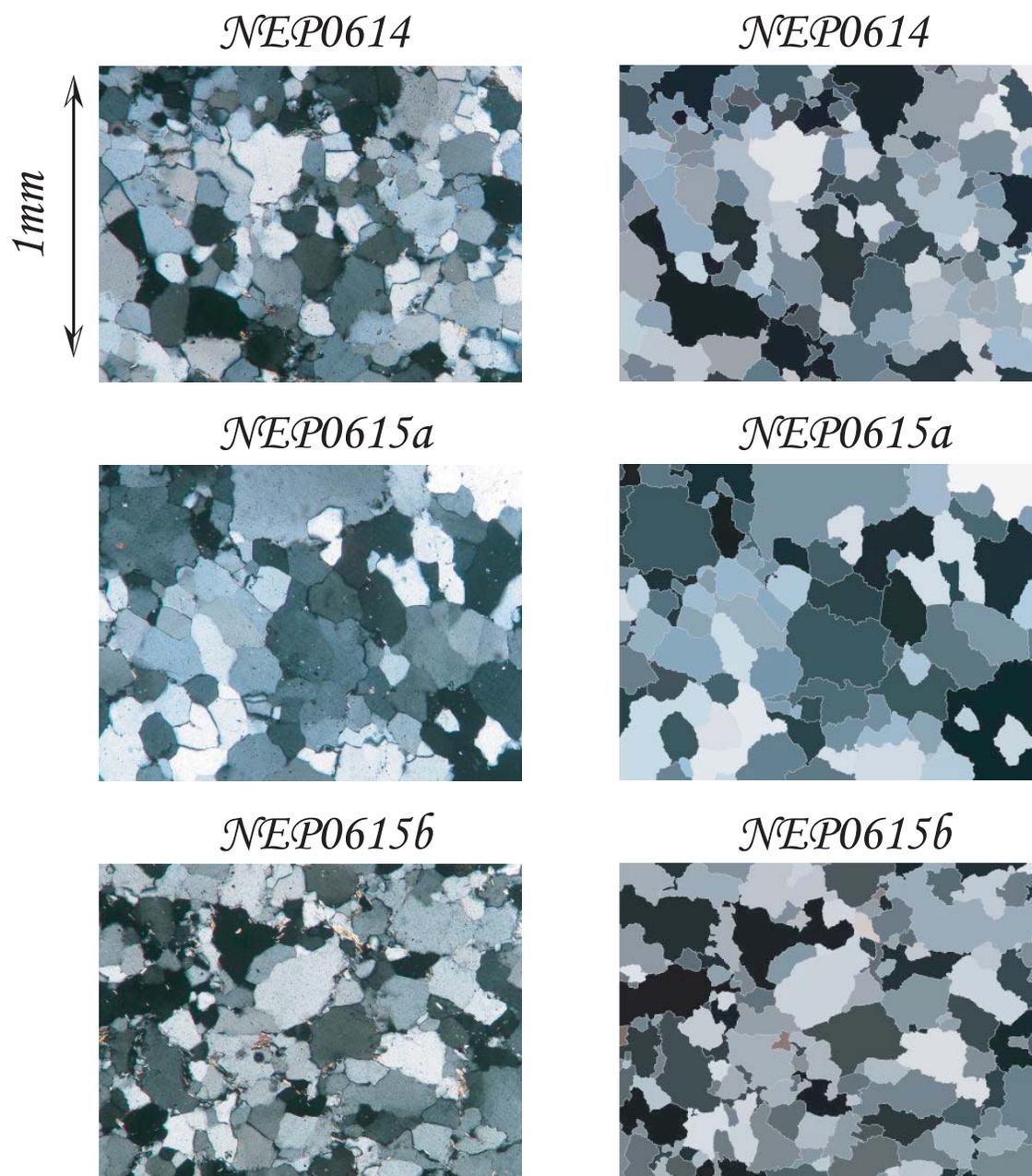


FIG. C.6 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel *eCognition* (*eCognition*, 2006 ; colonne de droite)

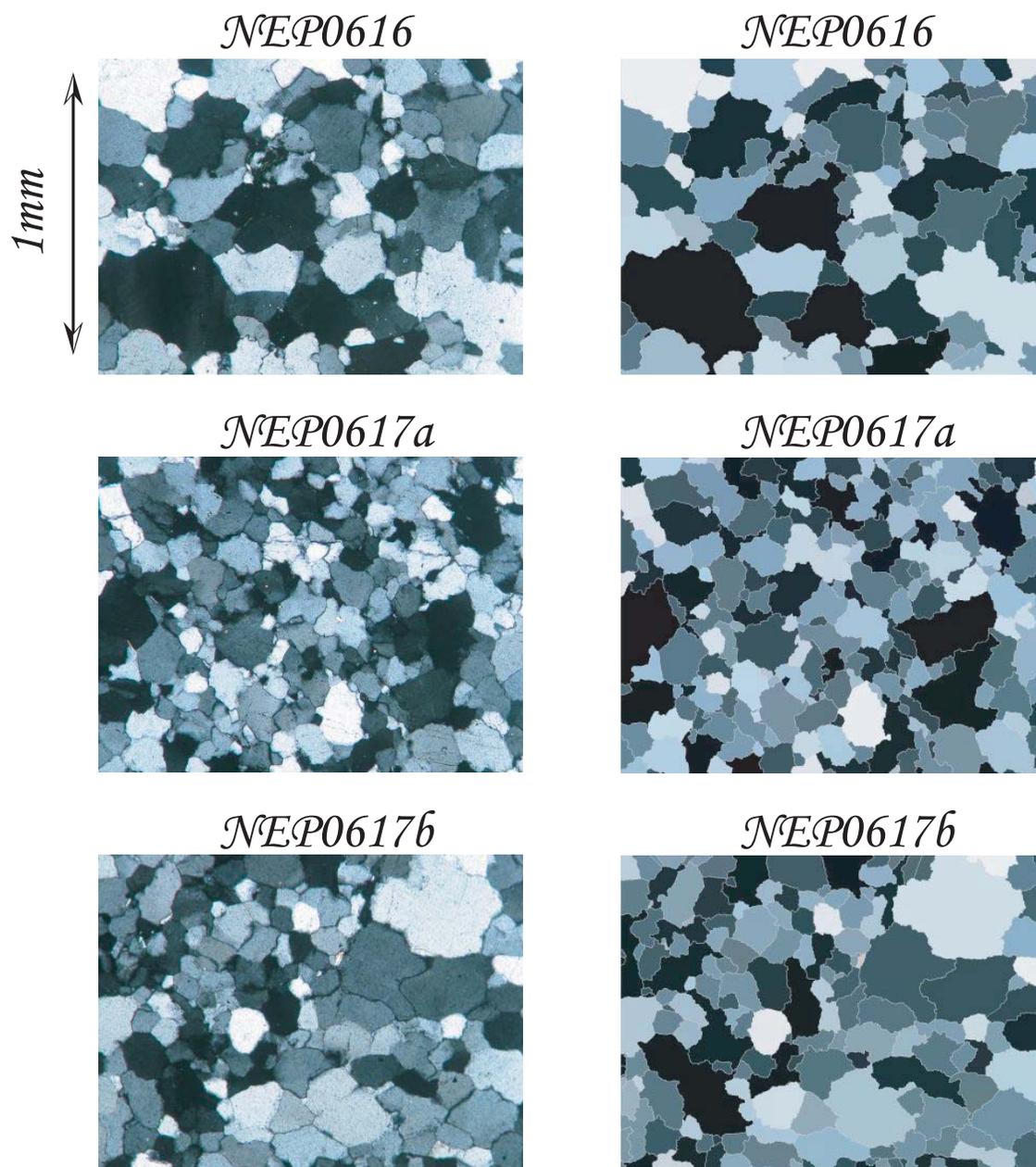


FIG. C.7 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel *eCognition* (*eCognition, 2006*; colonne de droite)

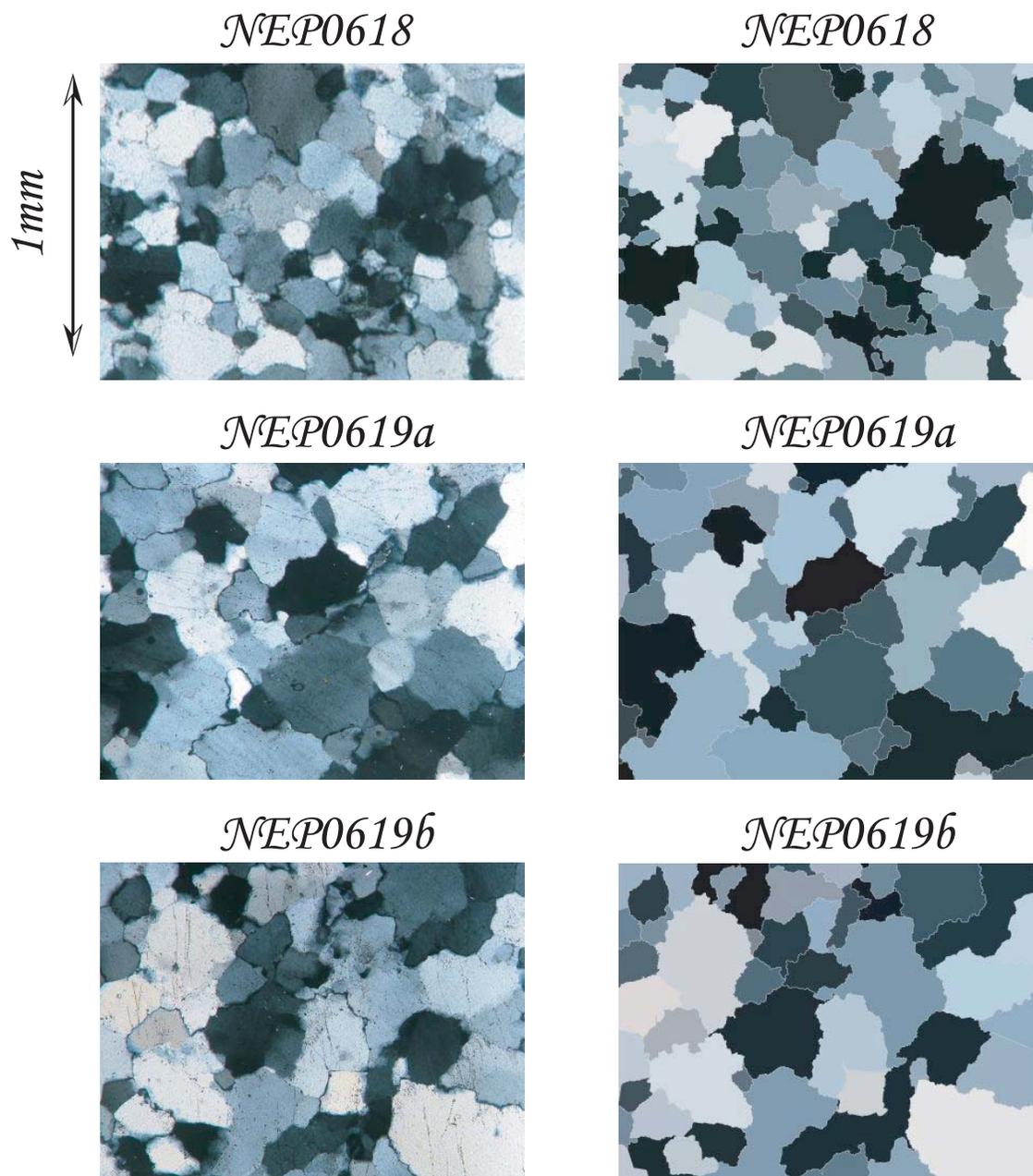


FIG. C.8 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel *eCognition* (*eCognition*, 2006 ; colonne de droite)

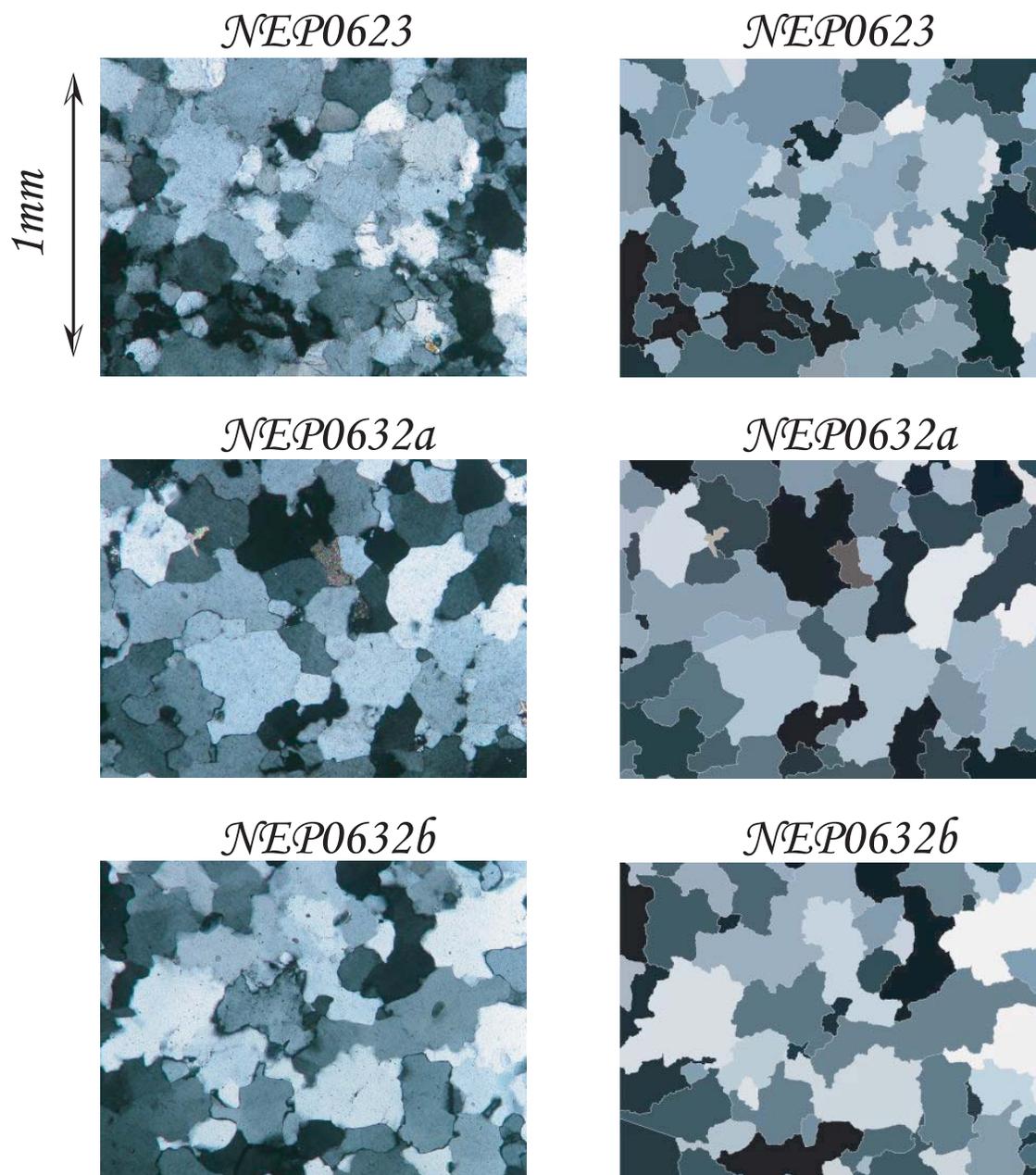


FIG. C.9 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel *eCognition* (*eCognition*, 2006 ; colonne de droite)

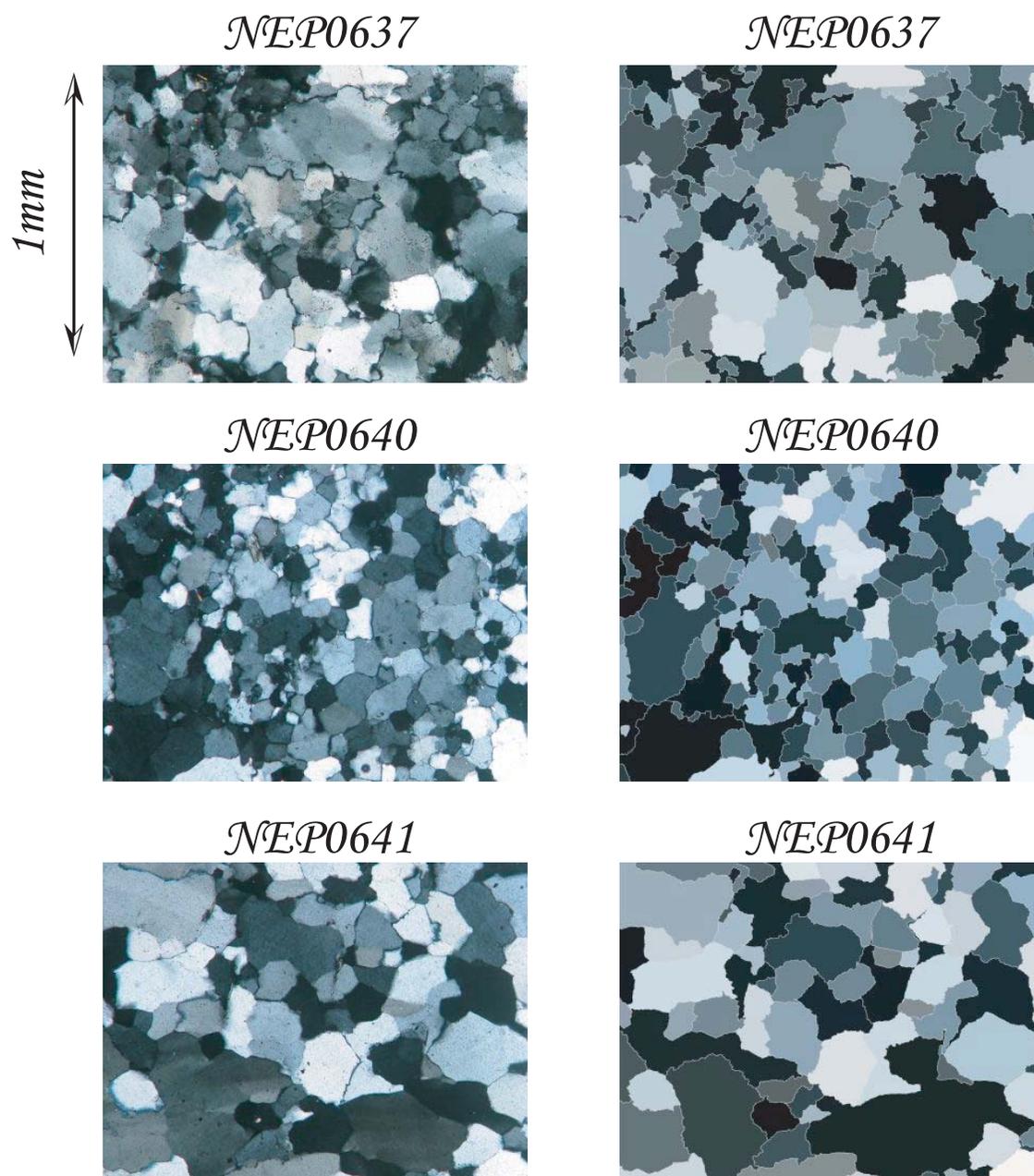


FIG. C.10 – Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel *eCognition* (*eCognition*, 2006 ; colonne de droite)

Annexe D

Lignes de base GPS

Afin d'exclure tous problèmes liés à la mise en référence des stations GPS, nous avons exprimé les séries temporelles GPS sous forme de lignes de base. Les figures suivantes montrent que les variations saisonnières sont toujours perceptibles et permettent d'exclure un artéfact lié à la mise en référence.

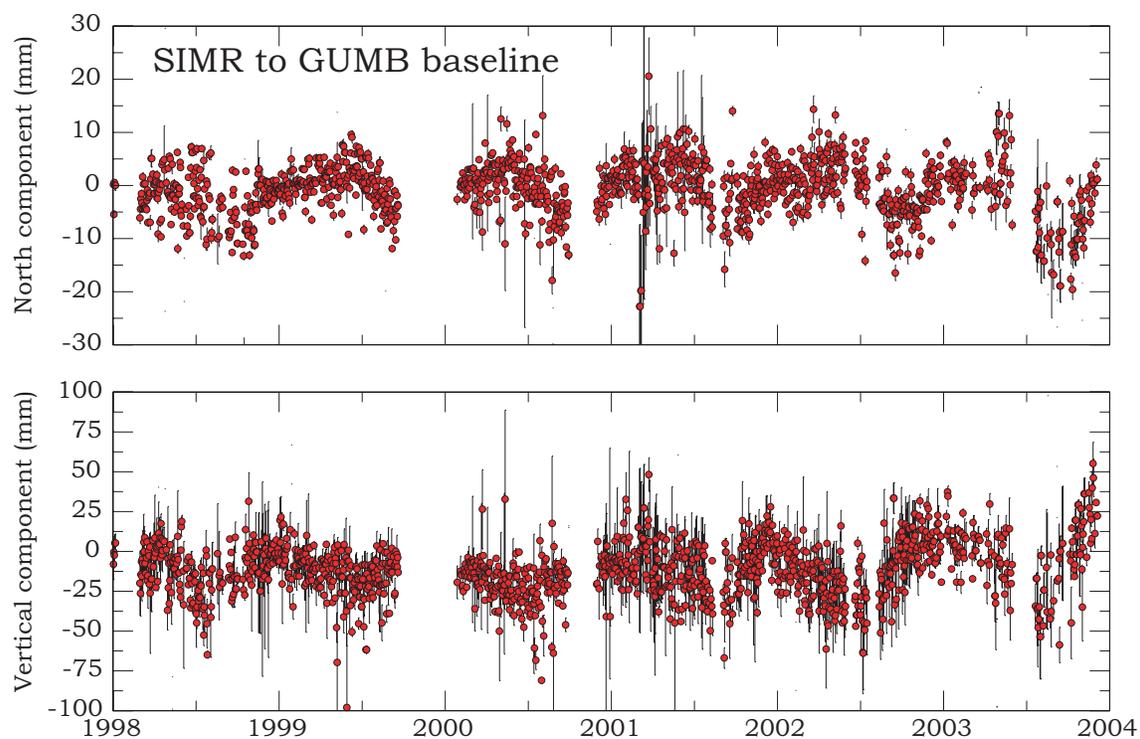
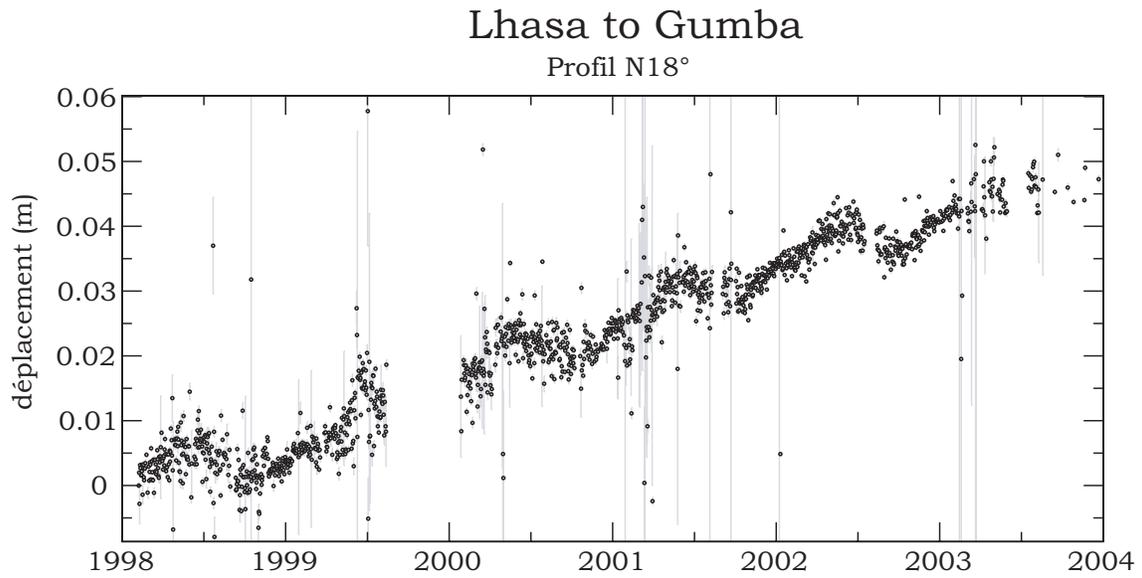
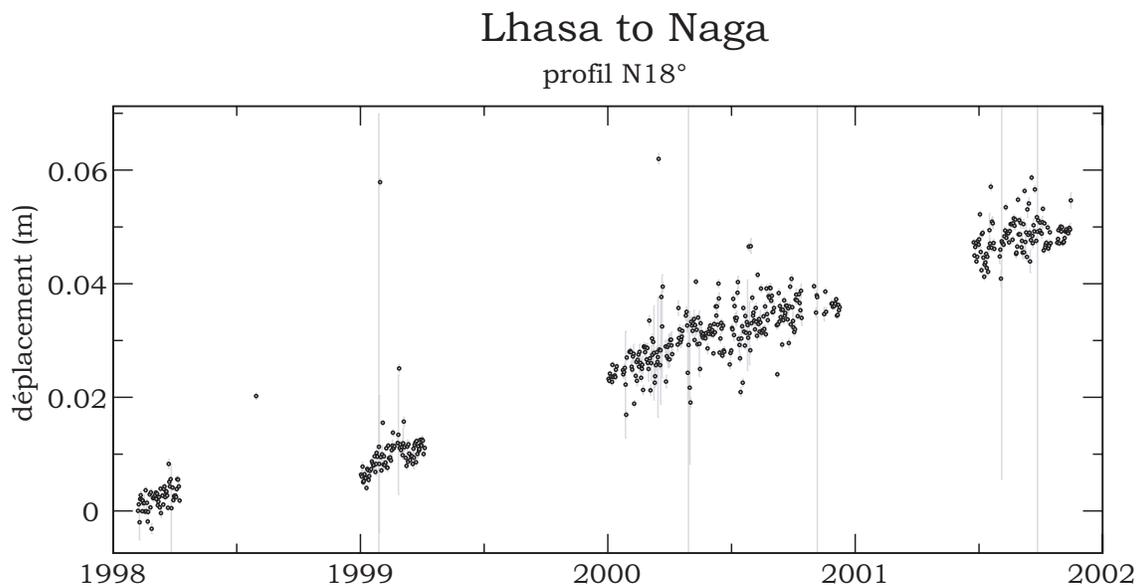


FIG. D.1 – Lignes de base SIMRA-GUMBA dépentées

FIG. D.2 – *Ligne de base LHASA-GUMBA d'orientation N018°*FIG. D.3 – *Ligne de base LHASA-NAGARKOT d'orientation N018°*

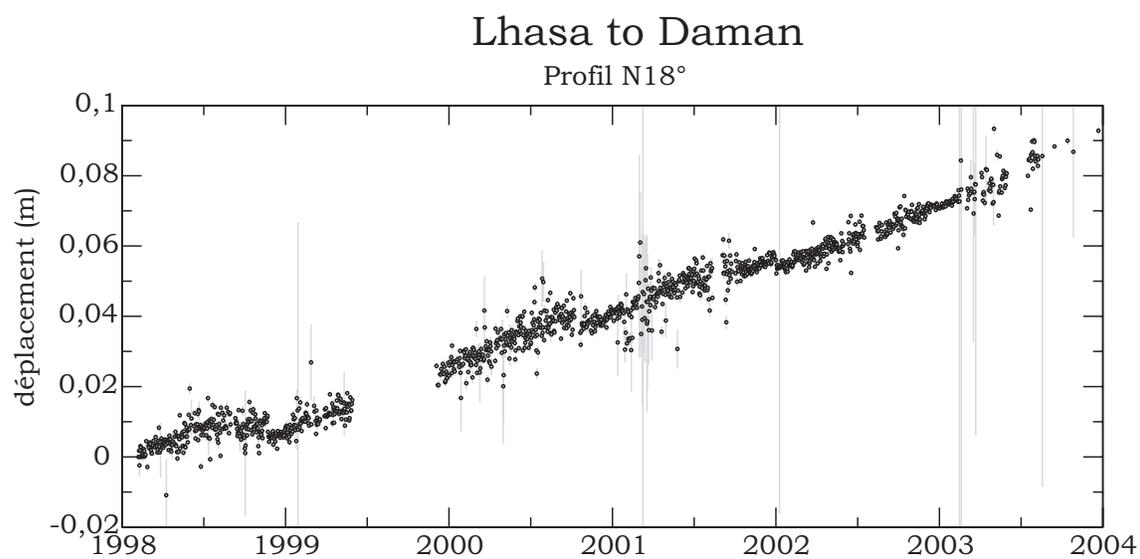
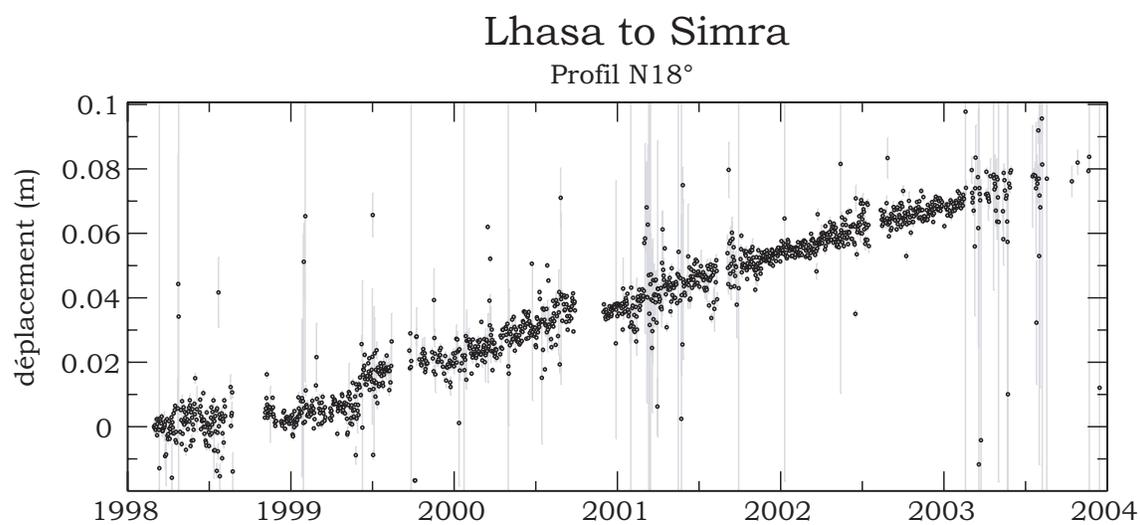
FIG. D.4 – *Ligne de base LHASA-DAMAN d'orientation N018°*FIG. D.5 – *Ligne de base LHASA-SIMRA d'orientation N018°*

Table des figures

1.1	<i>Schéma géodynamique de la subduction jusqu'au début de la collision - Il y a environ 50 Ma, la bordure Nord-Ouest du continent Indien arrive au contact de la marge asiatique. A partir de ce moment, l'océan téthysien se ferme complètement et la formation de l'Himalaya commence (modifié de Malavieille et al., 2002).</i>	3
1.2	<i>Mouvement de l'Inde par rapport à la plaque Eurasienne depuis 80 Ma (Royer & Patriat, 2002). a) Mouvement déduit de la combinaison des mouvements relatifs Inde-Afrique, Afrique-Amérique du Nord et Amérique du Nord-Eurasie. b) Variations temporelles de la vitesse de rapprochement de l'Inde par rapport à l'Eurasie. Les trajectoires et la vitesse de la plaque Indienne sont calculées pour deux points situés sur la suture Himalayenne, en rouge pour le point Occidental et en vert pour le point Oriental. Les vitesses actuelles déterminées par GPS aux mêmes points sont indiquées pour la comparaison (lignes pointillées, Bettinelli et al., 2006).</i>	4
1.3	<i>Schéma montrant comment la collision Indo-Eurasienne a été absorbée par une combinaison d'épaississement crustal et d'extrusion latérale (issu de Avouac, 2003).</i> . . .	5
1.4	<i>Vitesses relatives à l'Eurasie stable mesurées par GPS sur une période d'environ 10 ans (données issues de Wang et al., 2001).</i>	5
1.5	<i>Vitesses relatives à la station de Nagarkot (issues de Chen et al., 2004). Les cercles et les étoiles représentent respectivement les vitesses calculées par Chen et al., 2004 et Larson et al., 1999. Les lignes continues et pointillées montrent respectivement les vitesses prédites par les modélisation de Chen et al., 2004 ($12.4 \pm 0.4 \text{ mm.an}^{-1}$) et celles de Larson et al., 1999 ($20 \pm 1 \text{ mm.an}^{-1}$).</i>	6
1.6	<i>Simulation des champs de vitesses utilisant un modèle type dislocation élastique. Les deux dislocations correspondent à la simulation des champs de déplacement intersismique du Centre et Ouest Népal. Les déplacements observés sont représentés avec leurs ellipses d'erreur à 95% de confiance. Pour chacun des points du réseau sont illustrées les vitesses simulées (Jouanne et al., 2004).</i>	7

1.7	<i>Carte géologique simplifiée montrant les différentes unités principales présentes le long de l'arc himalayen (Malavieille et al., 2002)</i>	8
1.8	<i>Coupes transversales N18° E de la chaîne himalayenne. a) Profil topographique exagéré. b) Coupe géologique au travers de l'Himalaya selon un azimuth N18° E passant par Kathmandu (Lavé & Avouac, 2000).</i>	10
1.9	<i>Vues de Dubar Square à Bhaktapur, près de Katmandou, avant et après le séisme de 1934.</i>	11
1.10	<i>Zones de rupture des tremblements de terre majeurs situés le long de l'Himalaya (Ambraseys, 2000; Ambraseys & Bilham, 2000; Ambraseys & Jackson, 2003; Bilham, 2004). Les événements de ~1100 et ~1413 sont issus d'études paléosismiques (Kumar et al., 2006; Lavé et al., 2005; Upreti et al., 2000). D'après Kumar et al., 2006, il serait possible que le séisme de ~1413 soit relié au tremblement de terre de 1505, impliquant donc que nous ayons eu un événement de magnitude (Mw) proche de 9. Carte modifiée de Bilham et al., 2001.</i>	12
1.11	<i>Coupe structurale au travers du Népal Central montrant les majeures structures (MFT: Main Frontal Thrust, MBT: Main Boundary Thrust, MCT: Main Central Thrust et MHT: Main Himalayan Thrust). Les profils sismiques TIB-1 et TIB-3, issus du projet INDEPTH, sont aussi reportés (Hauck et al., 1998; Nelson et al., 1996; Zhao & Nelson, 1993).</i>	13
1.12	<i>Carte montrant la microsismicité enregistrée au Népal par le réseau permanent du DASE/DMG entre 1994 et 2005. Les profils AA' et BB' représentent la position des coupes reportées sur la Fig. 1.13 (Carte publiée par le National Seismological Centre du Népal).</i>	14
1.13	<i>Coupes de la distribution en profondeur de la microsismicité. Les principales structures sont aussi reportées. Les profils AA' et BB' se localisent respectivement dans le Grand-Ouest et le Centre-Est Népal. La distribution est calculée à partir des événements à ± 35 km des profils (zones pointillées de la Fig. 1.12) (Coupes publiées par le National Seismological Centre du Népal, Coupes géologiques de Bollinger, 2002).</i>	15
1.14	<i>Variations saisonnières du taux de sismicité. Variation de sismicité moyenne entre le 04 Janvier 1995 et le 04 Novembre 2000 pour des Magnitudes $Ml \geq 3$ et $Ml \geq 4$. Le nombre d'événements de Magnitude supérieure à 4 a été multiplié par 5. Figure modifiée de Bollinger et al., 2007.</i>	15

- 2.1 *Seismotectonic setting of the study area. Rupture area (yellow area) of major historical earthquakes along the Himalaya since 1897. Focal mechanisms from the Harvard Centroid-Moment Tensor (CMT) catalogue. Blue arrows show motion of India relative to Eurasia from the NUVEL-1A global plate motion model (Argus & Gordon, 1991; DeMets et al., 1994). Red arrows show motion of India relative to Eurasia from the rotation pole determined in this study ($26.45 \pm 3.4^\circ N$, $13.99 \pm 7.8^\circ E$, with an angular velocity of $0.354 \pm 0.015^\circ \text{Myr}^{-1}$). AA shows the location of cross-section in Fig. 2.2. The box shows the study area in Nepal 21*
- 2.2 *a Structural cross-section across Central Nepal showing the major structures (MFT Main Frontal Thrust; MBT Main Boundary Thrust; MCT Main Central Thrust; STD Southern Tibet Detachment). Also shown are the TIB-1 and TIB-3 seismic sections of the INDEPTH profile (Hauck et al., 1998; Nelson et al., 1996; Zhao & Nelson, 1993) (see their location in Fig. 2.1). All the thrust faults are inferred to root at depth in a sub-horizontal ductile shear zone that would correspond to the prominent mid-crustal reflector. The red continuous line shows the geometry of the creeping dislocation determined from the joint inversion of all geodetic data for Central and Eastern Nepal. The reported seismic events all have relatively well-constrained hypocentral depths thanks to the temporary deployment in 1995 of three 3-components seismic stations in addition to the permanent seismic network (Cattin & Avouac, 2000). b Long-term geologically estimated velocities across Central Nepal, where the geological slip rate on the MFT is $21.5 \pm 1.5 \text{ mm.yr}^{-1}$ (Lavé & Avouac, 2000) 26*
- 2.3 *Location of the cGPS (red dots), DORIS (yellow dots) and GPS campaign sites (black dots for this study; white dots from Chen et al. (2004)) analysed in this study. Blue labels indicate the stations used to determine the Indian plate motion The two boxes delimit the data sets used, respectively in the far Western and the Central-Eastern 2D modelling. Also shown is the location of the levelling line across Central Nepal (green triangles) (Jackson & Bilham, 1994) 29*
- 2.4 *Position as a function of time determined relative to ITRF2000 at cGPS stations (SIMR, DAMA, NAGA, GUMB) and at the DORIS station EVEB. The cGPS and DORIS data contain daily and weekly solutions, respectively. Continuous lines show best fitting models obtained from Eq. (2.1). The model parameters are listed in Table 2.6 30*
- 2.5 *Velocities relative to the Indian plate, as defined in this study (see the parameters in Table 2.7), determined at all cGPS and DORIS stations in Fig. 2.3. The DORIS station at JIUB is a new station and provides little data (i.e., since March 2004) . . 31*

- 2.6 *Availability of DORIS data in recent DORIS terrestrial reference frames. Vertical bars correspond to the availability of actual DORIS data. Horizontal bars correspond to periods considered to estimate the different DORIS solutions by the different authors. Earlier solutions such as ITRFs and LEGOS were based on less data.* 38
- 2.7 *Comparison of velocities relative to stable India as determined in this study and obtained by converting the velocities determined by Chen et al., 2004 relative to ITRF97 to ITRF2000. The differences between the two determinations are shown in the azimuthal plot in the inset.* 45
- 2.8 *Time-series comparison between the cGPS (DAMA, grey dots) and campaign measurements (DMN0, red dots) at the same site DAMAN (red dots).* 46
- 2.9 *Azimuthal plot of residual velocities at all stations presumed to be on the stable Indian plate, as determined in this study. Stars show stations which were used to determine the Euler pole of India in Table 2.7.* 49
- 2.10 *Velocities at all sites relative to stable India. Red, yellow, and black arrows represent, respectively, the velocities determined in this study at the cGPS stations, the DORIS station, and the campaign stations in Nepal. The white arrows show the velocities in Southern Tibet and Nepal obtained by converting the velocities determined by Chen et al., 2004 relative to ITRF97 and ITRF2000. AA' and BB' show location of profiles across Central-Eastern Nepal and Western Nepal shown in Figs. 2.12 and 2.13. . . .* 51
- 2.11 *Observed velocities relative to stable India (same colour code as in Fig. 2.10), as determined in this study, and velocities predicted from a 3D dislocation model (Bollinger et al., 2004) (blue arrows). The yellow area shows the geometry of the locked fault zone of the MHT assumed in this model.* 52

- 2.12 *a* Horizontal velocities across the Himalaya of Central and Eastern Nepal projected on an $N23^{\circ}E$ cross-section (AA' in Fig. 2.10) for the Central and Eastern Nepal. Red dots cGPS stations. Yellow dot DORIS station at EVEB. Black dots campaign GPS measurements. White dots velocities determined after Chen et al., 2004. The continuous black line shows prediction from a model of interseismic strain computed from a creeping dislocation embedded in an elastic half-space. Blue and green diamonds show, respectively, prediction of a 3D point-source dislocation model (Okada, 1992) for a slip rate of 16.2 and 19 mm.yr^{-1} . Data around Lhasa, quite far to the east of our study area, have not been taken into account. *b* Observed (Jackson & Bilham, 1994) (red dots) and modelled (same colour code as in Fig. 2.12a) vertical displacements along the levelling profile across Central Nepal projected along the Kathmandu section (see location in Fig. 2.10). Grey dots show data not included in our determination of the best model. These data include some levelling data clearly affected by subsidence in Kathmandu valley and some points in the lowlands. Note that the uplift deduced from the levelling has been shifted by 0.9 mm.yr^{-1} , which is the mean uplift rate in the foreland. 56
- 2.13 Interseismic velocities across the Himalaya of Western Nepal projected on a $N30^{\circ}E$ cross section (BB' in Fig. 2.10). Comparison with elastic dislocation modelling (continuous black line) and predicted velocities determined with the revised 3D point-source dislocation model (grey diamonds). Black dots show velocities at the campaign stations determined from this study. White dots show velocities derived from Chen et al., 2004. 57
- 2.14 *a*) Observed velocities relative to stable India (same colour code as in Fig. 2.10) as determined in this study, and velocities predicted from a 3D point-source dislocation model (Okada, 1992) (green arrows). Elastic moduli $\lambda = \mu = 0,33.10^{11} \text{Nm}^{-2}$. Yellow area shows the geometry of the locked fault zone of the MHT assumed in this model. Down-dip of the locked fault zone of the MHT is assumed to creep at 19 mm.yr^{-1} in a direction perpendicular to the local trend of the Himalayan arc for the Central and Eastern parts and 13.4 mm.yr^{-1} for the Western part. *b*) Close-up view of Central and Eastern Nepal. 59
- 2.15 Normalised reduced χ^2 as a function of slip rate. *a*) Blue and red dots represent, respectively, the reduced χ^2 calculated from the campaign data and the cGPS-DORIS. Green dots show both the GPS-DORIS and levelling data. *b*) Red and blue dots represent, respectively, the reduced χ^2 calculated from the levelling data and all the horizontal velocities. 60

2.16	<i>Azimuthal plot of residual horizontal velocities, relative to the best-fitting 3D model corresponding to Fig. 2.15, at all stations located either on the Indian Plate or across the Nepal Himalaya. As in Fig. 2.9, stars show stations that were used to determine the Euler pole of India in Table 2.7.</i>	61
3.1	<i>Velocities at all sites relative to stable India. Yellow, blue, and black arrows represent, respectively, the velocities determined by Bettinelli et al., 2006 at the cGPS stations, the DORIS station, and the campaign stations in Nepal.</i>	70
3.2	<i>Position as a function of time determined relative to ITRF2000 at cGPS stations (SIMR, DAMA, NAGA, GUMB). The cGPS data contain daily solution. Continuous lines show best fitting models obtained from equation 3.1. The model parameters are listed in Table 3.2.</i>	73
3.3	<i>Position detrended of the North component as a function of time at the 4 cGPS stations (SIMR, DAMA, NAGA, GUMB)(red dots) and tropospheric delays inverted during the BERNESE V4.2 processing (black dots).</i>	75
3.4	<i>Position as a function of time determined relative to ITRF2000 at the GUMB cGPS station. The black dots show determination by the BERNESE V4.2 processing including vertical tropospheric gradient inversion. The red dots show by the Precise Point Positioning processing including vertical and horizontal gradient inversion (Bar-Sever et al., 1998; Zumberge et al., 1997)</i>	77
3.5	<i>Time series comparison between the tropospheric delays inverted during the BERNESE V4.2 processing (black dots) and the tropospheric delays calculated using meteorological data (greyed zone), for the station of NAGA.</i>	79
3.6	<i>Time series comparison between the tropospheric delays inverted during the BERNESE V4.2 processing (black dots) and the tropospheric delays calculated using meteorological data (greyed zone), for the station of DAMA. Also shown is the detrended time series of the DAMA North component (red dots).</i>	80
3.7	<i>Time series comparison between the tropospheric delays inverted during the BERNESE V4.2 processing (black dots) and the tropospheric delays calculated using meteorological data (greyed zone), for the station of SIMR. (d) Time series of the residual, at the SIMR cGPS station, between tropospheric delays inverted during the processing and calculated using the meteorological data.</i>	81
3.8	<i>Time series of the residual, at the SIMR cGPS station, between tropospheric delays inverted during the processing and calculated using the meteorological data. The blue lines delimit the Monsoon period. The number for each Monsoon period corresponds to the average of the misfit.</i>	81

- 3.9 *Map of study area with location of the data analyzed in this article. Secular velocities relative to India (Bettinelli et al., 2006) determined from campaign GPS measurements, continuous GPS measurements at SIMR, DAMA, NAGA, GUMB), and continuous DORIS measurements at EVEB. Also indicated are the location where the free water level was determined from TOPEX-POSEIDON altimetric measurements and of the aquifer level from GRACE gravimetric measurements. Seismicity recorded by the National Seismic Center of Nepal between 04/01/1995 and 04/11/2000 ($M \geq 3$), relocated from the double difference technique, and focal mechanisms compiled from Harvard catalogue, or determined from regional waveforms and first motions (<http://www.globalcmt.org>, Sudhir Rajaure (DMG/NSC)). The white arrow and the dashed lines define the zone where a varying surface load, computed from the seasonal water level variations, is applied in the mechanical modeling.* 83
- 3.10 *Secular interseismic strain and seasonal variation of GPS positions relative to India. (a) Secular velocities relative to India determined from campaign measurements (black dots) and from the analysis of the time series recorded at the continuous geodetic stations (Bettinelli et al., 2006)(red dots, uncertainties are smaller than the dots size). Continuous line shows the predicted horizontal velocity for a slip rate of 16 mm.yr^{-1} a shallow dipping dislocation as indicated in cross section, derived from leastsquares ajustement of all GPS and leveling data form central Nepal (Bettinelli et al., 2006). (b) Detrended GPS time series by removing the secular motion determined. The seasonal variations increase in amplitude from South to North.(c) Simplified geological cross section and geophysical constraints on the crustal structure across central Nepal. See figure 3.9 for location of section. The conductivity section was obtained from a magnetotelluric experiment carried out along the section AB across central Nepal (Lemonnier et al., 1999). Also reported are the INDEPTH seismic sections run about 300 km east of section AB (Zhao & Nelson, 1993; Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996). All thrust faults are inferred to root at depth in a sub-horizontal ductile shear zone that coincides with a prominent mid-crustal reflector. White circles show seismicity corresponding to events with well constrained hypocentral depths (Cattin & Avouac, 2000).* 84

- 3.11 *Correlation between seasonal variation of seismicity, geodetic displacements and water level in the Ganges basin. (a) Seismicity ($M \geq 3$) is shown in red for the period over which the geometry of the seismic network has not changed. It is shown in grey for the period over which the detection level has varied due to discontinuous operation of the seismic stations (the apparent drop in January 2002 is in particular an artifact due to technical failure of about 50% of the seismic stations during that winter). Variations from the secular trend of the geodetic position at station DAMA (b) and GUMB (c). Water level variations in the Ganges basin (d) measured from Topex-Poseidon (yellow dots) and GRACE (blue dots). The pink shaded areas in (b) and (c) show predicted seasonal geodetic displacements computed using the Finite Element Model ADELI (Chéry & Hassani, 2005), of water level variation in the Ganges basin shown in (d).* 85
- 3.12 *Positions variations on the East-West and North-South components. This figure show a decrease of the North-South amplitude variance from North (GUMB station) to South (SIMR station).* 86
- 3.13 *Schematic diagram showing the effect of water level variation in the Ganges basin on geodetic displacements and strain in the Himalaya. a) In the summer monsoon, the water level rises inducing both southward horizontal displacements and subsidence. This strain implies extension at seismogenic depth (2-15 km) in the Himalaya, which reducing the effect of secular horizontal contraction due to interseismic strain build up. b) The opposite occurs in the winter so that unloading as the water level drop implies some contraction which adds to the secular interseismic contraction.* 89
- 3.14 *Boundary conditions and principle of the FEM modeling of the effect of variations of surface load associated with seasonal variation of the water level in the Ganges basin. We use a 2-D finite element model ADELI (Chéry & Hassani, 2005). The model consists of a 2000 km long section that approximates a profile across the Himalaya of Central Nepal. The model assume: Crustal thickness varies from 40 km beneath the Ganges basin to 82 km beneath Tibet. Crustal and upper mantle densities are set to 2900 kg.m^{-3} and 3300 kg.m^{-3} respectively. No horizontal displacements are allowed at the southern and the northern boundaries and vertical displacements are free. The model is loaded with gravitational body forces ($\vec{g} = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$). Hydrostatic foundations is applied at an arbitrary depth of 500 km to allow for isostatic restoring forces. The effect of variation of land water storage in the Ganges basin is simulating by applying a surface load $V = \rho_w g h_w$, where h_w is the water level and ρ_w the density of water. The Young modulus is 20 GPa and the Poisson coefficient is 0.25 (Cattin & Avouac, 2000).* 90
- 3.15 *Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station EVEB.* 91

3.16	<i>Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station GUMB. The amplitude of absolute vertical displacements is exaggerated in the modeling due to the instantaneous isostatic adjustment, but the relative vertical displacements predicted by the model are of the order of the observations (Fig. 3.20).</i>	92
3.17	<i>Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station NAGA.</i>	93
3.18	<i>Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station DAMA. The amplitude of absolute vertical displacements is exaggerated in the modeling due to the instantaneous isostatic adjustment, but the relative vertical displacements predicted by the model are of the order of the observations (Fig. 3.20).</i>	94
3.19	<i>Observed and predicted NS, EW and vertical displacements at station SIMR. The amplitude of absolute vertical displacements is exaggerated in the modeling due to the instantaneous isostatic adjustment, but the relative vertical displacements predicted by the model are of the order of the observations (Fig. 3.20).</i>	95
3.20	<i>Observed and predicted vertical displacements relative to SIMR at stations DAMA and GUMB. To enhance the seasonal signal on the vertical component, all the years are plotted together. The misfit suggests that vertical displacements in the Himalaya are probably also sensitive to other factors than the regional effect of the water level in the Ganges basin.</i>	96
3.21	<i>Effect of seasonal variation of surface load on Coulomb stress variation. Coulomb stress is defined as $S = \tau - \mu \cdot \sigma_n$, where $\mu = 0.3$ (King et al., 1994) and is computed on thrust fault dipping 30° to the North, consistent with most focal mechanisms in the seismicity cluster along the Himalayan front (Fig. 3.9). (a) Difference of Coulomb stress due to the seasonal ~ 4 m drop of the water level within the Ganges basin. (b) Temporal evolution of Coulomb stress computed at various depths and horizontal distances within the seismicity cluster. The Coulomb stress is maximum in the winter when the water level is low, and minimum at the end of the summer monsoon when the water level is at maximum. The peak to peak variation within the seismicity cluster is only 500 Pa.</i>	97
3.22	<i>Seasonal variations of seismicity rate and Coulomb stress rate. Top graph shows the average seasonal variation of seismicity between 04/01/1995 and 04/11/2000 (for $M \geq 3$ and $M \geq 4$) (Bollinger et al., 2007). The bottom graph shows variation of Coulomb stress rate computed at different points within the seismically active area at front of the high range. The number of events with magnitude larger than 4 has been multiplied by 5.</i>	98

3.23	<i>Determination of secular stress rate due to interseismic deformation. Variation of the correlation coefficient between Coulomb stress variation and the cumulative number of earthquakes as secular Coulomb stress increase, due to interseismic loading, is varied between 4 and 20 kPa.yr⁻¹. The correlation is optimum for a value around 8 kPa.yr⁻¹. Inset shows the relation between seismicity and Coulomb stress variation over a year, assuming a secular Coulomb stress rate of 8 kPa.yr⁻¹.</i>	99
4.1	<i>A et B - Illustrations des mécanismes d'accrétion du Moyen-Pays himalayen (Bollinger et al., 2004). C - Structure thermique calculée par Bollinger et al., 2006.</i>	106
4.2	<i>Carte géologique simplifiée du Népal. Le rectangle noir représente la zone d'étude, située entre le Lesser Himalaya et la dalle du Tibet au Sud de la chaîne des Annapurnas (région de Pokhara).</i>	108
4.3	<i>Carte géologique de la zone d'étude et coupe géologique issues de (Bollinger et al., 2004).</i>	109
4.4	<i>Photographie satellitaire Landsat7 de la zone d'échantillonnage (zone en transparence) entre Kusma et Chomrong, située au Sud de la chaîne des Annapurnas.</i>	110
4.5	<i>Photographies prises lors d'échantillonnage de Quartzites.</i>	112
4.6	<i>Carte des localisations des échantillons prélevés sur le terrain entre Kusma et Chomrong.</i>	114
4.7	<i>Schéma explicatif de la stratégie entreprise pour la découpe des "sucres" utilisés pour la création des lames minces. S₀ correspond au plan de stratigraphie et L_m représente la linéation minérale.</i>	115
4.8	<i>Exemple de photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite). Les autres lames minces sont reportées en Annexe C.</i>	116
4.9	<i>Carte des contraintes différentielles ($\Delta\sigma$ en MPa) calculées à partir des tailles moyennes de grains de Quartz.</i>	117
4.10	<i>Contraintes différentielles ($\Delta\sigma$ en MPa) en fonction de la distance structurale en prenant comme référence le chevauchement de Chomrong.</i>	119
4.11	<i>Températures (°C) en fonction de la distance structurale en prenant comme référence le chevauchement de Chomrong (Bollinger et al., 2004; Beyssac et al., 2004).</i>	121
4.12	<i>a) Graphique de l'inverse de la température en fonction du logarithme de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de loi de fluage de Hirth et al., 2001. b) Graphique de la température en fonction de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de loi de fluage de Hirth et al., 2001. Les points jaunes représentent les données issues de ce travail et de Bollinger et al., 2004; Beyssac et al., 2004 et la zone grisée l'incertitude associée aux températures et contraintes différentielles.</i>	122

4.13	a) Graphique de l'inverse de la température en fonction du logarithme de la contrainte différentielle utilisant les paramètres des lois de fluage reportées dans la table 4.3. b) Graphique de la température en fonction de la contrainte différentielle utilisant les paramètres des lois de fluage reportées dans la table 4.3. La zone grisée a été obtenue en combinant les valeurs de températures et contraintes obtenue dans la zone d'étude, en tenant compte de la dispersion des données. Les points jaunes suivent la médiane de la distribution ainsi obtenue.	124
4.14	a) Graphique de l'inverse de la température en fonction du logarithme de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de la loi de fluage 10 reportée dans la table 4.3. b) Graphique de la température en fonction de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de la loi de fluage 10 reportée dans la table 4.3. La zone grisée a été obtenue en combinant les valeurs de températures et contraintes obtenue dans la zone d'étude, en tenant compte de la dispersion des données. Les points jaunes suivent la médiane de la distribution ainsi obtenue.	125
4.15	a) Graphique de l'inverse de la température en fonction du logarithme de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de la loi de fluage pour les quartzites du Moyen-Pays himalayen. b) Graphique de la température en fonction de la contrainte différentielle utilisant les paramètres de la loi de fluage pour les quartzites du Moyen-Pays himalayen. La zone grisée a été obtenue en combinant les valeurs de températures et contraintes obtenue dans la zone d'étude, en tenant compte de la dispersion des données. Les points jaunes suivent la médiane de la distribution ainsi obtenue.	127
4.16	Coupe schématique de l'état stationnaire d'un prisme d'accrétion, modifiée d'après Dahlen & Barr, 1989.	129
B.1	Orbites de la constellation GPS.	139
B.2	Principe de la modulation du signal (d'après Beutler et al., 2001).	140
B.3	Simple différences entre les observations GPS.	147
B.4	Phase résiduelle en fonction du temps. a) phase avant différenciation ; b) phase après simple différence ; c) phase après double différence, modifiée d'après Cazenave & Feigl, 1994.	147
B.5	Doubles différences entre les observations GPS.	148
C.1	Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .	157
C.2	Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .	158

C.3	<i>Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .</i>	159
C.4	<i>Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .</i>	160
C.5	<i>Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .</i>	161
C.6	<i>Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .</i>	162
C.7	<i>Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .</i>	163
C.8	<i>Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .</i>	164
C.9	<i>Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .</i>	165
C.10	<i>Photographies microscopiques des lames minces brutes (colonne de gauche) et de segmentation à partir du logiciel eCognition (eCognition, 2006 ; colonne de droite) . . .</i>	166
D.1	<i>Lignes de base SIMRA-GUMBA dépentées</i>	167
D.2	<i>Ligne de base LHASA-GUMBA d'orientation N018°</i>	168
D.3	<i>Ligne de base LHASA-NAGARKOT d'orientation N018°</i>	168
D.4	<i>Ligne de base LHASA-DAMAN d'orientation N018°</i>	169
D.5	<i>Ligne de base LHASA-SIMRA d'orientation N018°</i>	169

Liste des tableaux

- 2.1 *Summary of velocities across the Himalaya determined from previous studies and from this study. The second column indicates the data used in each study: GPS campaign GPS measurements; L vertical velocities determined from repeated levelling measurements along the road from Birganj to Kodari across Central Nepal; cGPS continuous GPS measurements. The third column indicates the area of interest in each study; Np whole of Nepal; NpW Western Nepal; NpC Central Nepal; NpE Eastern Nepal; InW Western India; HiE Eastern Himalaya* 23
- 2.2 *List of GPS sites processed in this study, with dates of observations and number of daily sessions. ★All stations surveyed by LDG and IDYL-HIM teams, in collaboration with DMG* 28
- 2.3 *List and location of IGS stations taken into account in the processing. Cross station used; minus station not used. Also reported is the DOMES number of the stations. . .* 32
- 2.4 *Average velocities expressed in ITRF2000 and 1- σ uncertainties determined from the DORIS time-series at EVEB. In the last column, (1) indicates that the 14-parameters transformation recommended by Altamimi et al., 2002 was used; (2) indicates that the discontinuity on January 1, 2001 was corrected. The ITRF96 and ITRF97 velocities are poorly determined because the amount of available DORIS data for these stations was very limited at that time. These variable velocities thus generate problems for the combination (Altamimi, personal communication, 2005).* 36
- 2.5 *Station velocities relative to ITRF2000 and to stable India with 1- σ uncertainties in mm.yr⁻¹. The first part lists the GPS station velocities determined in this study from processing the raw data, the second part lists the DORIS station velocities obtained in this study from the combination in QOCA with all the GPS data, and the third part lists the GPS station velocities from stations in Southern Tibet obtained by converting the velocities determined by Chen et al., 2004 relative to ITRF97 to ITRF2000. ★ All stations surveyed by LDG and IDYL-HIM teams, in collaboration with DMG.* 42

2.6	<i>Coefficients of Eq. 2.1 used to fit the geodetic time-series with account for seasonal variations. Coefficients $p(\text{year})$ and $p(\text{days})$ correspond to the period expressed, respectively in years and in days.</i>	43
2.7	<i>Summary of Euler poles describing the Indian plate motion relative to ITRF2000 and to Eurasia and the Eurasia plate motion relative to ITRF2000 determined from this and previous studies.</i>	48
2.8	<i>Convergence rates, with $1-\sigma$ uncertainty, across Eastern Nepal and Western Nepal determined from a model of interseismic strain with the same fault geometry and slip azimuth as in Bollinger et al., 2004. The convergence rate was adjusted by minimising the reduced χ^2 criterion.</i>	53
2.9	<i>Parameters of the best fitting 2D dislocation models (Singh & Rani, 1993) for Eastern and Western Nepal, obtained by minimising the reduced χ^2 criterion. Bold values indicate the χ^2 criterion that was minimised to derive the model considered. Other values are listed for comparison.</i>	54
3.1	<i>List and location of IGS stations taken into account in the processing. Also reported is the DOMES number of the stations.</i>	71
3.2	<i>Coefficients of Eq. 3.1 used to fit the geodetic time-series with account for seasonal variations. Coefficients $p(\text{year})$ and $p(\text{days})$ correspond to the period expressed, respectively in years and in days.</i>	74
4.1	<i>Liste et localisations des échantillons prélevés sur le terrain</i>	113
4.2	<i>Liste, taille moyenne des grains de quartz et contrainte différentielle obtenue pour chaque échantillon prélevé sur le terrain.</i>	118
4.3	<i>Liste des paramètres de fluage à l'équilibre pour des roches de type quartzites.</i>	123
B.1	<i>Composants des signaux émis par les satellites (Beutler et al, 2001)</i>	140
B.2	<i>Exemples d'erreurs sur la mesure de distance en fonction de l'erreur sur la position de l'orbite (Beutler et al., 2001)</i>	142
B.3	<i>Exemples d'erreurs sur la mesure de distance avant et après correction par l'IGS (Beutler et al., 2001)</i>	142
B.4	<i>Combinaisons linéaires des observables GPS utilisées par le logiciel BERNese (Beutler et al., 2001)</i>	153

Références Bibliographiques

- Altamimi, Z., Sillard, P. & Boucher, C. (2002). ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **107**, 2214.
- Ambraseys, N. (2000). Reappraisal of north-indian earthquakes at the turn of the 20th century. *Current Science*, **79**, 1237–1250.
- Ambraseys, N. & Bilham, R. (2000). A note on the kangra m-s=7.8 earthquake of 4 april 1905. *Current Science*, **79**, 45–50.
- Ambraseys, N. & Jackson, D. (2003). A note on early earthquakes in northern india and southern tibet. *Current Science*, **84**, 570–582.
- Argand, E. (1924). La tectonique de l'asie. *13th International Geological Congress: Brussels*, 170–372.
- Argus, D. F. & Gordon, R. G. (1991). No-Net-Rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophysical Research Letters*, **18**, 2039–2042.
- Arita, K. (1983). Origin of the inverted metamorphism of the lower himalayas, central nepal. *Tectonophysics*, **95**, 43–60.
- Avouac, J. P. (2003). Mountain building, erosion, and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances in Geophysics*, **46**, 1–80.
- Avouac, J. P., Bollinger, L., Lavé, J., Cattin, R. & Flouzat, M. (2001). Le cycle sismique en Himalaya. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, **333**, 513–529.
- Avouac, J. P. & Burov, E. (1996). Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 717–747.
- Avouac, J. P. & Tapponnier, P. (1993). Kinematic model of active deformation in central asia. *Geophysical Research Letters*, **20**, 895–898.
- Banerjee, P. & Burgmann, R. (2002). Convergence across the northwest Himalaya from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1652.
- Bar-Sever, Y. E., Kroger, P. M. & Borjesson, J. A. (1998). Estimation horizontal gradients of tropospheric path delays with a single gps receiver. *Journal of Geophysical Research-Solid*

- Earth*, **103**, 5019–5035.
- Barros, A. P. & Lang, T. J. (2003). Monitoring the monsoon in the himalayas : observations in central nepal, june 2001. *Monthly Weather review*, **131**, 1408–1427.
- Bauersima, I. (1982). NAVSTAR-Global Positioning System (GPS), I. *Mitteilung der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald, Astronomical Institute, University of Berne*, **7**.
- Bauersima, I. (1983). NAVSTAR-Global Positioning System (GPS), II. *Mitteilung der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald, Astronomical Institute, University of Berne*, **10**.
- Beeler, N. M. & Lockner, D. A. (2003). Why earthquakes correlate weakly with the solid earth tides: Effects of periodic stress on the rate and probability of earthquake occurrence. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **108**, doi:10.1029/2001JB001518.
- Bettinelli, P., Avouac, J. P., Flouzat, M., Jouanne, F., Bollinger, L., Willis, P. & Chitrakar, G. R. (2006). Plate motion of india and interseismic strain in the nepal himalaya from gps and doris measurements. *Journal of Geodesy*, **80**, 567–589.
- Beutler, G., Bock, H., Dach, R., Fridez, P., Gurtner, W., Hugentobler, U., Ineichen, D., Johnson, J., Meindl, L., Mervart, L., Rothacher, M., Schaer, S., Springer, T. & Weber, R. (2001). Bernese GPS Software Version 4.2. *Astronomical Institute, University of Berne, Berne*.
- Beutler, G., Drewes, H. & Verdun, A. (2005). The Integrated Global Geodetic Observing System (IGGOS) viewed from the perspective of history. *Journal of Geodynamics*, **40**, 414–431.
- Beutler, G., Rothacher, M., Schaer, S., Springer, T. A., Kouba, J. & Neilan, R. E. (1999). The international GPS service (IGS): An interdisciplinary service in support of earth sciences. *Satellite Dynamics, Orbit Analysis and Combination of Space Techniques*, **23**, 631–653.
- Beyssac, O., Bollinger, L., Avouac, J. P. & Goffé, B. (2004). Thermal metamorphism in the lesser himalaya of nepal determined from raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth and Planetary Science Letters*, **225**, 233–241.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C. & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 1–13.
- Bilham, R. (1995). Location and magnitude of the 1833 nepal earthquake and its relation to the rupture zones of contiguous great himalayan earthquakes. *Current Science*, **69**, 101–128.
- Bilham, R. (1997). The elusive height of mount everest: Everest. *National Geographic Society*, 26–27.
- Bilham, R. (2004). Earthquakes in india and the himalaya: tectonics, geodesy and history. *Annals Of Geophysics*, **47**, 839–858.
- Bilham, R., Blume, F., Bendick, R. & Gaur, V. K. (1998). Geodetic constraints on the translation and deformation of India: Implications for future great Himalayan earthquakes. *Current*

- Science*, **74**, 213–229.
- Bilham, R., Gaur, V. K. & Molnar, P. (2001). Himalayan seismic hazard. *Science*, **293**, 1442–1444.
- Bilham, R., Larson, K., Freymueller, J., Jouanne, F., LeFort, P., Leturmy, P., Mugnier, J. L., Gamond, J. F., Glot, J. P., Martinod, J., Chaudury, N. L., Chitrakar, G. R., Gautam, U. P., Koirala, B. P., Pandey, M. R., Ranabhat, R., Sapkota, S. N., Shrestha, P. L., Thakuri, M. C., Timilsina, U. R., Tiwari, D. R., Vidal, G., Vigny, C., Galy, A. & deVoogd, B. (1997). GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, **386**, 61–64.
- Bills, G. B., Currey, D. R. & Marshall, G. A. (1994). Viscosity estimates for the crust and upper mantle from patterns of lacustrine shoreline deformation in the eastern great basin. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22059–22086.
- Blewitt, G., Bock, Y. & Kouba, J. (1995). Constructing the IGS polyhedron by distributed processing. In *Processing of the IGS Workshop ed. By J. Zumberge, IGS Central Bureau, Pasadena*, 31–36.
- Bollinger, L. (2002). *Déformation de l'Himalaya du Népal*. Ph. D. thesis, Paris XI.
- Bollinger, L., Avouac, J. P., Beyssac, O., Catlos, E. J., Harrison, M., Grove, M., Goffé, B. & Sapkota, S. (2004). Thermal structure and exhumation history of the lesser himalaya. *Tectonics*, **23**, 1–19.
- Bollinger, L., Avouac, J. P., Cattin, R. & Pandey, M. R. (2004). Stress buildup in the Himalaya. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **109**, B11405.
- Bollinger, L., Henry, P. & Avouac, J. P. (2006). Mountain building in the Nepal Himalaya: Thermal and kinematic model. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**, 58–71.
- Bollinger, L., Perrier, F., Avouac, J. P., Sapkota, S., Gautam, U. & Tiwari, D. R. (2007). Seasonal modulation of seismicity in the himalaya of nepal. *submitted to Geophysical Research Letters*.
- Boucher, C., Altamimi, Z. & Sillard, P. (1999). The 1997 International Terrestrial Reference Frame (ITRF97). *IERS Techn.*, **Note 27**, Paris Observatory.
- Boucher, C., Altamimi, Z., Sillard, P. & Feissel-Vernier, M. (2004). The International Terrestrial Reference Frame (ITRF2000). *IERS Tech.*, **Note 31**, Verlag des Bundesamts fur Kartographie and Geodasie, Frankfurt am Main.
- Bouchez, J. L. & Pêcher, A. (1976). Microstructures and quartz preferred orientations in quartzites of the annapurna area (central nepal), in the proximity of the main central thrust. *Geology*, **6**, 118–132.
- Bouchez, J. L. & Pêcher, A. (1981). The himalayan main central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central nepal. *Tectonophysics*, **78**, 23–50.
- Boussinesq, J. V. (1882). Les déplacements qu'entraînent de petites dilatations ou condensations quelconques produites, dans tout milieu homogène et isotrope indéfini, sont calculables à la

- manière d'une attraction newtonienne. *Compte-Rendu Academie des Sciences de Paris*, **94**, 1648–1650.
- Brown, L. D., Zhao, W., Nelson, K. D., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Clark, M., Liu, X. & Che, J. (1996). Bright spots, structure, and magmatism in southern tibet from indepth seismic reflection profiling. *Science*, **274**, 1688–1690.
- Cattin, R. & Avouac, J. P. (2000). Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**, 13389–13407.
- Cattin, R., Martelet, G., Henry, P., Avouac, J., Diament, M. & Shakya, T. (2001). Gravities anomalies, crustal structure and thermo-mechanical support of the Himalaya of Central Nepal. *Geophysical Journal International*, **147**, 381–392.
- Cazenave, A. & Feigl, K. (1994). *Formes et mouvements de la Terre. Satellites et géodésie*. Paris: Belin Edition, coll. "Croisé des Sciences".
- Chen, Q. Z., Freymueller, J. T., Wang, Q., Yang, Z. Q., Xu, C. J. & Liu, J. N. (2004). A deforming block model for the present-day tectonics of Tibet. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **109**, B01403.
- Chen, W. P. & Molnar, P. (1977). Seismic moments of major earthquakes and average rate of slip in central asia. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 2945–2969.
- Chen, Z., Burchfiel, B. C., Liu, Y., King, R. W., Royden, L. H., Tang, W., Wang, E., Zhao, J. & Zhang, X. (2000). Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**, 16215–16227.
- Chéry, J. & Hassani, R. (2005). <http://www.dstu.univ-montp2.fr/perso/chery/adeli-web/doc/adeli-user-guide-3p4-3d4-v2.3.htm>.
- Christie, J. M., Ord, A. & Koch, P. S. (1980). Relationship between recrystallized grain size and flow stress in experimentally deformed quartzite. *Eos Trans AGU.*, **61**, 377.
- Cochran, E. S., Vidale, J. E. & Tanaka, S. (2004). Earth tides can trigger shallow thrust fault earthquakes. *Science*, **306**, 1164–1166.
- Cohen, S. C. (1999). Numerical models of crustal deformation in seismic zones. *Advances in Geophysics*, **41**, 133–231.
- Cretaux, J. F., Soudarin, L., Cazenave, A. & Bouille, F. (1998). Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **103**, 30167–30181.
- Dahlen, F. A. & Barr, T. D. (1989). Brittle frictional mountain building 1. deformation and mechanical energy budget. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 3906–3922.
- Dahlen, F. A., Davis, D. & Suppe, J. (1984). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary

- wedges: Cohesive coulomb theory. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 10087–10101.
- Das, S. & Scholz, C. H. (1981). Off-fault aftershock cluster caused by shear-stress increase. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **71**, 1669–1675.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, **21**, 2191–2194.
- DeSigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, I. M., Luais, B., Guillot, S., Cosca, M. & G., M. (2000). Dating the indian continental subduction and collisional thickening in the northwest himalaya: multichronology of the tso morari eclogites. *Geology*, **28**, 487–490.
- Dewey, J. F. & Bird, J. M. (1970). Mountain belts and new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 2625–&.
- Dieterich, J. H. (1987). Nucleation and triggering of earthquake slip: effect of periodic stresses. *Tectonophysics*, **144**, 127–139.
- Dieterich, J. H. (1992). Earthquake nucleation on faults with rate-dependent and state-dependent strength. *Tectonophysics*, **211**, 115–134.
- Dieterich, J. H. & Kilgore, B. (1994). A constitutive law for the rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 2601–2618.
- Ding, L., Kapp, P. & Wan, X. Q. (2005). Paleocene-eocene record of ophiolite obduction and initial india-asia collision, south central tibet. *Tectonics*, **24**.
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Cheng, M. & Miyazaki, S. (2002). Anatomy of apparent seasonal variations from gps-derived site position time series. *Journal of Geophysical Research*, **107**, B4, 10.1029/2001JB000573.
- Dong, D., Herring, T. A. & King, R. W. (1998). Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data. *Journal of Geodesy*, **72**, 200–214.
- Douglas, A., Beavan, J., Wallace, L. & Townend, J. (2005). Slow slip on the northern hikurangi subduction interface, new zealand. *Geophysical Research Letters*, **32**, L16305, doi:10.1029/2005GL023607.
- Dragert, H., Wang, K. & James, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper cascadia subduction interface. *Science*, **292**, 1525–1528.
- eCognition (2006). Object oriented image analysis. *www.definiens.com*.
- Feldl, N. & Bilham, R. (2006). Great himalayan earthquakes and the tibetan plateau. *Nature*, **444**, 165–170.
- Flouzat, M., Avouac, J. P., Durette, B., Bollinger, L., Heritier, T., Jouanne, F. & Pandey, M. (2002). Interseismic deformation across the Himalaya of Central Nepal from GPS measurements. *EOS Trans AGU*, **83(47)**, Fall Meeting Suppl F366.

- Fluck, P., Hyndman, R. D. & Wang, K. (1997). Three-dimensional dislocation model for great earthquakes of the Cascadia subduction zone. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **102**, 20539–20550.
- Gahalaut, V. K. & Chander, R. (1997). On interseismic elevation changes and strain accumulation for great thrust earthquakes in the Nepal Himalaya. *Geophysical Research Letters*, **24**, 1011–1014.
- Gansser, A. (1964). *Geology of the Himalayas*. Inter-Science Publisher, New-York, N.Y., 289p.
- Gao, S. S., Silver, P. G., Linde, A. T. & Sacks, I. S. (2000). Annual modulation of triggered seismicity following the 1992 landers earthquake in California. *Nature*, **406**, 500–504.
- Gleason, G. C. & Tullis, J. (1993). Improving flow laws and piezometers for quartz and feldspar aggregates. *Geophysical Research Letters*, **20**, 2111–2114.
- Gleason, G. C. & Tullis, J. (1995). A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics*, **247**, 1–23.
- Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd, W. & Yin, A. (1992). Raising Tibet. *Science*, **255**, 1663–1670.
- Hashimoto, S., Ohta, Y. & Akiba, C. (1973). *Geology of the Nepal Himalayas*, 286p. Saikon Publishing Co. Ltd, Tokyo.
- Hassani, R., Jongmans, D. & Chéry, J. (1997). Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 17951–17965.
- Hauck, M. L., Nelson, K. D., Brown, L. D., Zhao, W. J. & Ross, A. R. (1998). Crustal structure of the Himalayan orogen at similar to 90 degrees east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles. *Tectonics*, **17**, 481–500.
- Hearn, E. H., Burgmann, R. & Reilinger, R. E. (2002). Dynamic of Izmit earthquake postseismic deformation and loading of the Duzce earthquake hypocenter. *Bulletin of Seismological Society of America*, **92**, 172–193.
- Heki, K. (2003). Snow load and seasonal variation of earthquake occurrence in Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **207**, 159–164.
- Heki, K. (2004). *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, Chapter Dense GPS array as a new sensor of seasonal changes of surface loads, pp. 177–196. American Geophysical Union, Washington.
- Hirth, G., Teyssier, C. & Dunlap, J. (2001). An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 77–87.
- Hodges, K. V., Parrish, R. & Searle, M. P. (1996). Tectonic evolution of the central Annapurna range, Nepalese Himalaya. *Tectonics*, **15**, 1264–1291.

- Hodges, K. V., Wobus, C., Ruhl, K., Schildgen, T. & Whipple, K. (2004). Quaternary deformation, river steepening, and heavy precipitation at the front of the higher himalayan ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, **7012**, 1–11.
- Holt, W. E., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X., Haines, A. J., Shen-Tu, B. & Ren, J. (2000). Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rates and Global Positioning System observations. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**, 19185–19209.
- Hopfield, H. (1969). Two-quadratic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of Geophysical Research*, **74**, 4487–4499.
- Hsu, Y. J., Simons, M., Avouac, J. P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., Natawidjaja, D., Prawirodirdjo, L. & Bock, Y. (2006). Frictional afterslip following the 2005 nias-simeulue earthquake, sumatra. *Science*, **312**, 1921–1926.
- Jackson, M. & Bilham, R. (1994). Constraints on Himalayan deformation inferred from vertical velocity-fields in Nepal and Tibet. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **99**, 13897–13912.
- Jaoul, O., Tullis, J. & Kronenberg, A. (1984). The effect of varying water contents on the creep behavior of heavitree quartzite. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 4298–4312.
- Jouanne, F., Mugnier, J. L., Gamond, J. F., Le Fort, P., Pandey, M. R., Bollinger, L., Flouzat, M. & Avouac, J. P. (2004). Current shortening across the Himalayas of Nepal. *Geophysical Journal International*, **157**, 1–14.
- Jouanne, F., Mugnier, J. L., Pandey, M. R., Gamond, J. F., Le Fort, P., Serrurier, L., Vigny, C. & Avouac, J. P. (1999). Oblique convergence in the Himalayas of western Nepal deduced from preliminary results of GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, **26**, 1933–1936.
- Kaneko, Y. (1995). Thermal structure in the annapurna region, central nepal himalaya: Implication for the inverted metamorphism. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology (Japan) Ganko*, **90**, 143–154.
- Kaniuth, K. & Vetter, S. (2005). Estimating atmospheric pressure loading regression coefficients from gps observations. *GPS solutions*, DOI 10.1007/s10291-005-0014-4.
- Kawamitsu, K. & Hayashi, D. (1991). Geology and three dimensional finite strain analysis around annapurna himal, central nepal. *Bulletin of the College of Science, University of the Ryukyus*, **52**, 39–54.
- King, G. C. P., Stein, R. S. & Lin, J. (1994). Static stress change and the triggering of earthquakes. *Bulletion of the Seismological Society of America*, **84**, 935–953.
- Koch, P. (1983). *Rheology and microstructures of experimentally deformed quartz aggregates*. Ph. D. thesis, University of California Los Angeles.
- Koch, P. S., Christie, J. M., Ord, A. & George Jr, R. P. (1989). Effect of water on the rheology of

- experimental deformed quartzite. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 13,975–13,996.
- Kohlstedt, D. L., Evans, B. & Mackwell, S. J. (1995). Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 17,587–17,602.
- Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R. & Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, **30**, 10.1029/2003GL017219.
- Kreemer, C., Haines, J., Holt, W. E., Blewitt, G. & Lavalée, D. (2000). On the determination of a global strain rate model. *Earth Planets and Space*, **52**, 765–770.
- Kronenberg, A. K. & Tullis, J. (1984). Flow strength of quartz aggregates: Grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 4281–4297.
- Kumar, S., Wesnousky, S. G., Rockwell, T. K., Briggs, R., Thakur, V. C. & Jayangondaperumal, R. (2006). Paleoseismic evidence of great surface-rupture earthquakes along the Indian Himalaya. *Journal of Geophysical Research*, **111**, doi:10.1029/2004JB003309.
- Kumar, S., Wesnousky, S. G., Rockwell, T. K., Ragona, D., Thakur, V. C. & Seitz, G. G. (2001). Earthquake recurrence and rupture dynamics of Himalayan Frontal Thrust, India. *Science*, **294**, 2328–2331.
- Larson, K. M., Burgmann, R., Bilham, R. & Freymueller, J. T. (1999). Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **104**, 1077–1093.
- Lavé, J. & Avouac, J. P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**, 5735–5770.
- Lavé, J., Yule, D., Sapkota, S., Basant, K., Madden, C., Attal, M. & Pandey, R. (2005). Evidence for a great medieval earthquake (approximate to 1100 AD) in the Central Himalayas, Nepal. *Science*, **307**, 1302–1305.
- Le Fort, P. (1975). Himalayas: the collided range, present knowledge of the continental arc. *American Journal of Sciences*, **275A**, 1–44.
- Lemonnier, C., Marquis, G., Perrier, F., Avouac, J. P., Chitrakar, G. R., Kafle, B., Sapkota, S., Gautam, U., Tiwari, D. & Bano, M. (1999). Electrical structure of the Himalaya of central Nepal: High conductivity around the mid-crustal ramp along the MHT. *Geophysical Research Letters*, **26**, 3261–3264.
- Lockner, D. A. & Beeler, N. M. (1999). Premonitory slip and tidal triggering of earthquakes. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **104**, 20133–20151.
- Lowry, A. R. (2006). Resonant slow fault slip in subduction zones forced by climatic load stress. *Nature*, **442**, 802–805.
- Lowry, A. R., Larson, K. M., Kostoglodov, V. & Bilham, R. (2001). Transient fault slip in Guerrero,

- southern mexico. *Geophysical Research Letters*, **28**, 3753–3756.
- Malavieille, J., Marcoux, J. & De Wever, P. (2002). *Himalaya-Tibet, Le choc des continents*. CNRS Editions et Museum national d'Histoire naturelle, Paris, France.
- Marone, C. (1998). Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **26**, 643–696.
- Melbourne, W. G. (1985). The case for ranging in gps based geodetic system. *In Proceeding of the 1st international symposium on precise positioning with global positioning system*, 373–386.
- Mercier, J. C., Anderson, D. & Carter, N. L. (1977). Stress in the lithosphere: Inferences from steady-state flow of rocks. *Pure Applied Geophysics*, **115**, 199–226.
- Mervart, L. (1995). Ambiguity Resolution Techniques in Geodetic and Geodynamic Applications of the Global Positioning System. *Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*, Band 53, Schweizerisch Geodätische Kommission Institut für Geodäsie und Photogrammetrie Eidg. Technische Hochschule Zürich.
- Miyazaki, S., Segall, P., Fukuda, J. & Kato, T. (2004). Space time distribution of afterslip following the 2003 tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties. *Geophysical Research Letters*, **31**, L06623, doi:10.1029/2003GL019410.
- Molnar, P. & England, P. (1990). Late cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg. *Nature*, **346**, 29–34.
- Molnar, P. & Pandey, M. R. (1989). Rupture zones of great earthquakes in the Himalayan region. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, **98**, 61–70.
- Molnar, P. & Tapponnier, P. (1975). Cenozoic tectonics of asia: effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419–426.
- Mueller, I. & Beutler, G. (1992). The International GPS Service for Geodynamics - Development and Current Structure, in Processings 6th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning . *Ohio State University, Columbus, Ohio, USA*, **2**, 823–835.
- Nelson, K. D., Zhao, W. J., Brown, L. D., Kuo, J., Che, J. K., Liu, X. W., Klemperer, S. L., Makovsky, Y., Meissner, R., Mechie, J., Kind, R., Wenzel, F., Ni, J., Nabelek, J., Chen, L. S., Tan, H. D., Wei, W. B., Jones, A. G., Booker, J., Unsworth, M., Kidd, W. S. F., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Wu, C. D., Sandvol, E. & Edwards, M. (1996). Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results. *Science*, **274**, 1684–1688.
- NGS (2004). <http://www.ngs.noaa.gov/antcal/index.shtml>.
- Ohta, Y., Akiba, C., Arita, K. & Maruo, Y. (1973). *Geology of the Nepal Himalayas*, Chapter Pokhara-Gurka region, pp. 159–188. Saikon Publishing Co. Ltd., Sapporo (Japan).
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of*

- the Seismological Society of America*, **82**, 1018–1040.
- Ord, A. & Christie, J. M. (1984). Flow stresses from microstructures in mylonites quartzites of the moine thrust zone, assynt area, scotland. *Journal of Structural Geology*, **6**, 639–654.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yurai, H. & Nishimura, T. (2002). Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the tokai region, central japan. *Science*, **298**, 1009–1012.
- Pandey, M., Tandukar, R., Avouac, J., Vergne, J. & Heritier, T. (1999). Seismotectonics of Nepal himalayas from a local seismic network. *Journal of Asian Earth Sciences*, **17(5-6)**, 703–712.
- Pandey, M. R. & Molnar, P. (1988). The distribution of intensity of the bihar-nepal earthquake of 15 january 1934 and bounds on the extent of the rupture zone. *Journal of Nepal Geological Society*, **5**, 23–45.
- Pandey, M. R., Tandukar, R. P., Avouac, J. P., Lave, J. & Massot, J. P. (1995). Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (NEPAL). *Geophysical Research Letters*, **22**, 751–754.
- Pant, M. R. (2002). A step toward a historical seismicity of nepal. *Adarsa*, **2**, 29–60.
- Paterson, M. S. & Luan, F. C. (1990). *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, Chapter Quartz rheology under geological conditions, pp. 299–307. Geol. Soc. Spec. Publ.
- Patriat, P. & Achache, J. (1984). India- Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, **311**, 615–621.
- Paudel, L. P. & Arita, K. (2000). Tectonic and polymetamorphic history of the lesser himalaya in central nepal. *Journal of Asian Earth Sciences*, **18**, 561–584.
- Paul, J., Burgmann, R., Gaur, V. K., Bilham, R., Larson, K. M., Ananda, M. B., Jade, S., Mukal, M., Anupama, T. S., Satyal, G. & Kumar, D. (2001). The motion and active deformation of India. *Geophysical Research Letters*, **28**, 647–650.
- Pêcher, A. (1975). The main central thrust of the nepal himalaya and the related metamorphism in the modi-khola cross-section (annapurna range). *Himalayan Geology*, **5**, 115–132.
- Pêcher, A. (1989). The metamorphism in central himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**, 31–41.
- Peltzer, G. & Tapponnier, P. (1988). Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the india-asia collision - an experimental approach. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, **93**, 15085–&.
- Perfettini, H. & Avouac, J. P. (2004a). Postseismic relaxation driven by brittle creep : A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershoks, application to the chi-chi earthquake, taiwan. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **109**.

- Perfettini, H. & Avouac, J. P. (2004b). Stress transfer and strain rate variations during the seismic cycle. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **109**, B06402.
- Perfettini, H. & Avouac, J. P. (2007). Modeling afterslip and aftershocks following the 1992, landers earthquake. *Journal of Geophysical Research (in Press)*.
- Perfettini, H., Schmittbuhl, J. & Cochard, A. (2003). Shear and normal load perturbations on a two-dimensional continuous fault: 2. dynamic triggering. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **108**, doi:10.1029/2002JB001805.
- Perfettini, H., Schmittbuhl, J., Rice, J. R. & Cocco, M. (2001). Frictional response induced by time-dependent fluctuations of the normal loading. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 13455–13472.
- Powell, C. M. A. & Conaghan, P. J. (1973). Plate tectonics and the himalayas. *Earth and Planetary Science Letters*, **20**, 1–12.
- Press, W. H. & Teukolsky, S. A. (1997). Numerical recipes: Does this paradigm have a future? *Computers in Physics*, **11**, 416–424.
- Putkonen, J. K. (2004). Continuous snow and rain data at 500 to 4400m altitude near annapurna, nepal, 1999-2001. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **36**, 244–248.
- Ramillien, G., Frappart, F., Cazenave, A. & Guntner, A. (2005). Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of grace geoids. *Earth and Planetary Science Letters*, **235**, 283–301.
- Rana, B. S. J. B. (1935). Nepalako mahabhukampa (1990 sala) nepal's great earthquake.
- Ray, J., Dong, D. & Altamimi, Z. (2004). IGS reference frames: status and future improvements. *GPS Solutions*, **8**, 251–266.
- Robinson, D. M., DeCelles, P. G., Patchett, J. & Garzione, C. N. (2001). The kinematic evolution of the nepalese himalaya interpreted from nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 507–521.
- Rogers, G. & Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip: The chatter of slow earthquakes. *Science*, **300**, 1942–1944.
- Rothacher, M. & Mader, G. (1996). Combinaison of antenna phase offsets and variations, Antenna calibration set IGS-01. *Berne, Switzerland: IGS central bureau*.
- Rowley, D. B. (1996). Age of initiation of collision between india and asia: a review of stratigraphic data. *Earth And Planetary Science Letters*, **145**, 1–13.
- Royer, J. Y. & Patriat, P. (2002). *Himalaya-Tibet, Le choc des continents*. CNRS Editions et Museum national de'Histoire naturelle, Paris, France.
- Saastamoinen, J. (1972). Contributions of the theory of atmospheric refraction (part i). *Bulletin Géodésique*, **105**, 279–298.

- Saastamoinen, J. (1973a). Contributions of the theory of atmospheric refraction (part ii). *Bulletin Géodésique*, **107**, 13–34.
- Saastamoinen, J. (1973b). Introduction to practical computation of astronomical refraction. *Bulletin Géodésique*, **106**, 383–397.
- Schelling, D. (1992). The tectonostratigraphy and structure of the eastern nepal himalaya. *Tectonics*, **11**, 925–943.
- Schulte-Pelkum, V., Monsalve, G., Sheehan, A., Pandey, M. R., Sapkota, S., Bilham, R. & Wu, F. (2005). Imaging the indian subcontinent beneath the Himalaya. *Nature*, **435**, 1222–1225.
- Sella, G. F., Dixon, T. H. & Mao, A. L. (2002). REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **107**, 2081.
- Shen, Z. K., Zhao, C. K., Yin, A., Li, Y. X., Jackson, D. D., Fang, P. & Dong, D. N. (2000). Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positioning System measurements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**, 5721–5734.
- Sillard, P., Altamimi, Z. & Boucher, C. (1998). The ITRF96 realization and its associated velocity held. *Geophysical Research Letters*, **25**, 3223–3226.
- Singh, S. J. & Rani, S. (1993). Crustal deformation associated with 2-dimensional thrust faulting. *Journal of Physics of the Earth*, **41**, 87–101.
- Socquet, A. (2003). *Accommodation du mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde: depuis la Faille de Sagaing jusqu'à la Synthaxe Est Himalayenne*. Ph. D. thesis, Université de Paris XI.
- Soudarin, L., Cretaux, J. F. & Cazenave, A. (1999). Vertical crustal motions from the DORIS space-geodesy system. *Geophysical Research Letters*, **26**, 1207–1210.
- Tanaka, S., Ohtake, M. & Sato, H. (2002). Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 2211, doi:10.1029/2001JB001577.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F. & Watkins, M. M. (2004). GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science*, **305**, 503–505.
- Tapponnier, P. & Molnar, P. (1976). Slip-line field-theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, **264**, 319–324.
- Tapponnier, P. & Molnar, P. (1977). Active faulting and tectonics in china. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 2905–&.
- Tapponnier, P., Xu, Z. Q., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G. & Yang, J. S. (2001). Oblique stepwise rise and growth of the tibet plateau. *Science*, **294**, 1671–1677.
- Tavernier, G., Fagard, H., Feissel-Vernier, M., Lemoine, F., Noll, C., Ries, J., Soudarin, L. & Willis, P. (2005). The International DORIS Service. *Satellite Dynamics in the ERA of Interdisciplinary Space Geodesy*, **36**, 333–341.

- Tiampo, K., Rundle, J., Klein, W., Ben-Zion, Y. & McGinnis, S. (2004). Using eigenpattern analysis to constrain seasonal signals in southern california. *Pure Applied Geophysics*, **161**, 1991–2003.
- Toda, S., Stein, R. S. & Sagiya, T. (2002). Evidence from the ad 2000 izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature*, **419**, 58–61.
- Tödheide, K. (1972). *Water: a comprehensive treatise*, Chapter Water at high temperature and pressure, pp. 463–514.
- Twiss, R. J. (1977). Theory and applicability of a recrystallized grain-size paleopiezometer. *Pure Applied Geophysics*, **115**, 228–244.
- Upreti, B. (1999). An overview of the stratigraphy and tectonics fo the nepal himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences*, **17**, 577–606.
- Upreti, B. N., Nakata, T., Kumahara, Y., Yagi, H., Okumura, K., Rockwell, T., Verdi, N. & Maemoku, H. (2000). The latest active faulting in southeast nepal: in active fault research for the new millenium. In *the Hokudan International Symposium and School on Active Faulting*, edited by K. T. K. Okumura, and H. Goto, Hiroshima, Japan.
- Van Dam, T., Wahr, J., Milly, P. C. D., Shmakin, A. B., Blewitt, G., Avallee, D. & Larson, K. (2001). Crustal displacements due to continental water loading. *Geophysical Research Letters*, **28**, 651–654.
- Vergne, J., Cattin, R. & Avouac, J. P. (2001). On the use of dislocations to model interseismic strain and stress build-up at intracontinental thrust faults. *Geophysical Journal International*, **147**, 155–162.
- Vidale, J. E., Agnew, D. C., Johnston, M. J. S. & Oppenheimer, D. H. (1998). Absence of earthquake correlation with earth tides: an indication of high preseismic fault stress rate. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 24567–24572.
- Wang, Q., Zhang, P. Z., Freymueller, J. T., Bilham, R., Larson, K. M., Lai, X., You, X., Niu, Z., Wu, J., Li, Y., Liu, J., Yang, Z. & Chen, Q. (2001). Present-day crustal deformation in china constrained by global positioning system measurements. *Science*, **294**, 574–577.
- Webb, F. & Eds, Z. J. (1995). An introduction to the GIPSY/OASIS II. *Report JPLM D-11088*, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena.
- Wessel, P. & Smith, W. (2001). The generic mapping tools (GMT) version 3.4 technical reference & cookbook. *School of Ocean and Earth Science and Technology/National Oceanic and Atmospheric Administration (SOEST/NOAA)*.
- Williams, S. D. P., Bock, Y., Fang, P., Jamason, P., Nikolaidis, R. M., Prawirodirdjo, L., Miller, M. & Johnson, D. J. (2004). Error analysis of continuous GPS position time series. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **109**, B03412.

- Willis, P., Berthias, J. P. & Bar-Server, Y. E. (2006). Systematic errors in the Z-geocenter derived using satellite tracking data: a case study from SPOT-4 DORIS data in 1998. *Journal of Geodesy*, **79**, 567–572.
- Willis, P., Boucher, C., Fagard, H. & Altamimi, Z. (2005). Geodetic applications of the DORIS system at the French 'Institut géographique national'. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**, 653–662.
- Willis, P., Haines, B., Berthias, J. P., Sengenès, P. & Le Mouél, J. L. (2004). Behavior of the DORIS/jason oscillator over the South Atlantic Anomaly. *Comptes Rendus Geoscience*, **336**, 839–846.
- Willis, P. & Heflin, M. B. (2004). External validation of the GRACE GGM01C gravity field using GPS and DORIS positioning results. *Geophysical Research Letters*, **31**, L13616.
- Willis, P. & Ries, J. C. (2005). Defining a DORIS core network for Jason-1 precise orbit determination based on ITRF2000: methods and realization. *Journal of Geodesy*, **79**, 370–378.
- Wubbena, G. (1985). Software Developments for Geodetic Positioning with GPS Using TI 4100 Code and Carrier Measurements. In *Proceedings of the 1st international symposium on precise positioning with the global positioning system*, 403–412.
- Yoshioka, S., Mikumo, T., Kostoglodov, V., Larson, K. M., Lowry, A. R. & Singh, S. K. (2004). Interplate coupling and a recent aseismic slow slip event in the Guerrero seismic gap of the Mexican subduction zone, as deduced from GPS data inversion using a Bayesian information criterion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**, 513–530.
- Zhang, J., Bock, Y., Johnson, H., Fang, P., Williams, S., Genrich, J., Wdowinski, S. & Behr, J. (1997). Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Error analysis of daily position estimates and site velocities. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **102**, 18035–18055.
- Zhang, P. Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W. J., Burgmann, R. & Molnar, P. (2004). Continuous deformation of the tibetan plateau from global positioning system data. *Geology*, **32**, 809–812.
- Zhao, W. J. & Nelson, K. D. (1993). Deep seismic-reflection evidence for continental underthrusting beneath Southern Tibet. *Nature*, **366**, 557–559.
- Zumberge, J. F., Heflin, M. B., Jefferson, D. C., Watkins, M. M. & Webb, F. H. (1997). Precise point positioning for an efficient and robust analysis of gps data from large networks. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **102**, 5005–5017.

Index

χ^2 47, 53

A

Ambiguïtés 33, 138, 141

Amplitudes 126

Antenne 33, 132, 139

Aquifère 77

B

Bakthapur 9

Basin du Gange 77

Bengalore 24

BERNESE 18, 28, 69, 128

Bihar-Népal 9

Bruit

 blanc 38

 scintillant 38

C

Cambrien 8

Chaîne Himalayenne 1, 17, 50

Chargement 77

Chevauchement 3, 9

Cinématique 1

Codes 126

Contrainte de Coulomb 50, 89

Contraintes différentielles 95, 101

Convergence 2

Convergence des plaques 9, 25

Cristallin 8

Cycle sismique 20, 63

D

Déformation 19

 crustale 20, 25, 53, 62, 85

 intersismique 49, 53, 62

Délais troposphériques 75, 141

Déphasage 130

Déplacements

 horizontaux 58

 verticaux 58

Distance structurale 101

DORIS 17, 34

E

Echantillonnage 97

Effets

 atmosphériques 129, 134, 141

 de l'ionosphère 135

 de la troposphère 135

Eocène 8

Ephémérides 127, 140

Equations normales 141

Erosion 53

Eurasie 2, 20, 49

Everest 34

Extrusion latérale 2

F

Filtre de Kalman 37

Fréquences

 fondamentales 125

 sinusoïdales 125

G

Géodésie Spatiale.....	18
Géologie.....	1
Géophysique.....	24
Glissements géologiques.....	62
Gneiss.....	8
GPS.....	17, 124
campagnes.....	19, 33
continu.....	19, 25, 67

H

Haut Himalaya.....	8
Himalaya.....	1
Holocène.....	20
Horloges.....	131, 140

I

Incertitudes.....	37, 50, 58, 70
Inde.....	2, 17, 20, 46
fixe.....	49
INDEPTH.....	55
Intersismique.....	19
ITRF.....	18

J

Jason-1.....	34
--------------	----

K

Kangra.....	9
Kathmandu.....	24

L

Ligne de base.....	127
Linéation.....	8
Lithosphère.....	63
Loi de fluage.....	111
Loi rhéologique.....	95
Longueur d'onde.....	127

M

Magnitude.....	25
MBT.....	3
MCT.....	3
MFT.....	3, 50
MHT.....	3, 18, 24, 50
Microsismicité.....	9, 53, 89
Modèles	
à éléments finis ADELI.....	85
de dislocation élastique.....	18
de dislocation élastique 2D.....	53
de dislocation élastique 3D.....	58
Morphotectonique.....	1
Mousson.....	1
Mouvement de la plaque Indienne.....	58
Moyen Himalaya.....	8
Moyen Pays.....	96

N

Népal.....	17, 128
Nivellement.....	54
NUVEL-1A.....	50

O

Orbites.....	127, 140
Orbites précises.....	28, 69
Orogenèse.....	1

P

Pétero-métamorphique.....	1
Pôle eulérien.....	24, 37, 46
Paléocontraintes.....	95
Paléosismicité.....	25
Pendage.....	8
Piémont Himalayen.....	19
Piezomètre.....	11
Plan de stratification.....	101

Positionnement 124, 127
 Précambrien 8
 Prisme d'accrétion 107
 Pseudo-distance 129

Q

Quartzite 11, 95

R

Récepteurs 127, 140
 Résidus 141
 Rampe mi-crustale 24
 Recristallisation 101
 Relaxation
 postsismique 62
 visqueuse 62
 Rhéologie 111
 Rivières
 Bagmati 24
 Bakeya 24

S

Sédimentation 53
 Séismes 1, 9, 25, 62
 Séries temporelles 37, 70
 Satellites 124
 Saut de cycle 131
 Schistes noirs 111
 Signaux 125
 Sismotectonique 11
 Siwaliks 8
 SLR 35
 SPOT-4 34
 Structurale 1

T

Taux
 de convergence 18, 50

 de raccourcissement 17, 58, 62
 géologiques 25, 50
 Tectonique 1, 19
 Terrasses 24
 Thermobarométrie 1
 Thermochronologie 1
 Thermométrie 111
 Tibet 17, 19
 Troposphère 33, 74

V

Variations saisonnières 38, 65, 77
 Vitesses 37, 70
 résiduelles 49
 séculaires 38
 VLBI 35

Z

Zone de creeping 50

Thèse de Doctorat de l'Institut de Physique du Globe de Paris

DÉFORMATION INTERSISMIQUE DE L'HIMALAYA
DU NÉPAL À PARTIR DE DONNÉES GPS

Pierre BETTINELLI

CEA, Bruyères-Le-Châtel

*Département Analyse Surveillance Environnement
Service Laboratoire de Détection et Géophysique*

Résumé : La vitesse de convergence intersismique au travers de l'Himalaya du Népal - paramètre essentiel dans l'étude du cycle sismique - est débattue depuis plusieurs années. Pour contraindre cette dernière, nous avons combiné avec succès des données géodésiques de campagnes, de stations cGPS et de stations DORIS, pour déterminer le mouvement de la plaque indienne ainsi que la déformation crustale actuelle au travers de l'Himalaya du Népal. Il ressort que le mouvement de l'Inde par rapport à l'Eurasie, que nous estimons à 35 mm.an^{-1} , est significativement moins rapide que celui déduit des modèles géologiques globaux de tectonique des plaques. Le modèle de déformation crustale au travers de l'Himalaya oriental et central indique que le MHT est bloqué sur une distance d'environ 115 km, de la surface jusqu'à une profondeur d'environ 20 km sous le front de la haute chaîne. Le raccourcissement horizontal, induit par un fluage ductile le long de la partie la plus profonde du MHT, correspond à $19 \pm 2.5 \text{ mm.an}^{-1}$ dans le Centre-Est Népal. Au travers du Népal occidental, le modèle de la déformation et le taux de raccourcissement évalué sont de $13.4 \pm 5 \text{ mm.an}^{-1}$, taux moins contraint, par manque de stations cGPS.

L'analyse des séries temporelles GPS a montré, outre le terme séculaire, des variations saisonnières importantes, notamment sur la composante horizontale perpendiculaire à la chaîne himalayenne. Nous avons pu mettre en évidence que ces variations saisonnières ne provenaient pas d'un artefact de traitement, mais de la réponse flexurale de la croûte continentale à un chargement des aquifères situés dans la plaine du Gange. La réponse élastique de la lithosphère à cette charge saisonnière induit des variations de contrainte de Coulomb au niveau de l'essai microsismique mi-crustal himalayen. Ces variations permettent d'expliquer au premier ordre les variations de taux de sismicité saisonnières mises en évidence à l'échelle du catalogue de sismicité népalais.

L'étude microstructurale de quartzites nous a, par ailleurs, permis d'estimer les contraintes différentielles présentes autour de la transition fragile-ductile. A partir de la combinaison de données thermométriques, structurales, géodésiques et paléopiéziométriques, une loi rhéologique expérimentale des quartzites du Moyen-Pays himalayen a pu être définie. La détermination de cette loi de fluage apporte une contrainte supplémentaire à la connaissance de la structure rhéologique de la lithosphère continentale himalayenne, un paramètre essentiel dans les modèles mécaniques du cycle sismique.

Mots Clés : GPS, DORIS, Déformation, Intersismique, Tectonique, Convergence des plaques, Variations saisonnières, Délais troposphériques, Sismicité, Chargements, Rhéologie, Himalaya, Népal.

नेपाल पहाड