



AVERTISSEMENT

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

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

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

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

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

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

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

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

Evolution tectonique du Tianshan oriental du Néogène à l'actuel



Présenté par Dimitri Saint-Carlier

Mme. Aurélia Hubert-Ferrari	Professeur à l'Université de Liège	Rapporteur
M. Jérôme Van der Woerd	Chargé de recherches CNRS à l'IPG de Strasbourg	Rapporteur
M. Manfred Strecker	Professeur à l'Université de Potsdam (Allemagne)	Examineur
M. Jean-François Ritz	Directeur de Recherches CNRS à Géosciences Montpellier	Examineur
M. Stéphane Dominguez	Chargé de Recherches à Géosciences Montpellier	Invité
M. Pierre-Henri Blard	Chargé de Recherches CNRS au CRPG	Invité
M. Jérôme Lavé	Directeur de recherches CNRS au CRPG	Directeur de thèse
M. Julien Charreau	Maître de conférences au CRPG	Co-directeur de thèse



Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier Julien, Jérôme et P.-H. de m'avoir permis de réaliser cette thèse avec eux. Ces quatre années furent un plaisir. Je tiens tout particulièrement à saluer Julien, qui a su être présent pour m'aiguiller tout au long de ma thèse, que ce soit dans le questionnement scientifique, dans les méandres de l'administration ou bien encore pour tempérer ma tendance prononcée à l'auto-critique. Merci aussi à Jérôme et sa sagacité, qui m'ont permis de débloquer un certain nombre de questionnements. Et à P.-H. pour m'avoir fait découvrir la cosmochimie.

Je tiens à remercier les membres du jury : Aurélia Hubert-Ferrari, Jérôme Van Der Woerd, Manfred Strecker et Jean-François Ritz qui me font l'honneur de bien vouloir examiner mon travail.

Un grand merci aussi à Marianne Font et Daniel Amorèse pour m'avoir initié à la recherche scientifique lors de mon premier stage de laboratoire. C'est ensuite Fabien Graveleau et Bernard Delcaillau, avec qui j'ai eu l'opportunité d'effectuer mon stage de M2, que je souhaite remercier pour m'avoir lancé dans la recherche. Je tiens tout particulièrement à remercier Fabien qui est le premier à m'avoir fait découvrir le Tianshan (par images satellites interposées certes, mais tout de même).

Je salue tout particulièrement Nico pour m'avoir tout, ou presque, appris des manipulations chimiques de l'extraction du Béryllium. Merci à Flo, Léo, Romain, Amandine, compagnons du labo Be, ainsi qu'à Manu et à l'équipe du STEVAL qui m'ont apporté leur aide dans les préparations de mes échantillons. Au passage, Amandine, je te souhaite bien du courage et de la réussite pour la suite.

Je n'oublie pas Stéphane qui nous a accompagnés lors de ma première mission au Tianshan et avec qui j'ai fréquemment échangé sur les aspects tectoniques par la suite. Je n'oublie pas non plus Jean-Philippe et Luca qui m'ont permis de retourner sur le Tianshan une seconde fois pour y redécouvrir plus posément les merveilles de la Géomorphologie avec Jean-Philippe.

Je voudrais aussi remercier Maarten Lupker, avec qui j'ai pu initier quelques mesures d'âges d'enfouissement de $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$, et toute la team ASTER, toujours extrêmement accueillante et sympathique.

J'ai aussi une pensée pour Benjamin et Valentin, pour ces midis de sciences & sciences fictions...

Je remercie ici mon père pour m'avoir transmis son attrait pour la nature et son scepticisme à toute épreuve qui trouve sa fonction dans la remise en cause permanente qu'est le questionnement scientifique.

Ma mère aussi, sans qui je ne saurais probablement pas aligner deux mots pour faire une phrase correcte et qui a toujours été là quoi qu'il arrive. C'est bien évidemment aussi à elle que ce manuscrit doit d'être dépouillé de 90% des fautes d'orthographe que j'y avais subrepticement glissé.

Élise bien sûr, sans qui ma vie serait bien moins lumineuse...

Sommaire

Introduction générale	1
1 Avant propos.....	1
2 Intérêt scientifique.....	2
3 Organisation du manuscrit	3
Chapitre I : La collision Inde / Eurasie	5
I.1 Avant la collision	7
I.2 Quelques mots sur l'âge de la collision de l'Inde	7
I.3 Cinématique des déformations suite à la collision.....	8
I.4 Les données sismiques.....	10
I.5 Modalités de la déformation en Asie	11
I.6 Propagation de la déformation	13
I.7 Modalités de la formation des chaînes de montagnes en Asie.....	15
Chapitre II : Les modalités de la déformation d'une chaîne de collision intracontinentale	17
II.1 Introduction	19
II.2 Qu'est-ce qu'une chaîne de montagnes intracontinentale ?.....	19
II.3 Dynamique d'une chaîne intracontinentale : apport de la modélisation.....	21
II.4 Apport du GPS	22
II.5 Les piémonts: lieux privilégiés de la déformation.....	24
II.6 Détail des types de structures tectoniques développées au sein des piémonts.....	25
II.7 Les différents marqueurs morphologiques enregistrant la déformation tectonique.....	27
II.8 Le challenge de la datation dans les milieux arides de l'Asie.....	33
II.9 Conclusions	34
Chapitre III : Le Tianshan : une chaîne intracontinentale paléozoïque réactivée au tertiaire	37
III.1 Contexte géologique et structural du Tianshan	39
III.2 Historique de la genèse du Tianshan au Paléozoïque.....	41
III.3 L'évolution du Tianshan depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à la fin du Mésozoïque	43
III.4 La réactivation du Tianshan au Cénozoïque	46
III.5 Quaternaire.....	49

III.6 Le Tianshan : une chaîne de montagnes active	51
III.7 Conclusion	53
Chapitre IV : Quantification de la déformation à travers le Tianshan : enjeu et méthodes	57
IV.1 Datation par isotopes cosmogéniques.	59
IV.2 Modélisation géométrique du plissement.....	80
Chapitre V : Le piémont Sud	85
V.1 Introduction	88
[Article] Major temporal variations in shortening rate absorbed along a large active fold of the southeastern Tianshan piedmont (China).....	89
[Article] Cosmogenic burial dating of syn-tectonic sediments and shortening history of the Quilitagh Anticline (Southern Tianshan piedmont, China)	123
V.4. Anticlinal de Qiulitagh le long de la rivière de Yaha	136
V.5. Synthèse et conclusion sur la tectonique récente du piémont Sud	144
Chapitre VI : Les zones internes de la chaîne.....	147
Introduction.....	149
[Article] The Tianshan, an immature orogenic wedge: evidence from active deformation in the Bayanbuluk intermontane basin	150
Chapitre VII : Le piémont Nord.....	169
VII.1 Introduction	172
[Article] Miocene to Holocene morpho-tectonic evolution of the Dushanzi anticline (northern Tianshan, China)	178
VII.3. Répartition latérale de la déformation le long du piémont Nord	207
VII.4 Bilan et discussion sur le piémont Nord	222
Chapitre VIII : Synthèse et conclusions.....	229
VIII.1. Synthèse des vitesses de raccourcissement	231
VIII.2. Discussion sur l'état de maturité de la chaîne du Tianshan.	236
VIII.3. Bilan méthodologique	237
VIII.4 Perspectives.....	240
Bibliographie	242
Annexe I Protocole Expérimental.....	254
Annexe II [Article] The impact of Quaternary glaciations on denudation rates in central Asia.....	261
Résumé / Abstract.....	272

Introduction générale

1 Avant propos

Le sujet de l'étude qui suit est d'explorer la tectonique récente de la chaîne de montagnes du Tianshan oriental. Je vais donc tout d'abord décrire brièvement cette chaîne de montagnes. Tianshan (天山; 天: Tian (ciel) et 山: Shan (montagne)), signifie montagnes célestes, c'est une chaîne de montagnes de plus de 2500 kilomètres de longueur comprenant des sommets à plus de 7000 mètres d'altitude. Elle constitue le cinquième relief terrestre après l'Himalaya, les Andes, les Rocheuses et le Pamir. Cette chaîne se situe au nord-ouest de la Chine, et se poursuit également au travers du Kirghizistan, du Kazakhstan, de l'Ouzbékistan et du Tadjikistan. Son sommet le plus élevé est le Jengish Chokusu (anciennement pic Pobedy), situé à la frontière entre la Chine et le Kirghizistan, qui culmine à 7439 mètres d'altitude. Comme spécifié dans le titre de cette thèse, nous nous intéressons ci-après essentiellement à la partie Est de cette chaîne de montagnes, et donc à sa partie chinoise. Ce segment oriental appartient à la région autonome ouïghoure du Xinjiang (新疆) qui est la plus grande région de la Chine (elle en représente un sixième de la surface) et en constitue l'extrémité nord-ouest. La capitale de cette région chinoise se nomme Urumqi (乌鲁木齐) et se situe au nord de la chaîne. Cette ville recense plus de 1,6 million d'habitants (en 2007) et est la ville la plus continentale au monde : la mer la plus proche en est à plus de 2500 kilomètres de distance. Cette partie orientale du Tianshan se trouve encadrée par deux déserts : le Taklamakan (塔克拉玛干沙漠) au sud et le Dzoosotoyn Elisen (古尔班通古特沙漠) au nord. Ces deux déserts reposent sur des cratons, c'est-à-dire des morceaux de plaques continentales, anciens, très rigides, et peu déformés. Celui du sud se nomme Tarim et celui du nord Junggar, ils forment tous les deux des dépressions sur lesquelles se sont installés ces déserts. Une autre particularité de la région est le bassin de Turpan (吐鲁番盆地), il se situe à 150 km au sud-est de la ville d'Urumqi et forme une telle dépression topographique qu'il constitue la deuxième zone terrestre la plus basse après la Mer morte avec son point le plus bas situé à 154 mètres en dessous du niveau de la mer. Cette région de la Chine est aussi connue du fait que la célèbre route de la soie la traversait. En effet, un des axes majeurs de cette voie commerciale, qui s'est mise en place plus de 2000 ans avant Jésus Christ, passait par le piémont Sud du Tianshan, c'est-à-dire entre le Tianshan et le désert de Taklamakan.

Du point de vue de l'anthropisation : Les piémonts Nord et Sud du Tianshan oriental sont des régions en forte industrialisation ce qui entraîne une croissance importante de la population. La géologie de ces régions est liée de deux manières à la présence de cette population : c'est une des causes de cette affluence mais c'est aussi un facteur de risque à prendre en compte lors de l'aménagement du territoire. Les ressources géologiques dans ces régions sont en effet nombreuses et attirent les industriels et la main d'œuvre qui va avec. Les ressources les plus importantes sont certainement les réservoirs en hydrocarbures (pétrole, gaz, charbon) qui sont présents en importante quantité sur les piémonts et activement exploités. Ces activités induisent une forte croissance de la population, impliquant la construction de nombreux immeubles mais aussi de barrages hydrauliques. Cependant la densification de la population et la construction de nouvelles infrastructures constituent des enjeux croissants pour lesquels se pose la question de l'aléa sismique. En effet, ces régions sont actives sismiquement et cela doit être pris en compte par les autorités locales lors de la construction des bâtiments. Nos études, bien qu'indirectement liées à la prévention sismique, constituent des bases solides de connaissance des structures tectoniquement actives. En

effet, localiser et identifier les structures actives, et surtout en connaître les vitesses de raccourcissement dans un passé récent à l'échelle géologique, sont des informations cruciales pour tenter de prévoir les événements sismiques potentiels. Comprendre comment ont évolué ces structures au cours du temps constitue aussi tout simplement un apport nouveau de connaissance scientifique. D'un autre côté, ces résultats apportent aussi d'importantes informations pour les industriels pétroliers.

2 Intérêt scientifique

Deux questionnements majeurs ont guidé ce travail : quelle est la place du Tianshan dans la déformation de l'Asie ? Et comment évolue la topographie d'une chaîne de montagnes en ré-activation ?

La collision de l'Inde avec l'Eurasie a entraîné la déformation de multiples structures tectoniques à travers l'ensemble de l'Asie. Les détails des mécanismes et de la répartition de la déformation au sein de l'Asie sont toujours en débat, bien que leurs études aient débuté dans les années 1970. L'Inde est entrée en collision avec l'Asie il y a environ 55 millions d'années (Ma) et est notamment à l'origine de la genèse de l'Himalaya et du Tibet, mais pas seulement. En effet, cette collision induit une contrainte compressive à l'origine de l'extrusion de toute l'Asie du Sud-Est et de la réactivation en compression de nombreuses chaînes au nord du plateau tibétain (le Pamir, le Tianshan, l'Altaï, etc.). Cependant les détails de la propagation de cette déformation et son évolution au cours du temps ne sont toujours pas parfaitement contraints. En m'intéressant au Tianshan, l'une des chaînes réactivée par la collision Inde/Eurasie, en détaillant son histoire et en quantifiant sa déformation récente, j'entends contribuer à améliorer la compréhension de la déformation du continent asiatique.

Par ailleurs, la réactivation récente de la chaîne du Tianshan par la collision Inde/Eurasie en fait un cas d'étude intéressant de la mise en place du relief par la réutilisation d'une ancienne zone de suture. Le Tianshan est en effet, une chaîne qui s'est tout d'abord formée au Paléozoïque et dont les reliefs se sont ensuite érodés durant le Mésozoïque. Ce n'est que par la réactivation liée à la collision de l'Inde avec l'Eurasie que le Tianshan ré-entre dans une phase importante de déformation active. On comprend et on parvient assez bien à modéliser la dynamique de genèse d'une chaîne de montagnes se formant à la jonction de deux plaques. Cependant comment réagit une chaîne de montagnes ancienne, dont la topographie s'est laissée aplanir durant une longue période de quiescence tectonique, à la sollicitation de nouvelles contraintes compressives, demeure une question en suspens. Je discute donc au cours de cette thèse des modalités de la réactivation du Tianshan oriental, de la maturité de cette chaîne et de son état d'équilibre. Je m'appuie pour cela sur une étude de sa topographie et, en me basant sur des études de quantification de sa déformation durant le Néogène et le Quaternaire, sur une meilleure connaissance de la répartition de la déformation.

Je me suis donc attaché à identifier les structures actives et à contraindre leurs vitesses de raccourcissement au Quaternaire, mais aussi leurs histoires plus anciennes au Néogène. Grâce à l'étude de marqueurs morphologiques déformés et à leur datation par la méthode des isotopes cosmogéniques j'ai ainsi pu déterminer les taux de raccourcissement récents (<200ka) sur de nombreuses structures. En parallèle j'ai également modélisé la géométrie de strates de croissance syntectonique bien datées par magnétostratigraphie afin de reconstruire l'histoire détaillée du plissement associé. J'ai aussi tenté de comprendre les relations entre ces différentes structures actives, présentes sur les piémonts Sud et Nord, mais aussi au centre de la chaîne, ainsi que leurs évolutions géographiques et temporelles.

3 Organisation du manuscrit

Dans le **chapitre I** j'introduis brièvement l'histoire et la dynamique de la déformation en Asie. Ce chapitre définit le contexte géographique et géodynamique dans lequel se situe cette étude et permet de comprendre l'importance de la place de la chaîne du Tianshan dans l'accommodation de la déformation au sein de l'Asie. Ainsi, une variation perçue dans la déformation du Tianshan est à mettre en parallèle de changements au sud de l'Asie.

Le **chapitre II** aborde les modalités de la déformation d'une chaîne de montagnes intracontinentale. L'objectif est de présenter les outils de mesure de la déformation utilisés dans les chapitres suivants et d'introduire le modèle de prisme critique qui sert de référence pour l'interprétation de l'évolution de la chaîne.

Le **chapitre III** développe l'histoire géologique du Tianshan, qui forme son héritage structural. J'expose donc son évolution depuis le Paléozoïque en y détaillant les contraintes existantes sur les vitesses de déformation au Néogène et au Quaternaire.

Le **chapitre IV** est quant à lui consacré à la présentation des méthodes que j'ai plus particulièrement utilisé et développé au cours de ce travail de thèse. La première partie se compose d'une revue de la méthodologie de la datation par isotope cosmogénique, à laquelle se greffent les développements effectués au cours de ma thèse. La seconde partie détaille brièvement le fonctionnement d'un modèle de plissement cinématique permettant de mesurer les raccourcissements sur des couches stratigraphiques syntectoniques.

Le **chapitre V** entre dans le vif du sujet, puisqu'il contient les résultats de trois sites d'études de la déformation localisés dans le piémont Sud du Tianshan oriental. On y observe des structures fonctionnant à plusieurs millimètres de raccourcissement par an.

Le **chapitre VI** présente un point clef de ma thèse qui est le bassin intra-chaîne de Bayanbuluk. Ce bassin piégé et soulevé au cœur de la chaîne présente une topographie plane, seulement perturbée par la naissance de plusieurs rangées de chevauchements. La datation de surfaces alluviales déformées par ces chevauchements nous permet de proposer qu'une activité récente se propage au cœur de la chaîne. La présence de ces bassins intra-chaînes et leur activité sont des évidences de l'immaturité de la chaîne.

Le **chapitre VII** se compose de multiples sites d'études localisés au travers le piémont Nord du Tianshan. Ces sites ont fait l'objet de quantification de leurs vitesses de raccourcissement quaternaires et démontrent l'amenuisement des vitesses de raccourcissement vers l'est du piémont en accord avec les données GPS actuelles et la rotation horaire du bloc du Tarim au sud qui induit une déformation du Tianshan diminuant d'ouest en est.

Le **chapitre VIII** synthétise l'ensemble des discussions. J'y présente tout d'abord mes discussions sur les vitesses de raccourcissement et l'évolution du Tianshan au cours du temps puis mes discussions d'un point de vue méthodologique. Je propose enfin des perspectives portant sur les moyens de poursuite de l'investigation de la déformation au Tianshan. J'aborde aussi le potentiel des résultats cosmogéniques pour une étude climatique du Tianshan au Quaternaire. Et enfin, je présente les projets de poursuite de développement des outils méthodologiques.

Introduction générale

Chapitre I : La collision Inde / Eurasie



Vallée de la rivière de Taxi.

"Pourquoi, se demanda-t-il, tant de gens passent-ils leur vie à éviter de trouver les réponses aux questions - et en premier lieu à éviter les questions ? N'y avait-il pourtant rien de plus excitant que de chercher des réponses ?"

Prélude à Fondation, Isaac Asimov

Contenu du Chapitre I

I.1 Avant la collision.....	7
I.2 Quelques mots sur l'âge de la collision de l'Inde.....	7
I.3 Cinématique des déformations suite à la collision	8
I.3.1 Les déformations long terme	8
I.3.2 Déformation récente (<1Ma)	8
I.3.3 Les mouvements enregistrés par les stations GPS	9
I.4 Les données sismiques	10
I.5 Modalités de la déformation en Asie	11
I.6 Propagation de la déformation	13
I.7 Modalités de la formation des chaînes de montagnes en Asie.....	15

I.1 Avant la collision

L'Asie centrale est le résultat de l'assemblage de nombreux blocs continentaux issus de la dislocation du supercontinent qu'était le Gondwana (*e.g.* Scotese, 1997 ; Heubeck, 2001). À partir de l'Ordovicien, ces blocs continentaux se détachent du Gondwana et migrent du sud vers le nord pour venir s'accoler un à un à la Sibérie. Les multiples collisions qui en résultent, créent au Paléozoïque la ceinture orogénique d'Asie centrale, autrement nommée : Altaïds (*e.g.* Windley *et al.*, 2007 ; Wilhem *et al.*, 2012). Cette ceinture débute dans sa partie occidentale par la chaîne de l'Oural et s'étend d'ouest en est au travers du centre de l'Asie jusqu'à l'océan Pacifique. Le morcellement du Gondwana se poursuit, et de nombreux blocs continentaux continuent d'entrer en collision avec le sud de l'Asie. Le dernier bloc continental à se détacher du Gondwana au Jurassique est l'Inde, qui vient entrer en collision avec l'Asie à l'Éocène. L'Asie telle qu'on la connaît est donc un puzzle géant constitué de multiples blocs continentaux soudés les uns aux autres à la suite de collisions.

I.2 Quelques mots sur l'âge de la collision de l'Inde

La collision entre l'Inde et l'Eurasie est documentée depuis de nombreuses années et ses détails continuent d'être de nos jours de vifs sujets de débat au sein de la communauté des géosciences. Différents types d'études ont apporté des indices sur la cinématique de cette collision. Les premières preuves formelles viennent notamment de l'identification et de la datation des roches du plancher océanique de l'océan Indien, par des études de leurs anomalies magnétiques (*e.g.* Heirtzler *et al.*, 1968 ; Le Pichon et Heirtzler, 1968). En effet le champ magnétique terrestre varie au cours des temps géologiques et les roches du plancher océanique enregistrent les propriétés magnétiques lors de leur mise en place. Ainsi, ces indices témoignent du démantèlement d'un ancien supercontinent : le Gondwana (constitué notamment de ce qui est aujourd'hui : l'Afrique, l'Inde, l'Amérique du Sud, l'Antarctique et l'Australie). C'est de ce supercontinent que l'Inde se détache il y a ~200 Ma pour remonter vers le nord à une vitesse de ~15 cm/an, jusqu'à entrer en collision avec l'Asie vers 50 Ma, ce qui fait baisser sa vitesse à 5 cm/an (Molnar et Stock, 2009 ; Copley *et al.*, 2010 ; Fig. I.2.1). Cette collision a de nombreux autres témoins géologiques : l'arrêt de la sédimentation marine au niveau de la zone de suture, la mise en place d'ophiolites, la formation de roches métamorphiques associée à une phase de subduction continentale, ou bien encore l'étude de faunes qui ont pu se déplacer entre l'Inde et l'Asie suite à la jonction entre les deux continents (*e.g.* Najman *et al.*, 2010). Ces nombreuses méthodes situent la collision entre 50 et 55 Ma, avec cependant des estimations s'étalant de 65 à 34 Ma. La genèse des reliefs du Tibet et de l'Himalaya est aussi interprétée comme s'étant déroulée en plusieurs phases d'accrétions successives de blocs continentaux au sud de l'Asie (*e.g.* Replumaz et Tapponnier, 2003 ; Van Hinsbergen *et al.*, 2012). C'est-à-dire que l'Inde ne serait que le dernier, mais le plus important, bloc continental à venir s'accréter à l'Asie. Cette rencontre entre l'Inde et l'Asie est notamment à l'origine de la genèse de l'Himalaya (Patriat et Achache, 1984), la plus haute chaîne de montagnes terrestre. Mais elle est aussi responsable de la réactivation de structures tectoniques dans l'ensemble de l'Asie centrale (Molnar et Tapponnier, 1975).

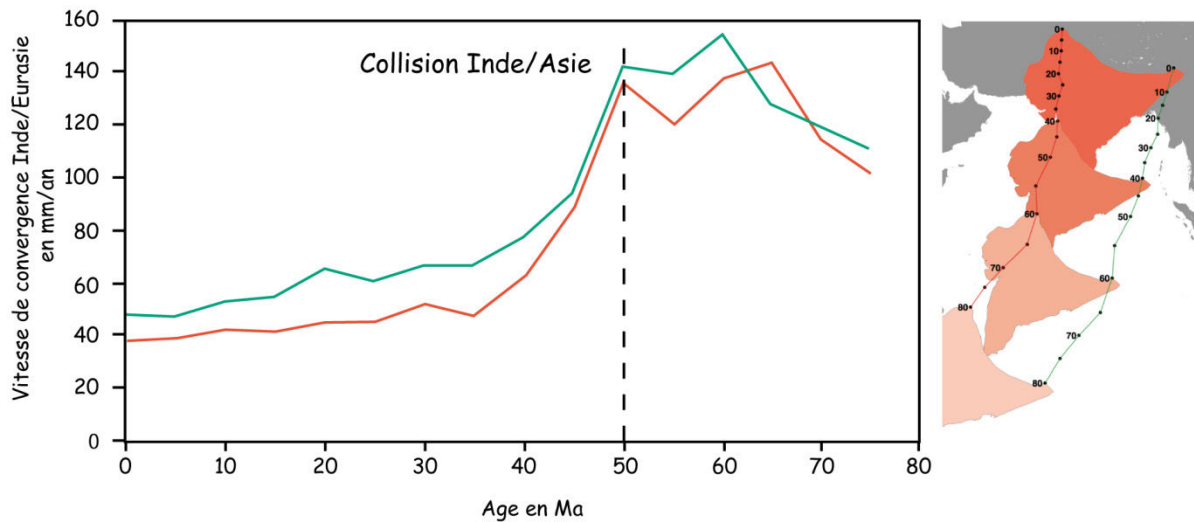


Figure I.2.1 : À gauche : taux de convergence entre l'Inde et l'Eurasie depuis 75 Ma. À droite : mouvement de l'Inde par rapport à l'Eurasie fixe, depuis 80 Ma jusqu'à nos jours. (modifiée par Julien Charreau d'après Copley et al., 2010).

I.3 Cinématique des déformations suite à la collision

I.3.1 Les déformations long terme

La déformation de l'Asie est quantifiée par deux approches basées sur des études de paléomagnétisme. La première approche repose sur la datation des roches du plancher océanique (e.g. Heirtzler *et al.*, 1968 ; Le Pichon et Heirtzler, 1968). La reconstitution de la croissance des planchers océaniques de l'océan indien et de l'océan pacifique permettent en effet de contraindre la vitesse à long terme de la remontée de l'Inde vers la Sibérie (Fig. I.2.1). Ce sont essentiellement ces données qui quantifient le rapprochement et démontrent le ralentissement de la migration de l'Inde entre 50 et 35 Ma à la suite de la collision (e.g. Copley *et al.*, 2010 ; Fig. I.2.1). La deuxième approche paléomagnétique consiste à reconstituer les paléolatitudes des différents blocs continentaux aux cours du temps (e.g. Chen *et al.*, 1993 ; Dupont-Nivet *et al.*, 2002). Ces informations permettent de contraindre les mouvements du sud vers le nord, mais aussi les mouvements de rotation des différents blocs continentaux qui composent l'Asie. Ce qui apporte des contraintes fortes sur la dynamique à grande échelle de la déformation de l'Asie.

I.3.2 Déformation récente (<1Ma)

Une autre contrainte est apportée par la quantification de la cinématique des failles et de la déformation. (e.g. Avouac et Tapponnier, 1993 ; Tapponnier *et al.*, 2001). En effet, de nombreux chevauchements et cisaillements accommodent le raccourcissement au travers de l'Asie (Fig. I.3.1). Les vitesses de déplacement de ces accidents peuvent être mesurées à l'aide de repères déformés par ceux-ci. Par exemple, on peut mesurer la déformation subie par une terrasse alluviale depuis son abandon ou bien encore le décalage d'un massif granitique traversé par une faille. Les études montrent qu'une part importante de la déformation récente se concentre au niveau de ces accidents majeurs (e.g. Avouac et Tapponnier, 1993).

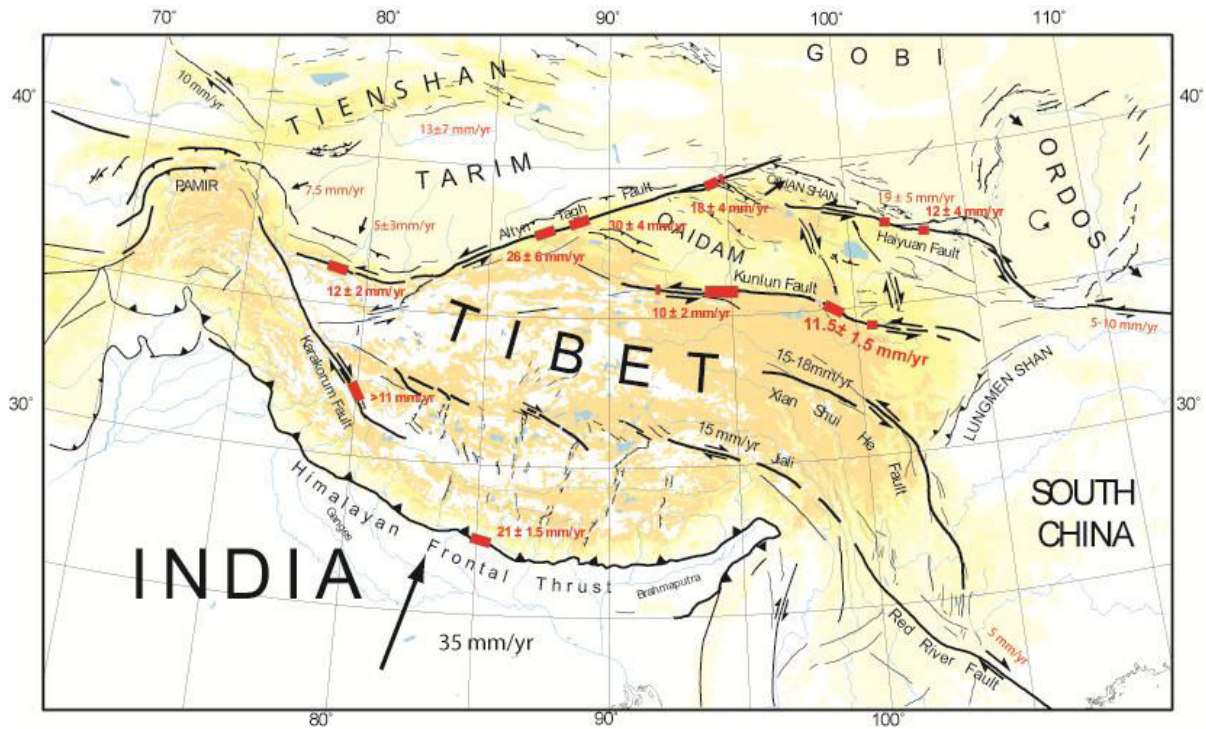


Figure I.3.1 : Carte des vitesses de déformation des principales structures actives du Tibet (modifiée par Julien Charreau d'après Tapponnier *et al.*, 2001).

I.3.3 Les mouvements enregistrés par les stations GPS

La mise en place de stations GPS au travers le monde depuis quelques dizaines d'années constitue un nouveau moyen d'investigation de la tectonique des plaques. L'Asie centrale est équipée de stations GPS fixes dont les positions sont enregistrées de manière précise et comparées d'année en année. Ce dispositif permet donc de quantifier les mouvements des différents blocs continentaux. Ainsi, l'Inde se déplace à une vitesse de ~ 38 mm/an vers la Sibérie (considérée comme référentiel stable) (e.g. Holt *et al.*, 2000 ; Wang *et al.*, 2001 ; Fig. I.3.2).

Ces vitesses GPS au travers de l'Asie font aussi apparaître la distribution de la déformation au sein du continent (Fig. I.3.2). Premièrement, cela montre que le raccourcissement entre l'Inde et la Sibérie n'est pas uniquement accommodé par la déformation de l'Himalaya. En effet, les stations GPS au delà de latitudes de plus de 45° N enregistrent encore des mouvements vers le nord. Ces mouvements démontrent qu'il y a des zones entre l'Himalaya et la Sibérie qui sont en déformation et accommodent une partie du raccourcissement. Deuxièmement, les vitesses de déplacement de la partie est, s'orientent progressivement (d'ouest en est) vers le sud-est. Ces vitesses traduisent l'extrusion (*i.e.* l'expulsion) de l'Asie du sud-est due à la compression induite par la collision de l'Inde (e.g. Wang *et al.*, 2001; Fig. I.3.2).

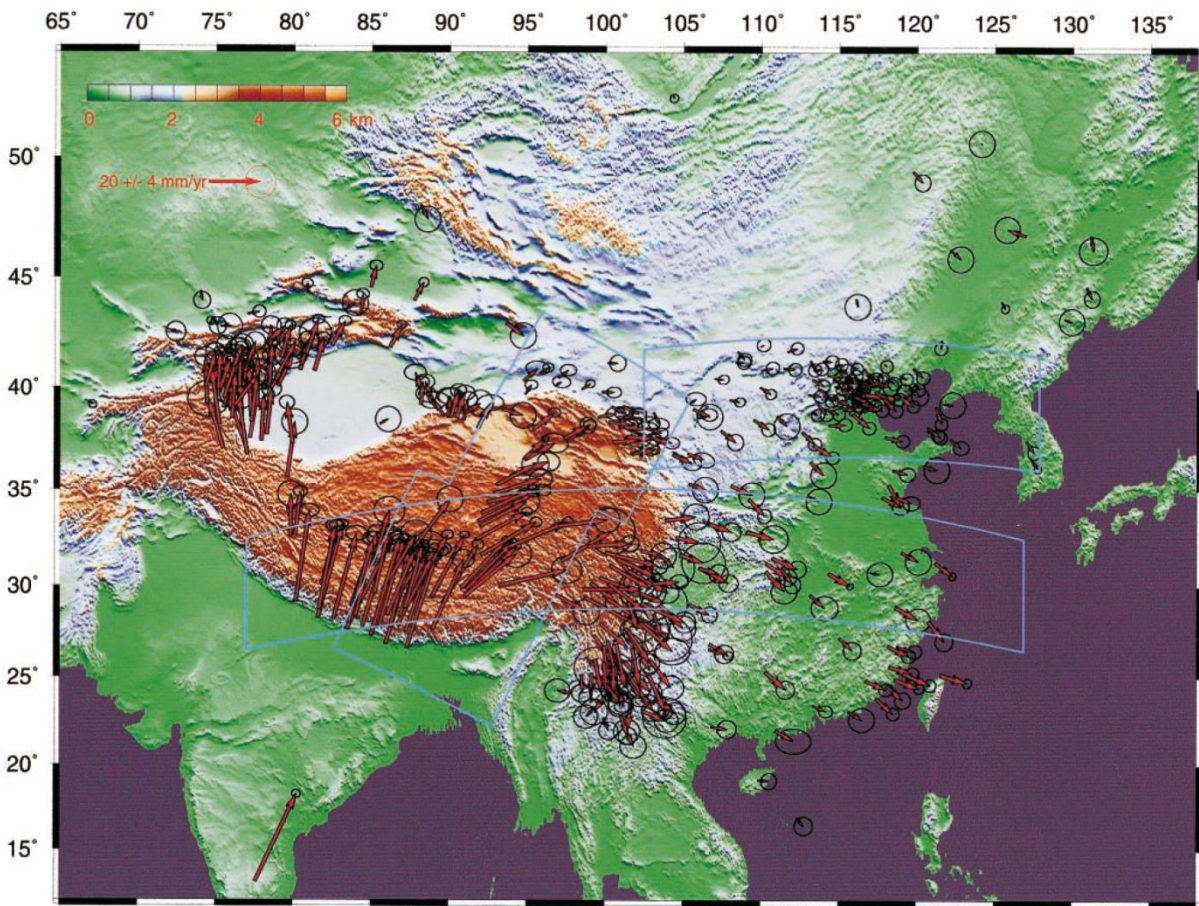


Figure I.3.2 : Vitesses GPS par rapport à l'Eurasie considérée comme stable, les ellipses représentent les erreurs associées (Wang et al., 2001).

I.4 Les données sismiques

La sismicité expérimentale (mesurée par des sismomètres depuis environ une trentaine d'années) et historique (évaluée à partir de témoignages et/ou d'archives) constitue aussi un moyen pour localiser et quantifier les déformations tectoniques. L'Asie centrale est très active sismiquement, et les séismes de forte magnitude y sont fréquents (Fig. I.4.1). Un séisme de magnitude 7,8 a très récemment eu lieu dans la région de Katmandou au Népal (26 avril 2015), faisant plus de 5000 victimes et 10000 blessés. C'est aussi dans l'objectif de prévenir ce genre de catastrophe humaine que l'étude de l'activité tectonique en général prend toute son importance.

Ce que nous apprennent ces séismes : c'est où et comment est accommodée la déformation. Ainsi, les mécanismes au foyer des séismes majeurs montrent des zones de chevauchement très actives au niveau de l'Himalaya mais aussi au niveau du Tianshan (chaîne au nord de l'Himalaya). Ces mécanismes au foyer (Fig. I.4.1) démontrent aussi la présence de grands accidents cisailants, notamment au nord de l'Himalaya et au niveau de l'Altaï (chaîne de montagnes située au niveau de la frontière entre la Chine et la Russie, et s'étendant d'est en ouest sur le Kazakhstan et la Mongolie). Ce qui soutient la théorie de l'extrusion de l'Asie du sud-est. Une autre information importante est l'absence de grands séismes dans le Tarim (bassin au nord de l'Himalaya) et dans la péninsule indienne (Fig. I.4.1 ; Lee et al., 1976 ; Holt et al., 2000). Ce qui confirme que ce sont des zones rigides faiblement déformables. La dispersion géographique des séismes montre aussi que l'activité tectonique n'est pas exclusivement localisée sur les accidents majeurs.

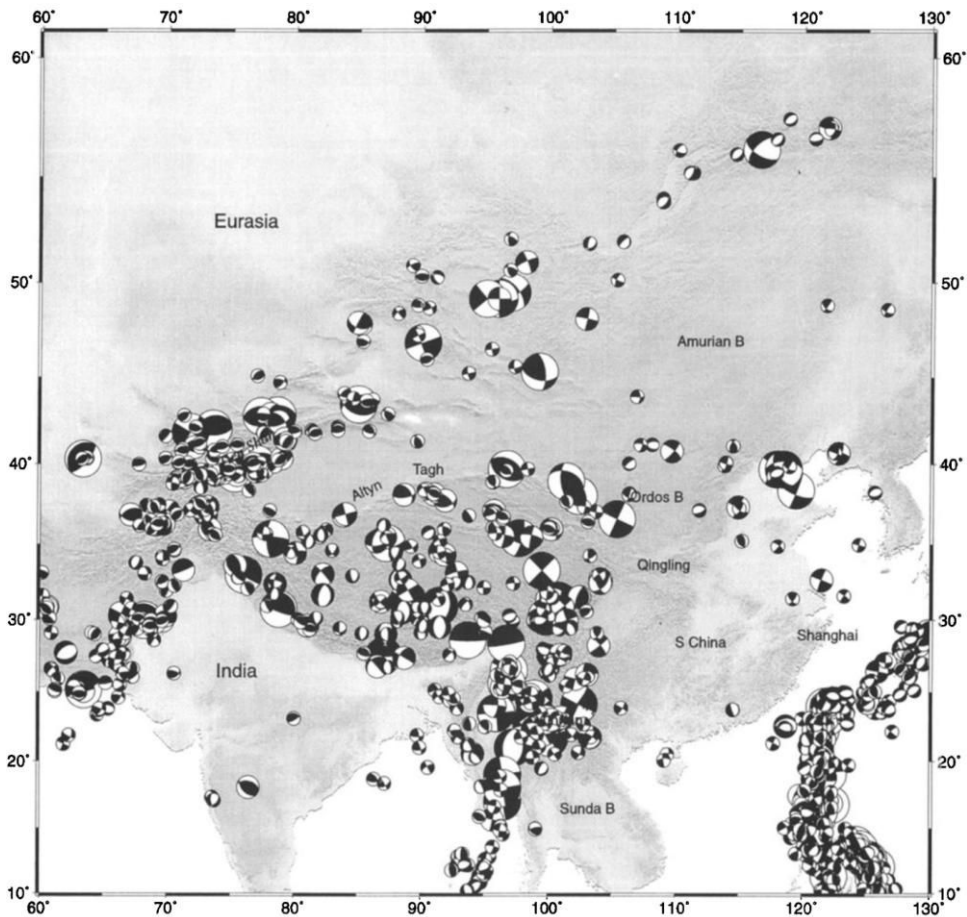


Figure I.4.1: Séismes et leurs mécanismes au foyer, supérieurs à une magnitude (M_w) de 7 en Asie (Holt et al., 2000).

I.5 Modalités de la déformation en Asie

La répartition de la déformation tectonique dans l'Asie suite à la collision Inde-Asie est le sujet d'intenses débats depuis les années 1980 qui sont encore d'actualité aujourd'hui. Il a été mis en évidence que deux types de déformation participent à l'accommodation du raccourcissement au travers l'Asie : une déformation continue et une déformation discontinue. La question principale qui se pose est de savoir quelle est la part de raccourcissement accommodé par chacun de ces deux phénomènes, et ce dans la situation actuelle mais aussi tout au long de la collision. Pour répondre à ces questions, de nombreuses études ont tenté de modéliser l'impact de la collision de l'Inde avec l'Eurasie. Ces études sont principalement basées sur deux types d'approches différentes : certaines considèrent que l'Asie a un comportement mécanique plastique, dans laquelle la déformation peut être considérée comme continue (e.g. England et Houseman, 1986 ; England et Molnar, 1997 ; Fig. I.5.1), tandis que d'autres modélisent l'Asie centrale comme un ensemble de blocs rigides qui accommodent la déformation à leurs jointures (e.g. Tapponnier *et al.*, 1982, 1986 ; Peltzer et Tapponnier, 1988 ; Avouac et Tapponnier, 1993 ; Replumaz et Tapponnier, 2003 ; Fig. I.5.2). De plus, la déformation de l'Asie s'est effectuée non seulement par la compression de structures du sud vers le nord, mais aussi par l'extrusion de l'Asie du sud-est (Fig. I.5.3). Ces deux organisations géométriques de l'accommodation du raccourcissement sont d'une part liées à la présence des anciennes sutures des blocs continentaux, mais aussi à la faible contrainte à l'est liée aux zones de subduction du Pacifique. Cette

répartition de la déformation entre l'extrusion et l'épaississement crustal demande à être contrainte à l'actuel, mais aussi au cours du temps.

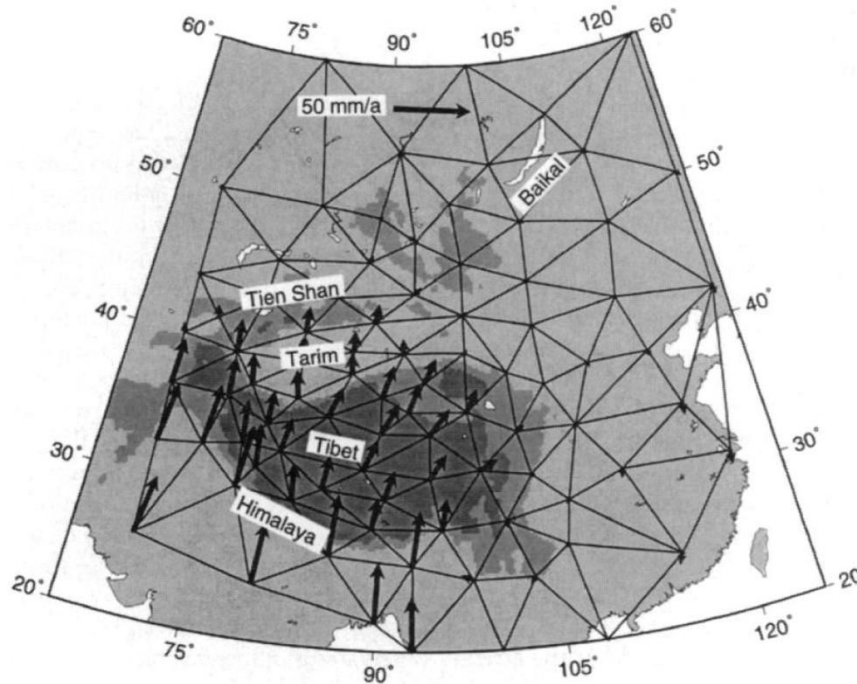


Figure I.5.1 : Champ de vitesse de déplacement (déformation continue), basé sur les vitesses de mouvements quaternaires de failles (England et Molnar, 1997).

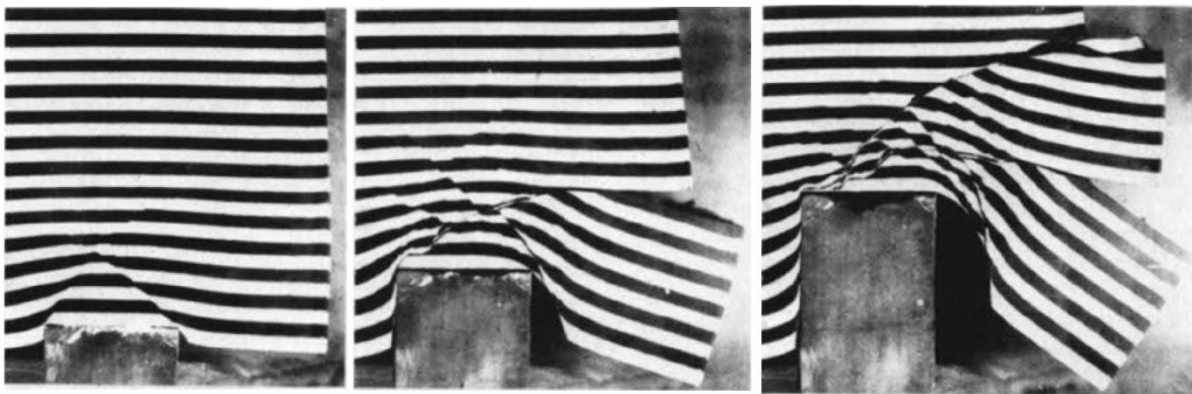


Figure I.5.2 : Expérience analogique d'indentation rigide dans un bloc de plastiline. Le bord droit est laissé libre (Tapponnier et al., 1982).

Des résultats très variés et controversés ressortent de ces différentes études. Afin d'apporter des contraintes en entrée des modèles ou de contrôler les résultats en sortie il est nécessaire d'obtenir des données de terrain capables de quantifier précisément où, quand et comment est accommodée la déformation. C'est en partie dans ce but que l'étude présentée ici a été construite. Un de ses objectifs est en effet d'apporter sa pierre au grand chantier qu'est la compréhension de la répartition de la déformation au sein de l'Asie centrale, puisqu'elle permet de quantifier précisément les vitesses de raccourcissement accommodées par la partie orientale de la chaîne du Tianshan.

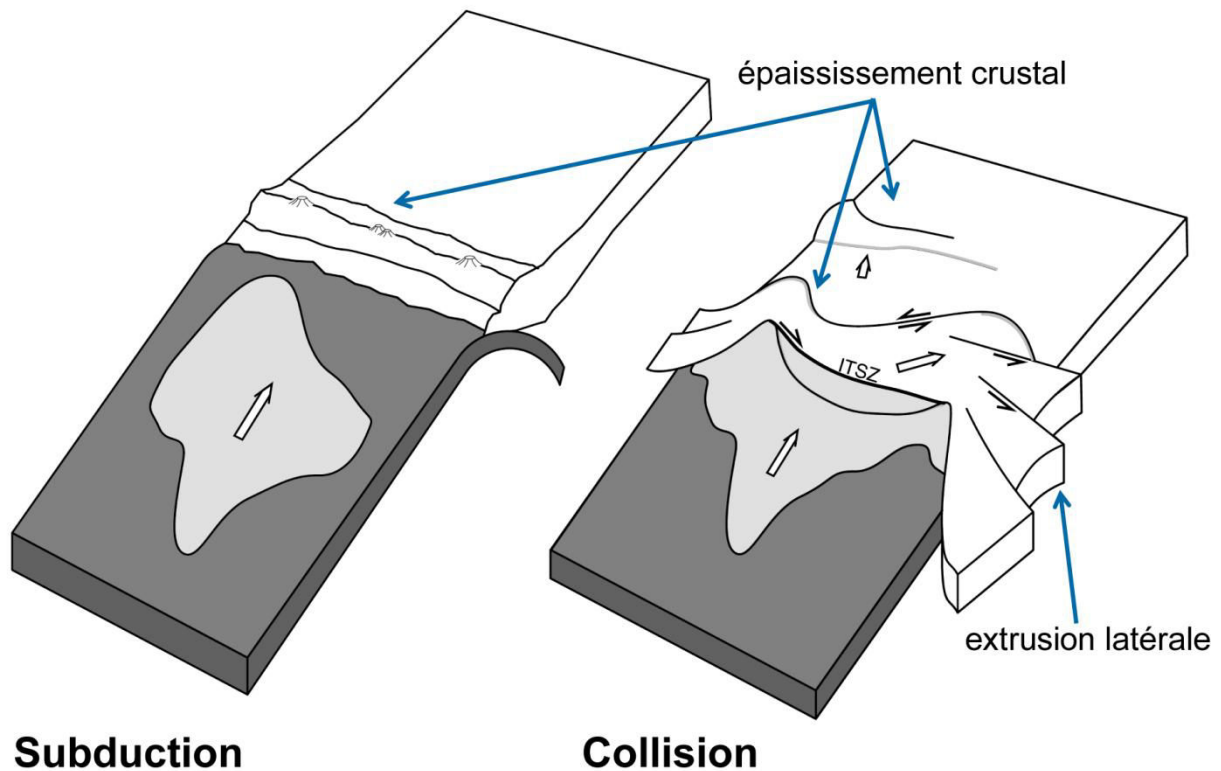


Figure I.5.3 : Schéma de la collision entre l'Inde et l'Eurasie montrant les deux mécanismes accommodant la déformation : l'épaississement crustal et l'extrusion (modifié d'après Avouac, 2003).

I.6 Propagation de la déformation

De nombreux articles sont consacrés à l'étude de l'activité tectonique des différentes chaînes de montagnes de l'Asie centrale. Pour savoir quand une chaîne de montagnes, aujourd'hui active, a commencé ou a recommencé à se déformer, il existe plusieurs méthodes. Une méthode consiste par exemple à dater les sédiments en piémont (à la base) de la chaîne et à quantifier les taux de sédimentation. Une augmentation généralisée des taux de sédimentation peut traduire une réactivation de la chaîne. Cette augmentation est liée à deux facteurs : 1) la création de relief, ce qui entraîne une érosion plus importante et 2) la création d'espace d'accumulation au niveau des piémonts lié à la flexion de la plaque tectonique sous la chaîne de montagnes

Vassallo *et al.* (2007) ont résumé un certain nombre d'informations de réactivation des chaînes de montagnes de l'Asie centrale, issues de nombreuses études (Fig. I.6.1). Ces dates montrent l'activation des chaînes après la collision de l'Inde. Cela montre des âges de réactivation plus récents pour les chaînes les plus proches et des réactivations plus tardives pour les chaînes les plus éloignées. Ce qui suggère une propagation vers le nord au cours du temps du front de la déformation induite par la collision de l'Inde au travers de l'Asie. En effet, à mesure que l'Inde s'enfonce dans l'Asie, la suture entre les deux blocs continentaux se déplace vers l'intérieur de l'Asie, ce qui fait migrer le champ de contraintes vers le nord (Dayem *et al.*, 2009).

De la même manière, Tapponnier *et al.* (2001), détaillent la genèse de l'Himalaya et du plateau tibétain (Fig. I.6.2). Ils proposent que cette chaîne se soit créée par la genèse et l'accrétion successives de "sous-chaînes" générées par

les réactivations d'anciennes sutures. La déformation se propagerait donc du sud vers le nord en soulevant morceau par morceau des entités continentales qui composent la chaîne actuelle.

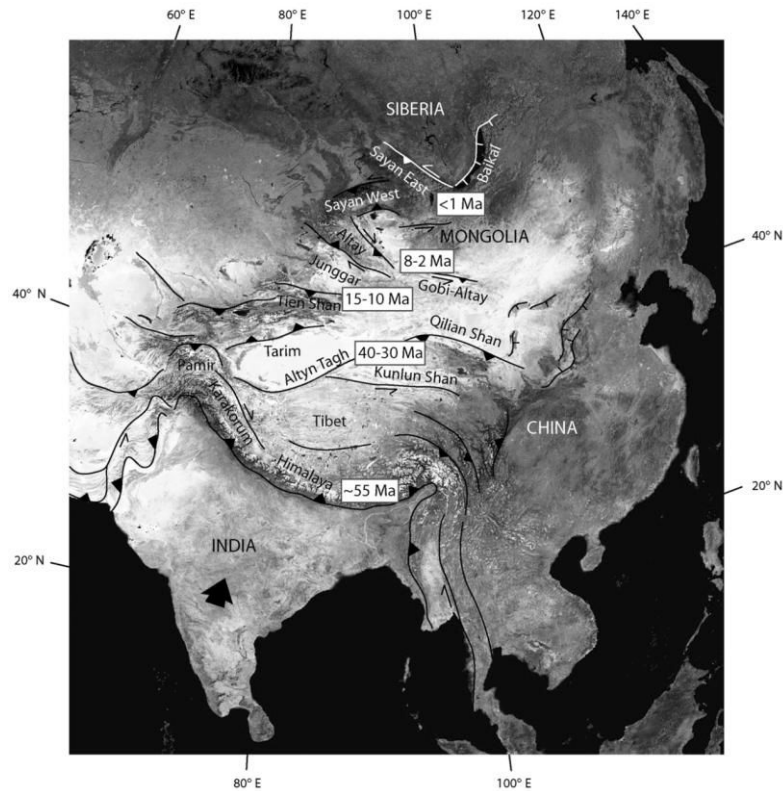


Figure I.6.1 : Carte simplifiée de la tectonique en Asie centrale, montrant la propagation de la déformation vers le nord liée à la collision de l'Inde avec l'Asie (Vassallo et al., 2007).

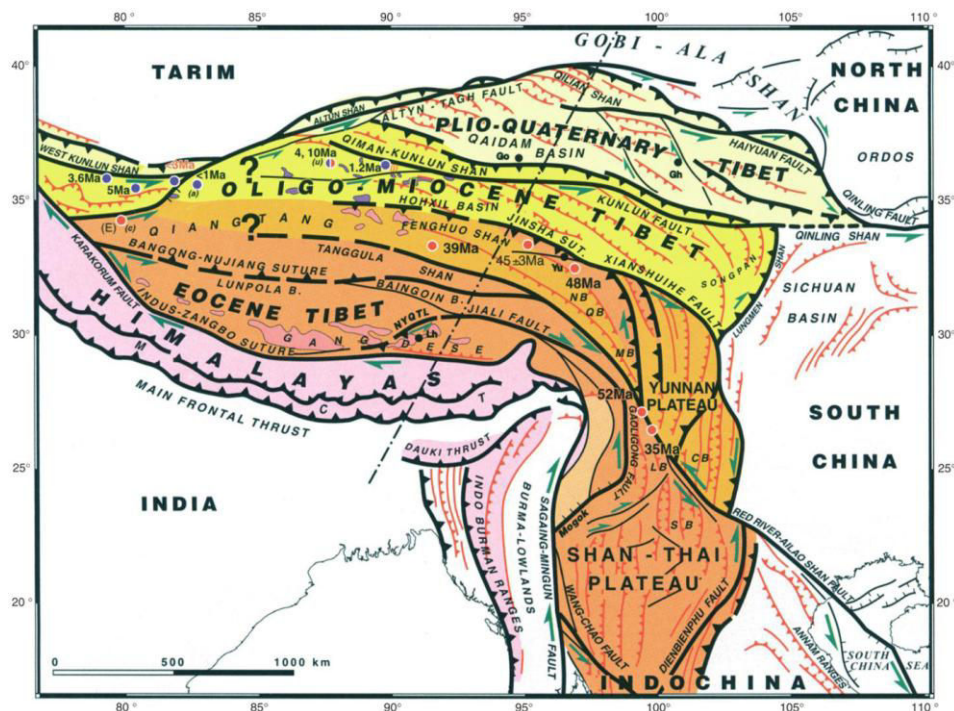


Figure I.6.2 : Carte des structures principales de l'Himalaya et du Tibet. Les différentes couleurs correspondent aux moments d'initiation de la déformation des différentes zones. (Tapponnier et al. 2001).

I.7 Modalités de la formation des chaînes de montagnes en Asie

L'Asie centrale se compose donc de multiples anciens blocs continentaux qui se sont accrétés au cours de nombreuses collisions. La dernière collision en date, celle de l'Inde, induit une contrainte compressive très importante qui se propage dans une grande partie de l'Asie. Cette nouvelle contrainte réactive de nombreuses anciennes chaînes de montagnes intracontinentales, dont le relief, qui avait été érodé, ré-augmente. Ces chaînes de montagnes appartiennent notamment à la ceinture orogénique d'Asie Centrale.

La déformation en Asie centrale est complexe et dépend en partie de la présence de ces anciennes zones de fragilité tectoniques héritées (*i.e.* les sutures des différents blocs continentaux accrétés). De ce fait, différents mécanismes et théories sont proposés dans les modélisations de la déformation en Asie centrale. Dans ce cadre, il est important de quantifier l'historique des vitesses de raccourcissement des chaînes de montagnes. Ces évidences géologiques sont, en effet, des contraintes fortes, utiles pour paramétrer et vérifier les solutions proposées par les modèles.

Par ailleurs, la quantification de la déformation sur l'ensemble de la largeur d'une chaîne de montagnes permet d'en étudier la dynamique de croissance. Comme, les chaînes de la ceinture orogénique d'Asie Centrale (l'Oural, le Tianshan, l'Altaï, etc.) comportent un héritage structural important, ce sont aussi des cas d'études idéaux pour investiguer l'influence de la pré-structuration sur la croissance d'une chaîne de montagne lors de sa réactivation.

Chapitre II : Les modalités de la déformation d'une chaîne de collision intracontinentale



Terrasses étagées de la rivière d'Anjihai.

"La science n'est rien que le bon sens et un raisonnement sain."

Stanislas Leszczyński, roi de Pologne, duc de Lorraine et de Bar, 1763

Contenu du Chapitre II

II.1 Introduction.....	19
II.2 Qu'est-ce qu'une chaîne de montagnes intracontinentale ?	19
II.3 Dynamique d'une chaîne intracontinentale : apport de la modélisation.....	21
II.4 Apport du GPS.....	22
II.5 Les piémonts: lieux privilégiés de la déformation	24
II.6 Détail des types de structures tectoniques développées au sein des piémonts.....	25
II.7 Les différents marqueurs morphologiques enregistrant la déformation tectonique.....	27
II.7.1 Qu'est-ce qu'une terrasse alluviale ?	27
II.7.2 Les terrasses alluviales : leur utilisation comme marqueurs de la déformation.....	28
II.7.3 Les raccourcissements enregistrés par la déformation des terrasses alluviales.....	30
II.7.4 Les sédiments syntectoniques.....	31
II.7.5 Les raccourcissements enregistrés par les strates syntectoniques.....	31
II.8 Le challenge de la datation dans les milieux arides de l'Asie	33
II.8.1 Datations des surfaces alluviales abandonnées.....	33
II.8.2 Datations magnétostratigraphiques.....	34
II.9 Conclusions.....	34

II.1 Introduction

La collision de l'Inde avec l'Eurasie génère une contrainte compressive sud-nord qui se propage au sein de l'Asie. Cependant les détails de cette propagation sont complexes et demeurent insuffisamment contraints. Outre la création de l'Himalaya et du Tibet, la déformation se traduit notamment par la réactivation de nombreuses chaînes de collision intracontinentales au cœur de l'Asie, telles que le Pamir, le Tianshan et l'Altaï. Ces chaînes de montagnes absorbent donc la majeure partie du raccourcissement entre l'Inde et la Sibérie. De ce fait, pour comprendre la répartition de la déformation au sein de l'Asie, il est nécessaire de comprendre et de quantifier l'activité de ces chaînes. Il est aussi primordial de réussir à reconstituer l'évolution dans le temps de cette activité, afin de comprendre comment la déformation s'est répartie au cours du temps. Pour cela il faut donc étudier en détail l'évolution temporelle de la déformation dans une chaîne de montagnes. Afin de quantifier l'activité d'une chaîne de montagnes intracontinentale au cours du temps, il faut s'intéresser aux différentes parties de la chaîne en déformations actives et ayant été activées récemment. Ces zones de déformation sont notamment les piémonts, mais on peut aussi trouver des zones de déformation actives dans des bassins intra-montagneux au cœur de la chaîne. Ce qui nous amène à une nouvelle problématique qui est d'essayer de savoir comment évolue une chaîne intracontinentale réactivée. En effet, le comportement dynamique lors de la réactivation de chaînes de montagnes peut différer de la dynamique de la genèse d'une chaîne. Ces chaînes de l'Asie centrale sont donc des objets d'étude intéressants pour comprendre l'influence des structures héritées sur la croissance d'une chaîne de montagnes.

Dans ce chapitre je vais introduire les caractéristiques des chaînes de collision intracontinentale. Pour cela je commence par présenter la cinématique de la formation de telles chaînes telle qu'elle est décrite par les modèles. Puis j'aborde la théorie du prisme d'accrétion qui décrit les paramètres de l'équilibre topographique d'une chaîne de montagnes. Je présente ensuite ce qu'est un bassin d'avant pays. J'effectue aussi une revue des différents types de structures qui se développent potentiellement dans ces bassins d'avant pays et les modèles qui permettent de les décrire. Viens après une description des différents marqueurs morphologiques qui permettent de quantifier la déformation. Et enfin, j'aborde la question des méthodes de datation des formations sédimentaires en milieu aride.

II.2 Qu'est-ce qu'une chaîne de montagnes intracontinentale ?

Une chaîne de montagnes intracontinentale se forme au contact de deux plaques continentales. Typiquement, les deux plaques sont tout d'abord séparées par un domaine océanique. Lorsque le rapprochement entre les deux continents commence, induits par les mouvements de la tectonique des plaques, la croûte océanique, plus fine (~15 km d'épaisseur) et plus dense que la croûte continentale (~30 km d'épaisseur) va entrer en subduction sous l'une des plaques continentales (Fig. II.2.1a). Cette subduction initie la création de reliefs et génère des remontées de roches volcaniques et plutoniques au cœur de la croûte continentale qui surplombe la subduction. Un prisme d'accrétion sédimentaire sous-marin est formé par le "raclage" des sédiments marins contre la croûte continentale (Fig. II.2.1a). Lorsque le domaine océanique se referme, les deux plaques continentales entrent en collision et c'est à ce moment que des morceaux de croûte océanique peuvent être coincés dans la zone de suture des deux plaques (Fig. II.2.1b). Ces vestiges de croûte océanique, appelés ophiolites, sont donc les témoins de cet instant où la collision se produit entre les deux continents. La contrainte compressive continuant, il peut y avoir ensuite une subduction partielle de la plaque continentale entraînée par le mouvement de la plaque océanique à laquelle elle est

rattachée, sous la plaque continentale immobile, qui elle s'est progressivement épaissie (Fig. II.2.1c). La chaîne de montagnes continue ensuite de prendre de l'ampleur en accumulant des écaïlles crustales prélevées sur la plaque plongeante (Fig. II.2.1d). La chaîne va ainsi croître par empilement de chevauchements successifs. Les chevauchements sont d'abord subhorizontaux, et se propagent vers le front de chaîne. Ils sont ensuite inactivés et redressés au fur et à mesure que d'autres chevauchements se propagent par en dessous de plus en plus loin vers l'extérieur de la chaîne (Fig. II.2.1e et Fig. II.2.1B). Les chaînes de montagnes créées ainsi sont asymétriques et présentent un front de plus faible pente là d'où vient la plaque plongeante (prowedge) et un front plus raide à l'arrière (retrowedge) (e.g. Nemcok *et al.*, 2013).

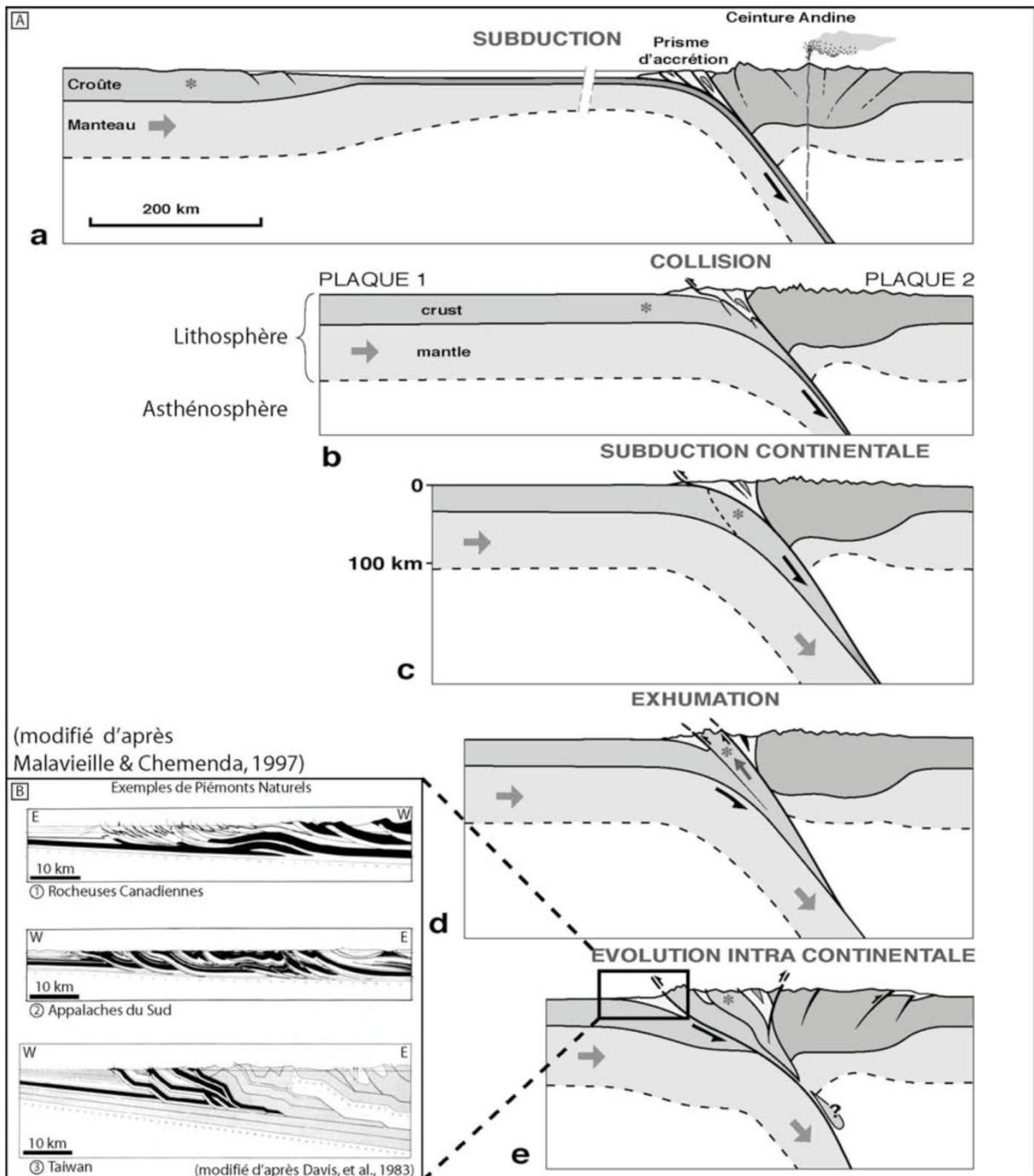


Figure III.2.1 : A : Schéma de l'évolution d'une chaîne de montagnes de collision. a) Phase de subduction d'une croûte océanique, ce qui engendre la création d'un prisme d'accrétion et initie une ceinture orogénique

caractérisée par un épaissement crustal et du volcanisme dans la plaque continentale. **b)** Fermeture du domaine océanique ; collision entre les deux plaques continentales. **c)** Subduction continentale **d)** Écaillage et exhumation d'un morceau de la croûte plongeante. **e)** Construction de la chaîne par accrétion d'écailles de la plaque plongeante. **B** : Coupes géologiques montrant des empilements de chevauchements, typiques de piémonts de chaîne de montagnes. (synthèse par Graveleau, 2008, modifié d'après Malavieille et Chemenda, 1997 et Davis et al., 1983).

Dans le cadre de cette thèse, je m'intéresse à l'évolution temporelle de chaînes intracontinentales. Pour cela, on peut s'appuyer sur des modèles de genèse du relief mais aussi et surtout sur différents marqueurs ayant enregistré les déformations tectoniques.

II.3 Dynamique d'une chaîne intracontinentale : apport de la modélisation

Plusieurs modèles théoriques permettent d'appréhender l'évolution temporelle de chaînes de montagnes intracontinentales. Tout d'abord, la théorie du prisme critique de Coulomb a été développée dans les années 1980 afin de décrire l'équilibre dynamique d'une chaîne de montagnes (e.g. Chapple, 1978 ; Davis et al., 1983 ; Dahlen, 1984 ; Dahlen et al., 1984 ; Dahlen, 1990). Cette théorie consiste à assimiler la géométrie générale des prismes orogéniques (se formant à la convergence de deux plaques) à un prisme d'accrétion formé par le raclement d'un matériau homogène par un bulldozer sur une pente. La surface du prisme formé par le bulldozer va atteindre une pente d'équilibre (état critique), et, si le flux d'apport de matériau, la pente et la nature du matériau restent constants, le prisme va croître de manière auto-similaire, c'est-à-dire qu'il va conserver la même pente de surface, notamment en accumulant le matériau au front mais aussi par des déformations internes si nécessaire.

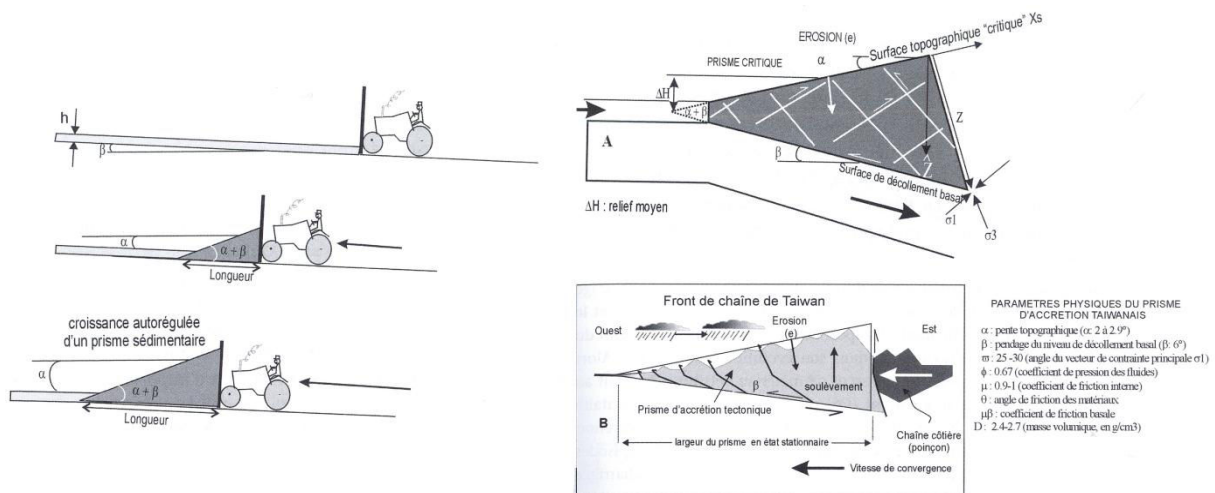


Figure III.3.1 : Schéma classique de représentation de la théorie du prisme de Coulomb où le prisme est associé à l'accumulation de sable lors du raclement de celui-ci par un tracteur sur une surface inclinée (Delcaillau, 2011).

L'équilibre du prisme est contrôlé par plusieurs facteurs : la pente topographique, la pente du niveau de décollement, le flux d'apport de matériaux, l'angle de friction interne du matériau déformé, la friction basale et la pression de fluide. L'ensemble de ces paramètres à l'exception de la pente de surface peuvent être considérés en première approximation comme constants au cours du temps. Ainsi, l'érosion des parties hautes du prisme et la

sédimentation dans les parties basses vont toutes deux faire diminuer la pente de surface, ce qui fait passer le prisme en état sous-critique. Un prisme en état sous-critique va tendre à retrouver son équilibre en ré-augmentant sa pente, et pour cela, il va réactiver des chevauchements dans les parties internes. Ce mécanisme peut donc expliquer l'activation hors séquence de certains chevauchements.

Cette théorie est essentiellement applicable aux piémonts de chaînes et aux prismes d'accrétion océanique. En effet, les zones internes et profondes d'une chaîne de montagnes impliquent des mécanismes plus complexes qui ne sont pas pris en compte par ce modèle.

D'autres auteurs présentent des modèles plus complexes de croissance des chaînes intracontinentales (*e.g.* Tapponnier *et al.*, 2001; Vanderhaeghe *et al.*, 2003; Beaumont *et al.*, 2004). Dans l'ensemble de ces modèles, le relief s'initie au niveau de la ligne de suture, sous une forme triangulaire. La croissance se fait ensuite par accroissement latéral, tandis que les mouvements internes de la chaîne sont limités.

Ces modèles se basent sur des lois physiques, et font des hypothèses qui ne sont pas nécessairement valables pour toutes les chaînes de montagnes, et notamment lors de la réactivation d'une chaîne de montagnes. Il faut donc les confronter à des données de terrains pour pouvoir valider leur utilisation sur les sites étudiés.

II.4 Apport du GPS

Un premier type de données permettant de contraindre les vitesses de raccourcissement à l'échelle d'une chaîne de montagnes sont les données géodésiques.

En effet, à court terme, les vitesses de raccourcissement sont déterminées par les mouvements différentiels de stations GPS. Ce sont des vitesses récentes : ces mesures sont effectuées depuis au maximum une trentaine d'années. Ce qui en fait du très court terme d'un point de vue des phénomènes géologiques. L'équivalence entre ces vitesses modernes et les vitesses de raccourcissement déduites des études géologiques, qui elles, mesurent des vitesses sur des temps de plusieurs milliers d'années, est une hypothèse qui doit être testée. La question est donc de savoir comment est accommodé le raccourcissement, et si cela se fait de manière continue au cours du temps, et ce quel que soit les échelles de temps investiguées, ou cela présente-t-il des variations ?

En surface, dans la partie cassante de la croûte terrestre, le raccourcissement tectonique est essentiellement accommodé par des failles. Le glissement d'un bloc sur un autre au niveau des failles, résultant de la compression, se fait essentiellement par à-coups, provoquant les séismes (les mouvements aismiques semblent peu présents dans le Tianshan : voir la partie III.7.1). En effet, la contrainte (ici compressive) s'accumule sur le plan de faille jusqu'à ce qu'il y ait rupture, et lorsque celle-ci se produit, cela provoque un glissement, de quelques centimètres à parfois plusieurs mètres, sur toute une portion du plan de faille. C'est ce relâchement de la contrainte et les frottements induits sur le plan de faille qui génèrent les tremblements de terre.

Le temps de retour entre deux séismes sur une même faille est de l'ordre de quelques centaines à quelques milliers d'années. Cela implique que les mesures GPS ne prennent pas en compte les glissements liés aux séismes puisque ce ne sont pas les mêmes échelles temporelles. Au contraire des mesures sur les marqueurs morphologiques déformés, qui eux, sont le résultat directs des séismes (*c.f.* études paléo-sismologiques). Cependant, on suppose

que le raccourcissement à grande échelle s'effectue de manière continue quelle que soit l'échelle de temps considéré. Si le déplacement n'est pas accommodé par le déplacement sur les plans de faille en surface, il le sera par une déformation élastique (inter-sismique) en arrière de la faille augmentant la contrainte sur la faille. Ainsi, à grande échelle géographique, les vitesses GPS semblent être une quantification fidèle du mouvement des blocs loin des zones déformées. Par contre, au niveau d'un accident en particulier, la déformation mesurée par des stations GPS peut ne pas correspondre à celle mesurée à plus long terme sur la faille. On peut donc sous-estimer la vitesse de raccourcissement d'une structure tectonique si on ne prend pas en compte un intervalle suffisamment grand couvrant l'ensemble de la zone comprimée en arrière de la faille (Fig. III.7.3).

Li *et al.* (2012b) font une comparaison entre les vitesses géologiques (sur les failles) et géodésiques (GPS) et montrent qu'elles sont similaires au niveau du Pamir. L'étude de Thompson *et al.* (2002) montre cette même équivalence au travers la chaîne du Tianshan occidental. Cependant, ce n'est pas le cas au niveau de l'Himalaya où les vitesses géologiques mesurées sur le MFT (Main frontal Thrust : Chevauchement Frontal Majeur) sont de 21 ± 1.5 mm/an (Lavé et Avouac, 2000) tandis que les données GPS n'en trouvent que quelques millimètres par an (Cattin et Avouac, 2000 ; Avouac, 2003).

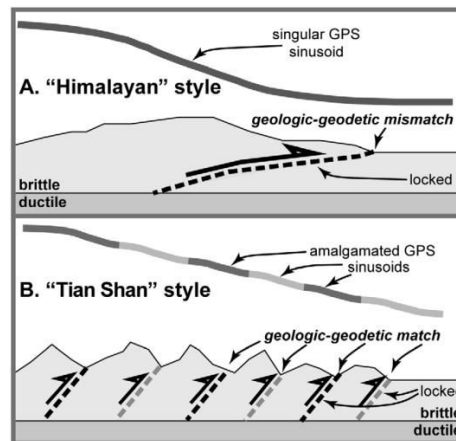


Figure III.7.3 : Styles de déformations et leurs influences respectives sur les mesures géodésiques (Li *et al.*, 2012b).

Il en ressort que la correspondance entre vitesses géologiques et géodésiques est essentiellement contrôlée par le style de déformation de la chaîne (Fig. III.7.3, Li *et al.*, 2012b). En effet, les systèmes orogéniques fonctionnant sur un seul accident majeur accumulent la contrainte pendant les périodes inter-sismiques sous forme de déformation élastique au niveau de ce grand décollement en profondeur et ne la relâche qu'épisodiquement lors de grands événements sismiques (Fig. III.7.3A). Les mesures géologiques montrent donc des vitesses de raccourcissement importantes très localisées. Tandis que les vitesses GPS mesurées en inter-sismique enregistrent le raccourcissement en accumulation sur toute la zone profonde du décollement. Par contre, si le raccourcissement est accommodé sur un plus grand nombre de structures et/ou si ces structures possèdent des angles plus importants en profondeur : les zones d'accumulation de la contrainte diminuent et donc l'échelle spatiale de déformation inter-sismique se rapproche plus de l'échelle sismique.

Les vitesses géodésiques sont donc un point de repère fiable dans le Tianshan. Cependant ces données n'apportent des indications qu'à grande échelle et contraignent donc difficilement des zones précises de localisation de la

déformation. Cette approche par les vitesses géodésiques demeure aussi très limitée en termes de laps de temps couvert. Ainsi, on ne sait pas depuis combien de temps les vitesses mesurées à l'heure actuelle sont valables. Afin de remonter sur une plus grande échelle de temps il faut donc s'intéresser à d'autres moyens de quantifier la déformation.

II.5 Les piémonts: lieux privilégiés de la déformation

Les piémonts sont des objets géologiques idéaux pour l'étude de la déformation. Tout d'abord parce que la déformation tectonique y est généralement intense. Mais aussi, parce que l'érosion et la sédimentation y construisent des marqueurs morphologiques qu'il est possible d'utiliser pour comprendre et quantifier cette déformation.

Le piémont se définit comme la zone de transition entre la chaîne de montagnes et le bassin d'avant chaîne (ou bassin d'avant pays). Le bassin d'avant chaîne est la zone où s'accumulent les sédiments issus de l'érosion de la chaîne. La sédimentation dans le bassin d'avant chaîne est contrôlée par la flexure de la plaque plongeante, qui, par son enfoncement génère un espace d'accommodation croissant permettant le stockage de très fortes épaisseurs de sédiments que l'on peut rencontrer dans ce type de contexte. L'accrétion au front de la chaîne de la couverture sédimentaire, lié à la subsidence de la plaque sur laquelle reposent ces sédiments, provoque quant à lui la propagation de la déformation dans cette zone de bassin.

La déformation dans ces piémonts se fait sous la forme de ceinture de plis et de chevauchements, qui se développent en s'alignant parallèlement au front de chaîne. De manière générale, ces déformations s'initient à proximité du front de chaîne, elles s'en rapprochent ensuite progressivement à mesure que le raccourcissement s'accumule, puis elles y sont accrétées. Cette migration des structures vers la chaîne s'accompagne d'un redressement des failles qui les contrôlent et d'une inactivation progressive de ces accidents tectoniques. Au fur et à mesure que les premières structures sont inactivées, de nouvelles se propagent vers l'intérieur du bassin prenant le relais de l'accommodation de la déformation, c'est la propagation "en séquence" de la déformation.

L'évolution hors séquence existe aussi dans certain cas, elle correspond à la création ou à la réactivation d'accidents tectoniques en arrière des structures les plus distales. Ce type d'activation peut s'expliquer dans le cadre de la théorie du prisme de Coulomb par une perturbation de la pente topographique qui place donc le prisme dans un état hors équilibre. En effet, l'érosion des reliefs et/ou la sédimentation dans les piémonts entraînent une baisse générale de la pente topographique. Cette baisse nécessite donc l'activation de structures dans la partie haute du prisme pour ré-augmenter la pente et donc que le prisme retrouve son équilibre dynamique.

Les piémonts sont aussi des sites d'interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation (Fig. II.4.1 ; *e.g.* Graveleau, 2008). En effet, ils sont dans un milieu où la sédimentation est rapide. La première cause à cela est qu'ils se trouvent directement à l'exutoire des rivières qui drainent la chaîne. De plus, ces rivières subissent un changement de dynamique à la rupture de pente entre la chaîne et le bassin, ce qui provoque notamment d'importants dépôts de cônes alluviaux. L'emplacement des piémonts correspond aussi à l'endroit où la flexure de la plaque en subsidence est la plus importante, ce qui génère un espace d'accommodation important qui piège les sédiments. Les piémonts du Tianshan présentent par exemple des taux de sédimentation de l'ordre de 0,2-

0,4 mm/an (*e.g.* Charreau, 2005). Ce sont aussi des lieux d'intenses déformations tectoniques puisqu'ils font la jonction entre la chaîne en déformation et la plaque plongeante. Dans une chaîne mature, par exemple l'Himalaya, les piémonts accommodent la majeure partie de la déformation, c'est à dire environ 20 mm/an pour l'Himalaya (*e.g.* Lavé et Avouac, 2000, 2001). Ce sont donc des sites de première importance dans l'étude de la déformation d'une chaîne de montagnes. Et finalement, les piémonts subissent aussi des vitesses d'érosion qui peuvent être importantes. En effet, les reliefs constituent des barrages aux masses d'air ce qui entraîne des précipitations plus importantes sur les hauteurs, et les flux sont ensuite directement évacués vers les piémonts. Ils sont donc aussi très sensibles aux changements climatiques (*e.g.* Poisson, 2002).

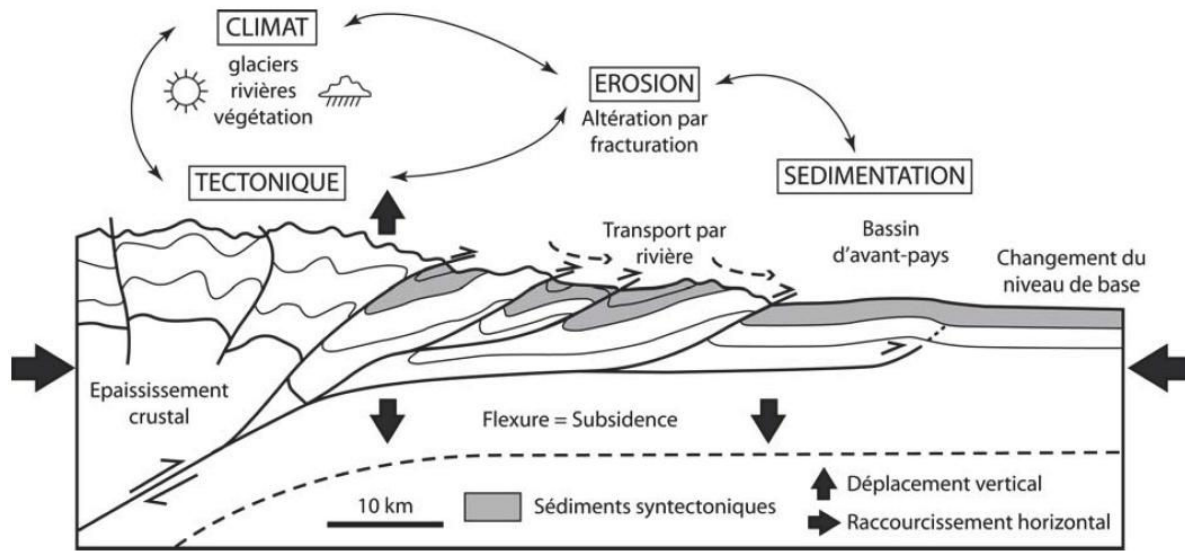


Figure II.4.1 : Schéma des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans un piémont (Graveleau et Dominguez, 2008).

II.6 Détail des types de structures tectoniques développées au sein des piémonts

Les piémonts sont essentiellement constitués de plis associés à des chevauchements. Afin de pouvoir quantifier les raccourcissements absorbés par ces plis, il faut pouvoir les modéliser. De multiples catégories de plis existent pour représenter la diversité naturelle. Burbank et Anderson (2001) présentent une synthèse comprenant cinq des modèles de plissement les plus populaires (Fig. II.5.1). Tous ces types de plissement modélisent, *i.e.* approximativement, la déformation naturelle.

1) Les plis de rampe (*fault-bend fold*) : ces plis sont définis par les principes de conservation des longueurs de bancs et des épaisseurs (Suppe, 1983). Le mouvement des couches se fait par migration de la matière parallèlement au chevauchement, et les changements de pendage se font par le passage de la matière au travers de surfaces axiales. Ces surfaces axiales le long d'une coupe sont décrites dans un premier temps comme des axes séparant des "bandes kinkées" (*kink band*). Cependant, cette géométrie de pli de rampe est ensuite adaptée à des plissements où l'acquisition d'un nouveau pendage pour une couche ne se fait plus instantanément par le passage

aux travers d'une surface axiale, mais plus progressivement par le passage de la couche au travers une zone de charnière incurvée (Suppe *et al.*, 1997 ; Scharer *et al.*, 2006 ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007 ; Charreau *et al.*, 2008).

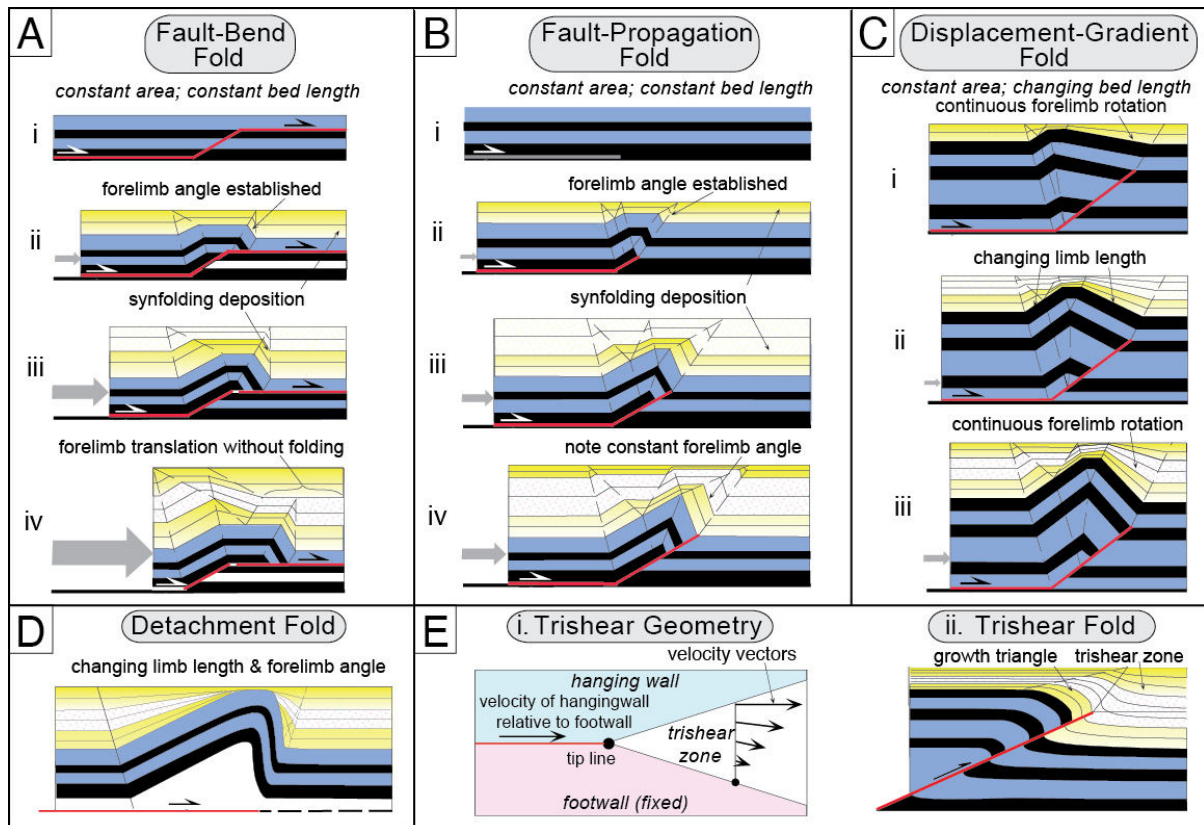


Figure II.5.1 : Synthèse des principaux types de modèle de plissement (Burbank & Anderson, 2001)

2) Les plis de propagation (*fault-propagation fold*) ou plis d'amortissement se forment sur une rampe chevauchante aveugle sur laquelle un gradient de déformation s'effectue en s'amortissant avant d'atteindre la surface (Suppe et Medwedeff, 1990).

3) les plis de "déplacement de gradient" (*displacement-gradient fold*) sont similaires aux plis de propagation à l'exception du fait que l'hypothèse d'une épaisseur constante n'est plus respectée (Wickham, 1995). En conséquence du changement d'épaisseur des couches, le flanc avant (*forelimb*) se développe en effectuant un mouvement de rotation au cours du temps.

4) Les plis de détachement (*detachment fold*) sont des anticlinaux qui se forment au dessus d'un niveau de détachement horizontal par l'amortissement progressif de la déformation. Ces plis se développent essentiellement là où d'épais niveaux de décollement existent et permettent d'accommoder la déformation en profondeur par bourrage dans le cœur du pli. Les couches peuvent varier en longueur et en épaisseur. (e.g. Hardy et Poblet, 1994 ; Vergés *et al.*, 1996 ; Poblet *et al.*, 1998).

5) Les plis "*trishear*" se définissent par l'évasement d'un chevauchement en une zone triangulaire dans laquelle la déformation se répartit équitablement (Erslev, 1991 ; Hardy et Ford, 1997 ; Allmendinger, 1998). Dans la zone triangulaire, les vecteurs de déplacement diminuent en pendage et en intensité du haut vers le bas. Le cisaillement

impliqué par les différences de vitesses de déplacement génère de l'épaississement des couches et une rotation du flanc avant.

II.7 Les différents marqueurs morphologiques enregistrant la déformation tectonique

Les modèles de plis permettent de contraindre les cinématiques de plissement. Cependant afin de pouvoir quantifier les vitesses de raccourcissement, il faut se baser sur des marqueurs temporels déformés par les plis. Au cours de cette thèse j'en utilise de deux types différents : les terrasses alluviales et les couches syntectoniques.

II.7.1 Qu'est-ce qu'une terrasse alluviale ?

Une terrasse alluviale correspond généralement à l'ancien lit d'une rivière que l'on retrouve sur les bords des rivières actuelles. La présence de terrasses s'explique par un changement de la géométrie ou de la dynamique du cours d'eau. En effet, dans un cas simple, lorsqu'un cours d'eau coule dans son lit, il transporte des sédiments (une charge sédimentaire). Si pour une raison ou une autre le lit de la rivière dévie de son tracé initial ou s'incise, une partie de l'ancien lit de la rivière est abandonné. Et c'est donc cet ancien lit, désormais déconnecté de la rivière active, que l'on peut retrouver et qui constitue une terrasse.

On peut en distinguer deux sortes principales : les terrasses étagées (*degradational terraces*) et les terrasses emboîtées (*aggradational terraces*) (Fig. II.7.1 ; *e.g.* Burbank et Anderson, 2001). Les premières ont une histoire assez simple : typiquement le cours d'eau s'encaisse (*i.e.* creuse) dans le substrat rocheux (*bedrock*) ou dans un remplissage fluviatile antécédent. Au fur et à mesure qu'il incise, le cours d'eau abandonne quelques niveaux sur lesquels il abandonne une épaisseur de sédiment correspondant à sa charge de fond, ce qui correspond à quelques mètres de sédiments. Les deuxièmes révèlent une dynamique inverse puisqu'elles se forment généralement dans un canyon précédemment creusé dans le substrat rocheux et se constituent d'importantes accumulations de sédiments successives qui ont tendance à diminuer dans le temps et donc à s'emboîter les unes dans les autres (Fig. II.7.1A(i)).

Les terrasses peuvent se créer à la suite de variations complexes de la dynamique de la rivière et ainsi présenter des combinaisons de terrasses étagées et emboîtées (Fig. II.7.1C). Dans cet exemple (Fig. II.7.1C), les terrasses 1,2 et 3 sont des terrasses emboîtées, auxquelles s'ajoutent des terrasses étagées creusées dans le remplissage de la terrasse 3.

La mise en place de terrasses le long des rives d'un cours d'eau peut se faire de manière symétrique des deux côtés de celui-ci (Fig. II.7.1 B(ii)). Mais, en fonction de la dynamique latérale de la rivière, la mise en place des terrasses peut aussi se faire de manière non coordonnée entre les deux rives (Fig. II.7.1 B(ii)). Dans l'objectif de se servir de terrasses comme marqueur de la déformation, il est généralement plus facile de travailler sur des terrasses appariées. En effet, dans ce cas, si les terrasses ne sont pas parfaitement conservées, l'utilisation simultanée des terrasses des deux rives peut permettre d'obtenir une information plus complète.

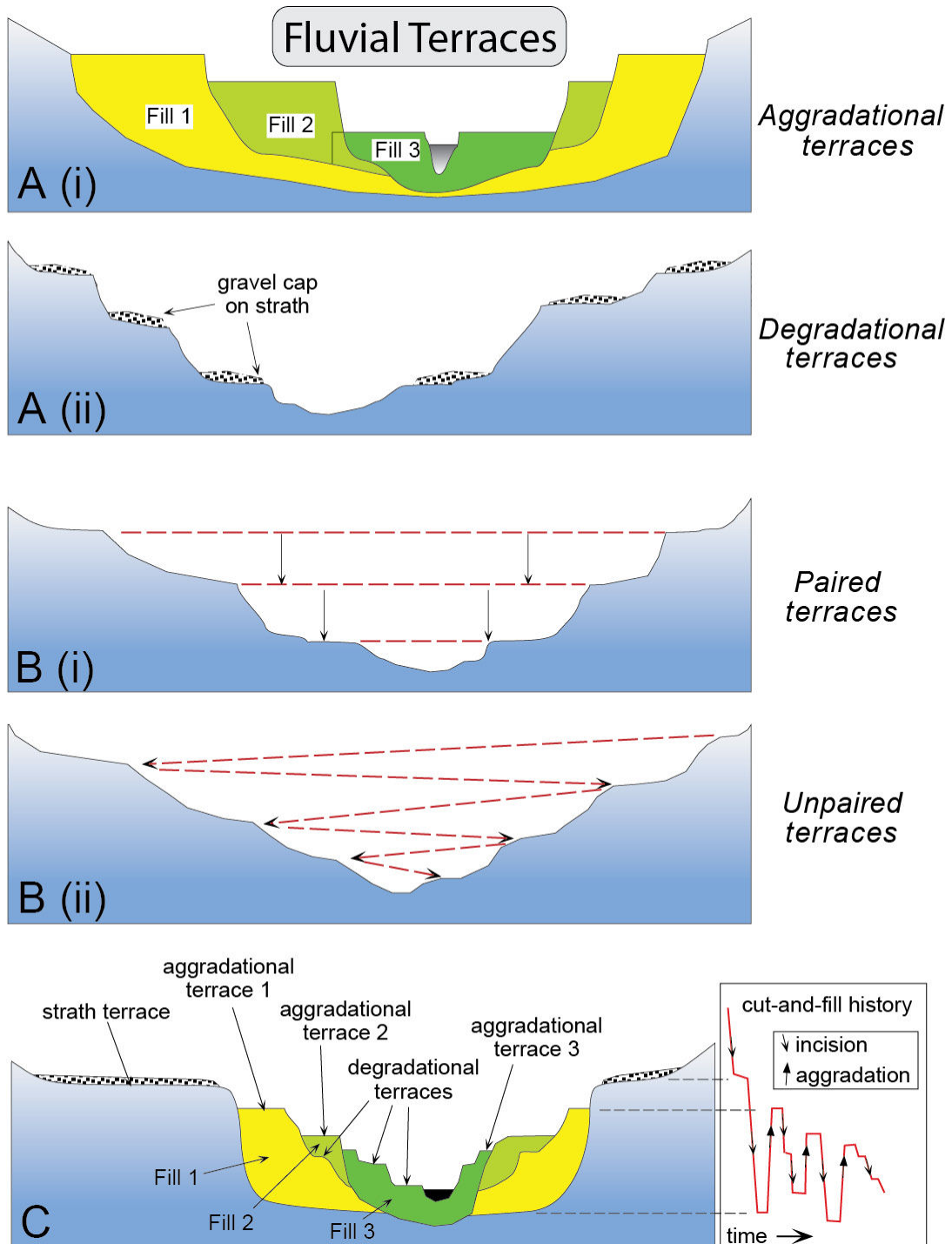


Figure II.7.1 : Schéma d'une coupe transversale d'une rivière montrant les différents types de terrasses (Burbank et Anderson, 2001). **A (i) :** Terrasses emboîtées (aggradational terraces) ; **A (ii) :** Terrasses étagées (degradational terraces) ; **B (i) :** Terrasses paires ; **B (ii) :** Terrasses impaires ; **C :** Exemple complexe de l'installation de terrasses liées à des variations de la dynamique de la rivière.

II.7.2 Les terrasses alluviales : leur utilisation comme marqueurs de la déformation

Au moment de leur abandon, les terrasses alluviales présentent généralement une pente uniforme. Elles ne sont en effet au départ rien de moins que le lit de la rivière elle-même. Et la pente d'une rivière peut généralement, à une échelle de quelques kilomètres, être associée à un segment de droite c'est à dire de gradient uniforme. Lorsque l'on

étude des terrasses, on vérifie cette hypothèse en mesurant le profil longitudinal de la rivière actuelle afin de vérifier que celui-ci est linéaire.

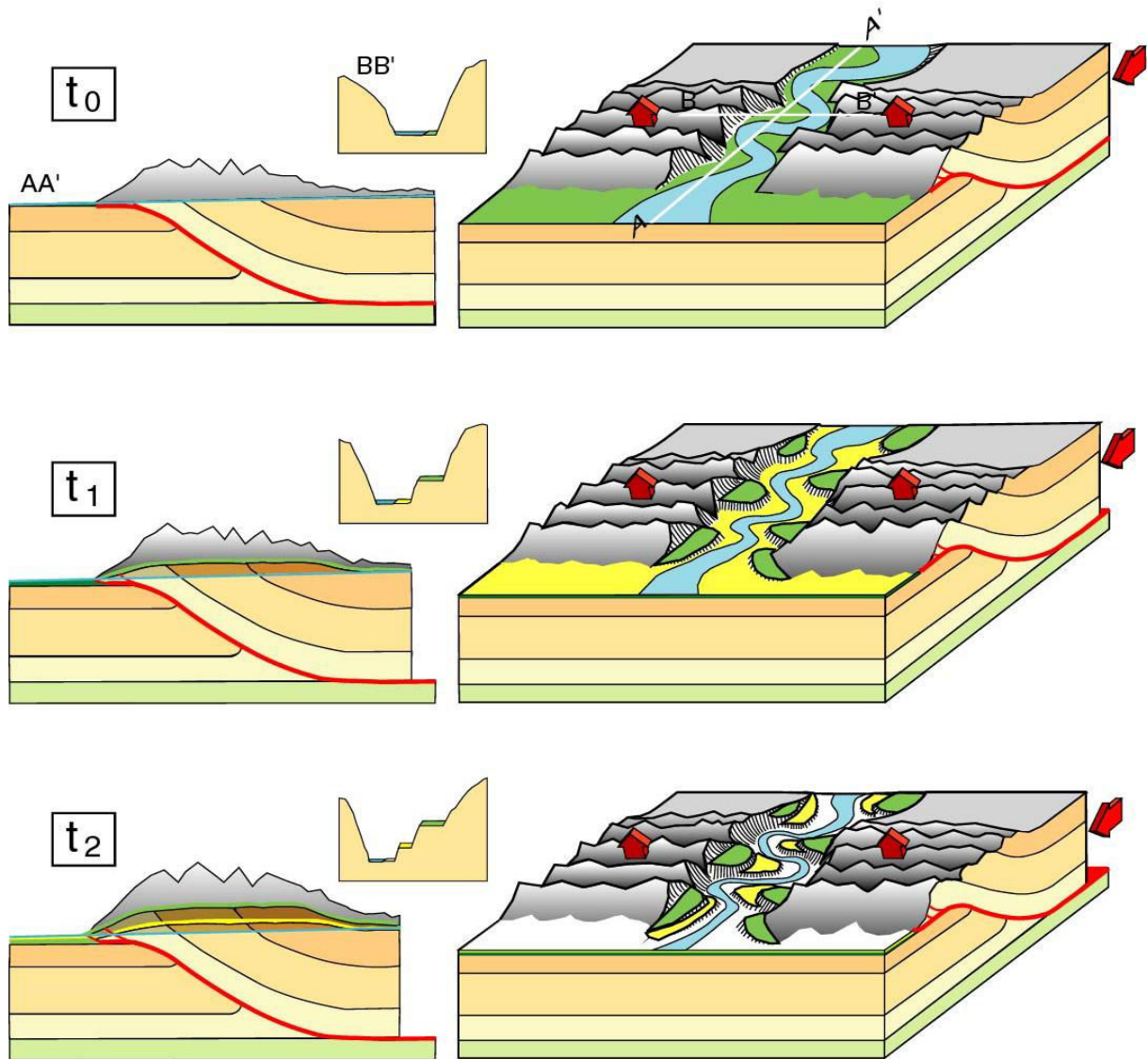


Figure II.7.2 : Diagramme d'évolution de la topographie de niveaux de terrasses dans une zone de plissement (Jérôme Lavé). Le cas de figure représente la surrection topographique engendrée par le raccourcissement sur une structure en pli de rampe, lequel est traversé par une rivière. À t_0 , le lit actif de la rivière balaie l'ensemble de la vallée et maintient donc une pente linéaire. À t_1 , la rivière réduit la largeur de son lit et incise afin de maintenir son cours au travers de la topographie en surrection. En réduisant sa largeur, elle abandonne des zones de son ancien lit. Ces zones, qui ne sont désormais plus en érosion active par la rivière sont donc soulevées par le pli. À t_2 , une nouvelle série de terrasses sont abandonnées puis soulevées au cœur de la zone de surrection.

Une fois que l'on connaît la géométrie initiale de la terrasse, on peut constater si elle a été déformée depuis son abandon par la rivière (Fig. II.7.1). Ensuite, en associant la mesure topographique de la terrasse déformée à des informations sur la structure à l'origine de sa déformation, il est possible de quantifier le raccourcissement qu'elle a subi.

II.7.3 Les raccourcissements enregistrés par la déformation des terrasses alluviales

Les raccourcissements enregistrés par la déformation des terrasses peuvent être calculés de deux manières géométriques simples. La première méthode est celle des aires en excès, et la deuxième consiste à associer le décalage vertical de la terrasse à l'angle de la rampe pour obtenir le raccourcissement.

Le principe de l'aire en excès se base sur le principe de conservation de la surface déplacée le long d'une coupe perpendiculaire à l'axe de la structure (e.g. Chamberlin, 1910 ; Epar et Groshong, 1993). On fait donc l'hypothèse que la géométrie du plissement peut être ramenée à deux dimensions et donc que la migration de matière se fait uniquement dans le plan de coupe. L'aire (A) déplacée par un raccourcissement (S) est fonction de l'épaisseur de sédiment (Z) déplacée au dessus du niveau de décollement (Fig. II.7.1). Cette surface de matière déplacée en profondeur implique une surrection d'une aire équivalente en surface. L'avantage de cette méthode est qu'elle est indépendante de la géométrie du plissement en profondeur. Ainsi, si l'on peut évaluer l'aire en excès d'une surface alluviale déformée, et lorsqu'on connaît la profondeur du niveau de décollement, on est en mesure d'évaluer le raccourcissement subi par la surface alluviale depuis son abandon.

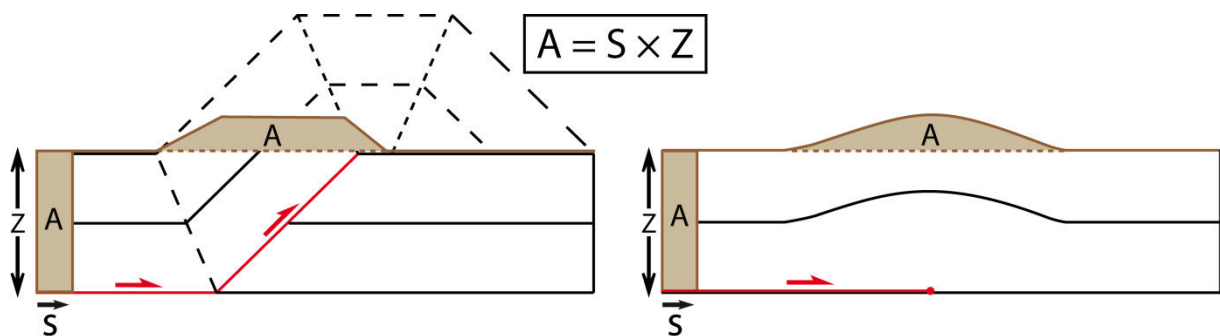


Figure II.7.1 : Schéma représentant les paramètres utilisés dans la méthode des aires en excès dans le cas d'un pli de rampe à gauche et dans le cas d'un pli de détachement à droite.

Dans les cas où l'on ne connaît pas la profondeur du niveau de décollement, ou alors, lorsque qu'il ne reste que quelques vestiges de la surface alluviale que l'on mesure, on peut utiliser le décalage vertical de la terrasse et l'angle de la rampe pour évaluer le raccourcissement (e.g. Suppe, 1983). Cette relation ne s'applique qu'aux structures sur lesquelles la déformation s'effectue par translation de la matière sur une rampe unique. Dans ce cas de figure, on peut considérer qu'un raccourcissement (S) qui se fait sur un niveau de décollement horizontal se propage sur une rampe d'un angle α et produit donc en surface un décalage vertical (U) tel que : $U = S \times \sin \alpha$ (Fig. II.7.2).

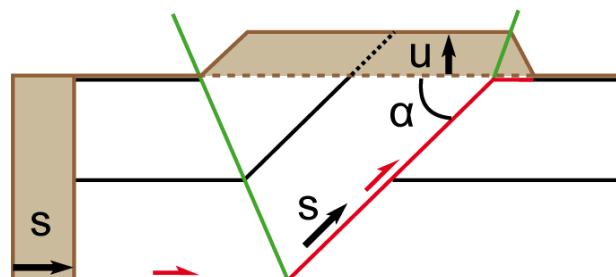


Figure II.7.2 : Relation trigonométrique entre le raccourcissement (S), l'angle de la rampe (α) et le décalage vertical (U) d'une surface de référence, dans le cas d'un pli de rampe.

II.7.4 Les sédiments syntectoniques

Dans les bassins d'avant chaîne il arrive très souvent que la sédimentation continue en parallèle de la genèse de plissements. Les couches déposées sur les flancs d'un pli et entraînées dans le plissement sont nommées couches syntectoniques et sont souvent d'excellents enregistrements de la déformation. En effet, leur géométrie au moment du dépôt se fait de manière subhorizontale, ainsi, les déformations progressivement acquises par les couches de dépôts successifs permettent de retracer l'histoire du plissement. Lorsque le taux de sédimentation est plus important que le taux de surrection lié au plissement, les couches révélées par profils sismiques font d'excellents marqueurs des vitesses de raccourcissement (*e.g.* Suppe *et al.*, 1992 ; Gonzalez-Mieres et Suppe, 2006, 2011 ; Daëron *et al.*, 2007). Dès lors que le taux de surrection devient plus important que le taux de sédimentation, le pli émerge (*e.g.* Daëron *et al.*, 2007).

II.7.5 Les raccourcissements enregistrés par les strates syntectoniques

Les strates syntectoniques peuvent éventuellement être repérées par des mesures de pendage sur le terrain. Le point de transition entre les couches antétectoniques et syntectoniques peut ainsi servir de témoin de l'initiation de la structure tectonique sur laquelle elles reposent. Cependant cette information reste ponctuelle et ne permet pas de quantifier le raccourcissement. Pour obtenir cette information, on se base sur les données issues de profils sismiques.

Lorsque le taux de sédimentation est plus rapide que le taux de surrection de la structure tectonique, les couches enterrent continuellement le pli. Dans ce cas, on peut appliquer la méthode des aires en excès à chaque couche du profil sismique (*e.g.* Gonzalez-Mieres et Suppe, 2006, 2011). Cette méthode permet de déduire les raccourcissements de chaque couche individuellement et donc de retracer précisément l'histoire du plissement.

Lorsque le taux de surrection est supérieur au taux de sédimentation, le pli émerge. Dès que le pli émerge, cela signifie que les prochaines couches ne se déposeront pas sur l'ensemble de la longueur du pli. Dès lors, il faut se reposer sur des modèles de plissement pour pouvoir quantifier le raccourcissement que chaque couche a subi. Bien que la surrection surpasse le taux de sédimentation, il est important de prendre en considération la sédimentation lorsque celle-ci se poursuit (*e.g.* Daëron *et al.*, 2007).

Pour approximer la diversité des déformations plicatives naturelles, différents modèles existent. Au cours de cette thèse, j'ai utilisé le modèle créé par Daëron *et al.* (2007), qui s'appuie sur l'étude de Bernard *et al.* (2007). Ce modèle reproduit la géométrie d'un pli de détachement en y incluant l'épaississement des couches au cœur du pli. La paramétrisation de la déformation est basée sur l'étude de Bernard *et al.* (2007) qui ont analysé la cinématique de déformation de plis de détachement créés à l'aide d'expériences analogiques. L'application effectuée par Daëron *et al.* (2007) consiste à reproduire la géométrie de plissement observable sur les données sismiques en adaptant la géométrie du modèle de déformation, dans le but de pouvoir ensuite utiliser cette géométrie afin de quantifier la déformation subie par des marqueurs syntectoniques.

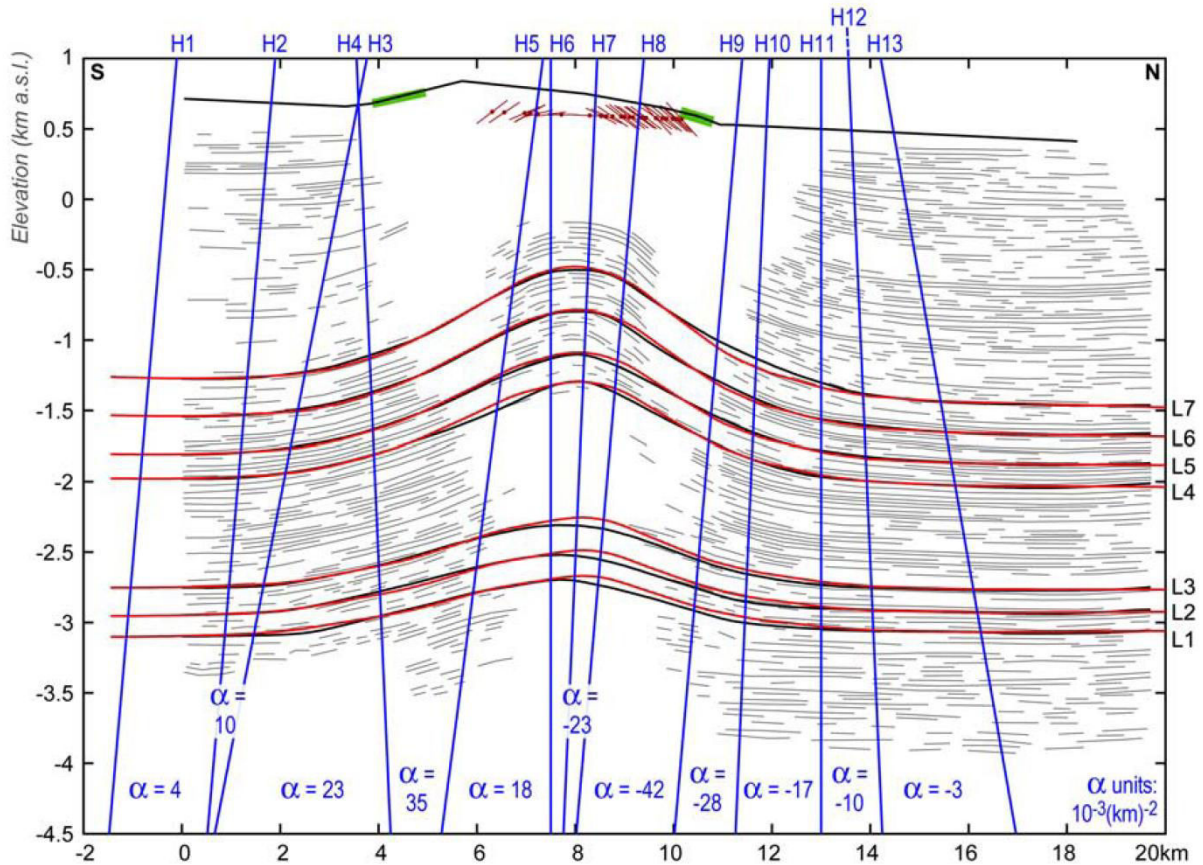


Figure II.7.3 : Exemple de paramétrisation du modèle de plissement de Daëron *et al.* (2007) sur l'anticlinal d'Anjihai (piémont Nord du Tianshan). Les réflecteurs sismiques sont représentés en gris, 7 couches en ont été interprétées (L1 à L7, en noir), les charnières sont représentées en bleu et les paramètres α sont présentés pour chacun des intervalles entre chaque paire de charnières.

Pour pouvoir reproduire la géométrie de couches antétectoniques d'un anticlinal de détachement, il faut tout d'abord contraindre son raccourcissement total, à l'aide par exemple d'une coupe équilibrée. Ensuite, il faut définir les abscisses des charnières et leurs pendages, en fonction des localisations des ruptures de pentes des réflecteurs sismiques (Fig. II.7.3). Et enfin, on calcule les paramètres alpha (α), qui définissent le degré de déformation interne entre deux charnières. Cet étape est réalisée en calculant les paramètres α à partir des pendages des réflecteurs, des couches antétectoniques, de leurs élévations par rapport au niveau de décollement et de la largeur totale de la zone plissée (voir équation 15 dans Bernard *et al.*, 2007). Ces paramètres permettent de reproduire le plissement total sur les couches antétectoniques.

On peut ensuite se servir de ce modèle soit pour déformer une géométrie initiale d'un marqueur jusqu'à atteindre sa géométrie actuelle, soit à l'inverse pour rétro-déformer le marqueur actuel jusqu'à atteindre la géométrie initiale. Ce modèle peut être utilisé pour mesurer le raccourcissement sur un marqueur morphologique déposé à n'importe quel moment au cours du plissement. Il est donc applicable à la quantification du raccourcissement pour des couches syntectoniques mais aussi pour des surfaces alluviales plissées (Bernard *et al.*, 2007 ; Daëron *et al.*, 2007).

Par ailleurs, Charreau *et al.* (2008) ont aussi développé un modèle de quantification des raccourcissements des couches syntectoniques. Ce modèle s'applique dans le cas d'un plissement de type plis de rampe se déformant par

migration de la matière au travers des charnières. J'ai repris et développé ce modèle au cours de ma thèse, il est donc présenté plus en détail au Chapitre IV.2.

II.8 Le challenge de la datation dans les milieux arides de l'Asie

II.8.1 Datations des surfaces alluviales abandonnées

Je viens de présenter différents moyens de mesure des raccourcissements sur des surfaces alluviales. Afin d'obtenir des vitesses de raccourcissement il faut donc connaître l'âge d'abandon des surfaces déformées. La datation dans les milieux arides tels que les piémonts du Tianshan oriental demeure un défi. Je présente ci-après les avantages et inconvénients de quelques méthodes de datation de sédiments quaternaires.

Datation par ^{14}C : le principe est de mesurer le ratio entre ^{14}C et ^{12}C dans de la matière organique fossile et d'en déduire le temps depuis lequel l'organisme est mort. Le ratio $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans un organisme vivant est en équilibre avec l'atmosphère. Ainsi, c'est seulement lorsque l'organisme meurt que le système se ferme et que le ratio évolue. En connaissant le ratio initial et la concentration relative en ^{14}C dans l'échantillon à l'heure actuelle, on peut calculer l'âge de la mort de l'organisme grâce au taux de décroissance radioactive du ^{14}C . Cette méthode très couramment utilisée présente cependant un inconvénient lorsqu'elle est appliquée à la datation de surface alluviale : on ne peut jamais être totalement certain de la contemporanéité de la matière analysée avec le dépôt de la surface. En effet, un morceau végétal peut être plus ancien que le dépôt sédimentaire, et n'être arrivé dans ce dépôt que suite au remaniement d'un autre dépôt en amont. Une racine peut aussi être plus jeune que le dépôt alluvial puisque la plante a pu se développer sur le dépôt après son abandon. En résumé c'est une mesure précise de l'âge d'un élément organique, mais cela reste une méthode indirecte de datation d'un dépôt sédimentaire.

Les datations OSL (optically stimulated Luminescence), IRSL (Infrared stimulated luminescence), et ESR (Electron spin Resonance) : sont des méthodes de mesure de temps d'enfouissement de sédiments. Je ne connais pas bien les détails théoriques et je ne présenterai ici que la méthode OSL (les méthodes ESR et IRSL sont, il me semble, assez similaires). Le principe est basé sur la mesure d'électrons piégés dans les défauts du réseau cristallin des minéraux. Lorsque les minéraux sont exposés à la lumière du soleil, tous ces pièges sont "vidés", c'est ce qui s'appelle le blanchiment. Et, lorsque les minéraux sont enfouis, les réactions radioactives du sédiment environnant (liées aux décroissances radioactives d'uranium, de potassium, et de thorium notamment) produisent des électrons qui vont se retrouver piégés dans les minéraux. En mesurant les quantités d'électrons piégés et les concentrations en éléments radioactifs dans les sédiments environnants, il est donc possible de calculer le temps qu'a passé le minéral isolé des rayonnements solaires. C'est une méthode relativement récente, qui est en plein développement et qui rencontre certaines difficultés. Par exemple : pour avoir un sédiment blanchi il est préférable de faire les mesures sur des sédiments fins d'origine éolienne ou fluviale. Mais même ainsi, lorsque les mesures sont effectuées grains par grains, elles révèlent que tout les grains ne sont pas complètement remis à zéro. Ainsi les mesures effectuées sur des ensembles de grains vont avoir tendance à surestimer l'âge réel, les mesures grain par grain sont donc préférables. L'avantage de cette méthode est qu'elle date directement l'enfouissement du sédiment. Cependant elle n'est réalisable que sur des sédiments fins alors que les sédiments alluviaux sont essentiellement des grès et des conglomérats.

Datation par âges d'exposition cosmogéniques : le principe est de mesurer les concentrations en éléments cosmogéniques dans les roches. Ces éléments sont accumulés dans les minéraux lorsque la roche est exposée aux rayonnements cosmiques, c'est-à-dire lorsqu'elle est à la surface (voir chapitre IV.1). Cette méthode permet donc de connaître le temps que les matériaux mesurés ont passé à la surface. C'est principalement cette méthode qui a été employée au cours de ce travail de thèse. Elle comporte elle-même ses propres avantages et défauts qui sont détaillés dans le Chapitre V.

Datation par âges d'enfouissement cosmogéniques : si une roche est exposée, puis isolée des rayonnements cosmogéniques, pendant son temps passé isolé, les concentrations en isotopes cosmogéniques radioactifs vont décroître. En mesurant le ratio de deux éléments cosmogéniques radioactifs dans une roche, et en connaissant leur ratio initial, on peut calculer le temps pendant lequel cette roche est restée enfouie.

Avouac *et al.* (1993) utilisent une méthode de datation relative qui s'appuie sur la diffusion des sédiments sur les bords (*risers*) de terrasse. La méthode s'appuie sur des profils topographiques de haute résolution réalisés sur les bords entre différents niveaux de terrasses. Plus le profil topographique est "émoussé" plus le riser est ancien.

Et enfin, un certain nombre d'études considèrent que l'abandon des terrasses est directement dû aux cycles climatiques et associent donc les différents niveaux de terrasses aux périodes interglaciaires.

II.8.2 Datations magnétostratigraphiques

À une plus grande échelle temporelle, les datations des sédiments continentaux de milieux arides constituent aussi un défi. En effet, ces sédiments contiennent peu de fossiles, qui sont habituellement des aides précieuses à la datation de couches sédimentaires. La méthode de plus en plus fréquemment employée est la datation par magnétostratigraphie (*e.g.* Charreau, 2005). Le principe repose sur la mesure des propriétés magnétiques des sédiments en de multiples points le long d'une série stratigraphique continue.

L'organisation des minéraux magnétiques au sein des sédiments est influencée par les propriétés du champ magnétique terrestre au moment de leur dépôt. Par ailleurs, le champ magnétique de la terre varie au cours du temps, notamment par des inversions de sa composante principale dipolaire. L'intervalle de temps pendant lequel le champ magnétique conserve la même polarité se nomme un chron, et ces chrons ont été datés à l'aide de méthodes indépendantes de datation sur des sites d'études où ces dernières étaient réalisables. La succession des chrons, et leurs limites temporelles sont désormais bien contraintes. À partir des directions des champs magnétiques mesurés dans une série stratigraphique on peut reconstituer une succession de chrons, et donc comparer les alternances trouvées à une échelle de référence pour obtenir les âges des sédiments.

II.9 Conclusions

Les méthodes présentées au cours de ce chapitre constituent les outils de datation et de mesure de la déformation que j'utilise par la suite afin de quantifier les vitesses de raccourcissement de structures élémentaires d'une chaîne de montagnes. L'assemblage de ces mesures permet de préciser où s'effectue l'accommodation du raccourcissement et quelles sont les parts du raccourcissement prises en charge par la déformation des piémonts et

Chapitre II : Les modalités de la déformation d'une chaîne de collision intracontinentale

par la déformation interne de la chaîne. L'ensemble des vitesses de raccourcissement peut ensuite être comparé à la dynamique générale de la chaîne afin d'en connaître le stade d'évolution.

Dans le Tianshan, les méthodes basées sur les sédiments syntectoniques permettent d'investiguer des déformations s'étant mises en place il y a environ 1 Ma à parfois plus de 15 Ma. L'analyse des surfaces alluviales déformées permet quant à elle de renseigner sur les vitesses de raccourcissement sur des périodes entre 200 et 5 ka. Et enfin, les études géodésiques quantifient les mouvements tectoniques depuis quelques dizaines d'années. La comparaison de ces trois échelles temporelles permet donc d'explorer l'évolution de la déformation.

Chapitre III : Le Tianshan : une chaîne intracontinentale paléozoïque réactivée au tertiaire



Anticlinal de Qiulitagh le long de la rivière Yaha.

"La géologie est le chevalet du paysage."

Aphorismes sous la lune et autres pensées sauvages, 2008, Sylvain Tesson.

Contenu du Chapitre III

III.1 Contexte géologique et structural du Tianshan	39
III.2 Historique de la genèse du Tianshan au Paléozoïque	41
III.3 L'évolution du Tianshan depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à la fin du Mésozoïque	43
III.4 La réactivation du Tianshan au Cénozoïque.....	46
III.4.1. Contraintes sur l'âge de la réactivation.....	46
III.4.2. Les bassins d'avant pays du Tianshan oriental témoins de sa réactivation au Cénozoïque	47
III.4.2.1 Les structures témoignant de la réactivation	47
III.4.2.2 Age de la déformation et quantification des raccourcissements associés.....	47
III.5 Quaternaire.....	49
III.6 Le Tianshan : une chaîne de montagnes active.....	51
III.6.1 La sismicité	51
III.6.2 Le GPS	53
III.7 Conclusion.....	53

III.1 Contexte géologique et structural du Tianshan

D'un point de vue géographique, le Tianshan est une chaîne de montagnes comprenant de hauts reliefs (sommets au-delà de 7000 mètres d'altitude) qui se situe en Asie centrale à ~1500 km au nord du front de chevauchement de l'Himalaya.

Ces reliefs actuels sont la conséquence directe de la réactivation de la chaîne par la collision du sous-continent indien avec l'Asie et se situent donc essentiellement dans un contexte de compression sud-nord (*e.g.* Tapponnier et Molnar, 1977). Cependant comme je l'ai décrit dans le chapitre I, la déformation générée par cette collision est, en Asie Centrale, aussi accommodée par de grands mouvements décrochants (Chapitre I.5). Ainsi, Yin *et al.* (2010) placent le Tianshan au sud d'une zone qu'ils nomment : "Central Asia Right-Slip Fault Zone", ce qui peut se traduire par : zone de cisaillement dextre de l'Asie centrale (Fig. III.1.1). Ces grands décrochements dextres semblent surtout avoir été actifs au Cénozoïque (*e.g.* Yin *et al.*, 2010).

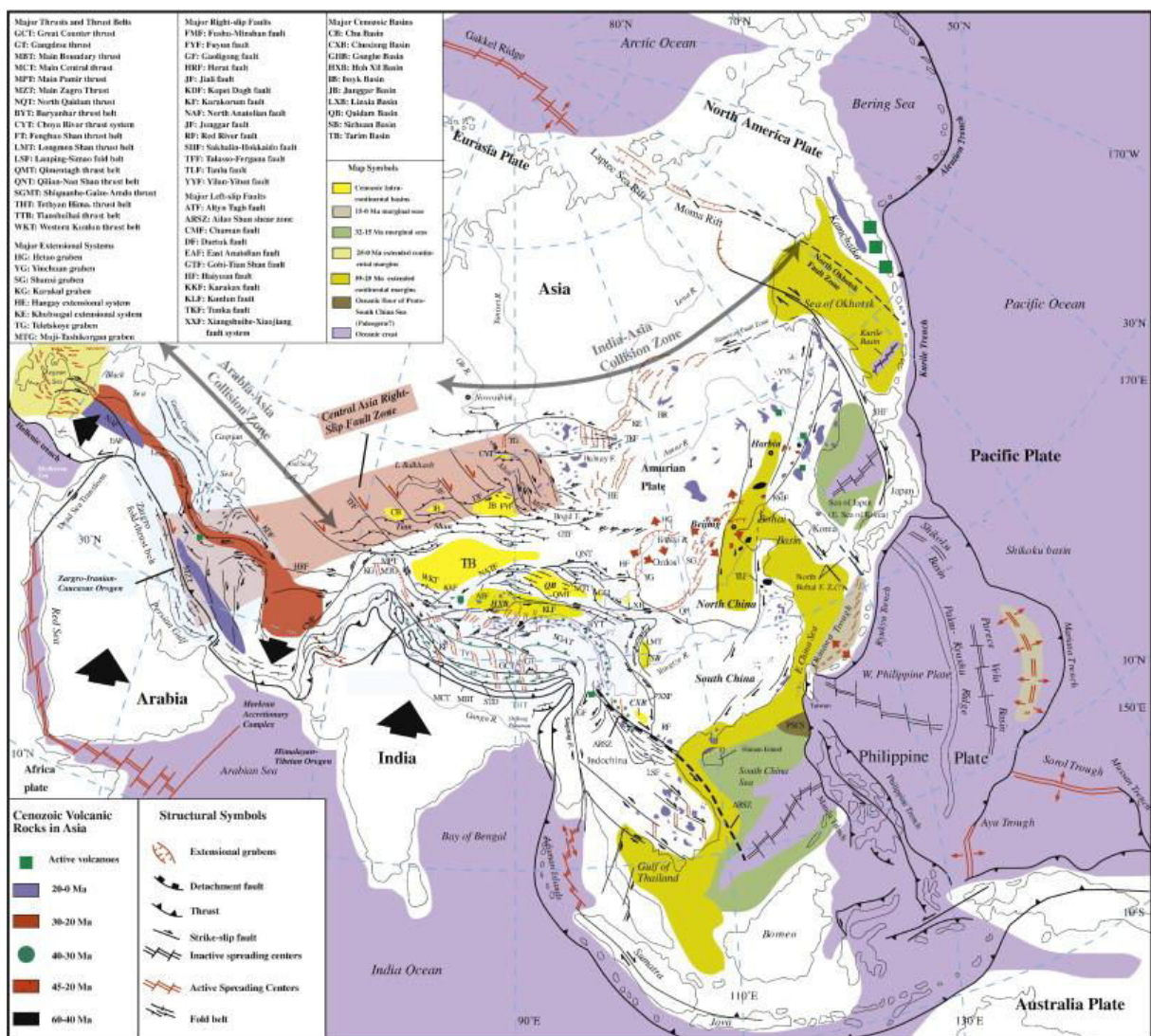


Figure III.1.1 : Carte structurale de l'Asie. Le Tianshan (au nord du bassin du Tarim : TB) est situé au sud de la "Central Asia Right-Slip Fault Zone" (Yin *et al.*, 2010).

Bien que fortement lié à la collision entre l'Inde et l'Asie, le contexte structural actuel du Tianshan traduit également une histoire plus complexe. Ainsi, d'après certains auteurs le Tianshan appartient à la ceinture orogénique d'Asie centrale ("Central Asia Orogenic Belt - CAOB") (e.g. Windley *et al.*, 2007 ; Gao *et al.*, 2009 ; Han *et al.*, 2011 ; Xu *et al.*, 2013 ; Fig. III.1.2a), autrement nommée Altaïds (e.g. Allen *et al.*, 1995 ; Şengör *et al.*, 1993). Cette ceinture comprend l'ensemble des chaînes de montagnes du nord de la Chine et remonte dans sa partie ouest en englobant l'Oural.

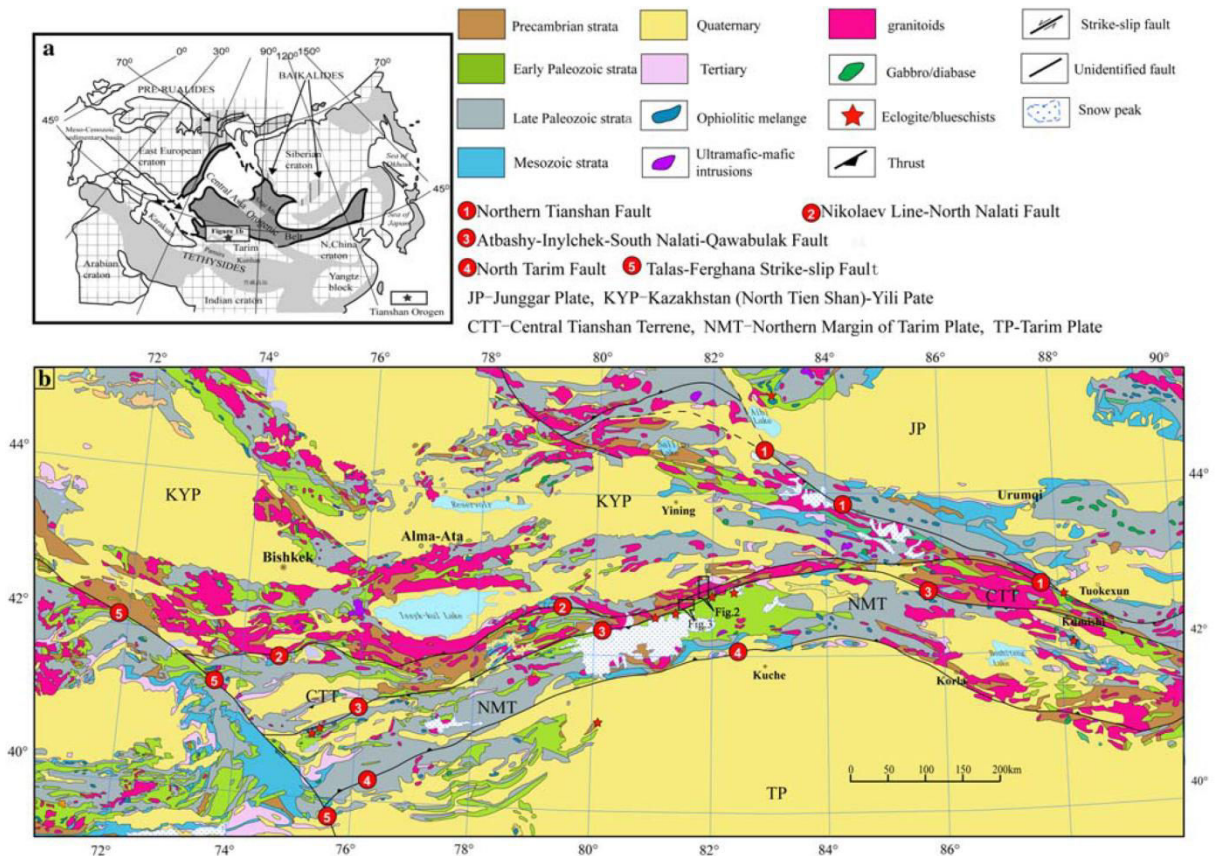


Figure III.1.2 : Carte géologique du Tianshan (Gao *et al.*, 2009).

D'un point de vue lithologique, le Tianshan oriental (entre 83° et 88° E) est ainsi composé de roches précambriennes et paléozoïques en son cœur (Fig. III.1.2). Tandis que ses flancs nord et sud exposent à l'affleurement des roches essentiellement paléozoïques à mésozoïques (Fig. III.1.2). La partie centrale est séparée des deux parties externes par des accidents tectoniques majeurs : les zones de sutures Nord et Sud du Tianshan (accidents numérotés 1 et 2 sur la figure III.1.2). La chaîne est encadrée par les bassins du Junggar au nord et du Tarim au sud, qui sont deux bassins endoréiques recouverts de sédiments quaternaires.

Les grandes structures tectoniques qui sont présentes dans le Tianshan oriental sont essentiellement des accidents chevauchants orientés est-ouest (Fig. III.1.3), ce sont notamment les deux zones de sutures et les ceintures de plis et chevauchements des piémonts. Ces dernières résultent de l'accrétion de matériel en base de chaîne. La structure générale du Tianshan ressemble donc en surface à une structure en "push-up" (Fig. III.1.3B), la chaîne se trouvant "écrasée" entre les bassins du Tarim et du Junggar, avec des chevauchements fonctionnant vers l'extérieur de la chaîne sur les piémonts Nord et Sud (Avouac *et al.*, 1993 ; Allen *et al.*, 1999). En ce qui concerne la structure profonde du Tianshan : des études ont démontré un épaissement crustal, avec une croûte 12 à 13 km plus

épaisse sous le Tianshan que sous les plaques du Junggar et du Tarim (e.g. Cotton et Avouac, 1994 ; Lu *et al.*, 2000 ; Poupinet *et al.*, 2002 ; Zhao *et al.*, 2003 ; Vinnik *et al.*, 2004 ; Tian *et al.*, 2010). Ces études de tomographie sismique montrent que la plaque du Tarim est en subduction avec une vergence nord sous le Tianshan et cela avec un pendage d'environ 4-5° (e.g. Lu *et al.*, 2000). En ce qui concerne le lien entre le Junggar et le Tianshan, l'hypothèse d'une subduction du Junggar sous le Tianshan est assez répandue (e.g. Avouac *et al.*, 1993). Cependant les données tomographiques tendent à lui attribuer une importance moindre que la subduction du sud et à favoriser donc une vergence nord de la subduction sous le Tianshan (Poupinet *et al.*, 2002).

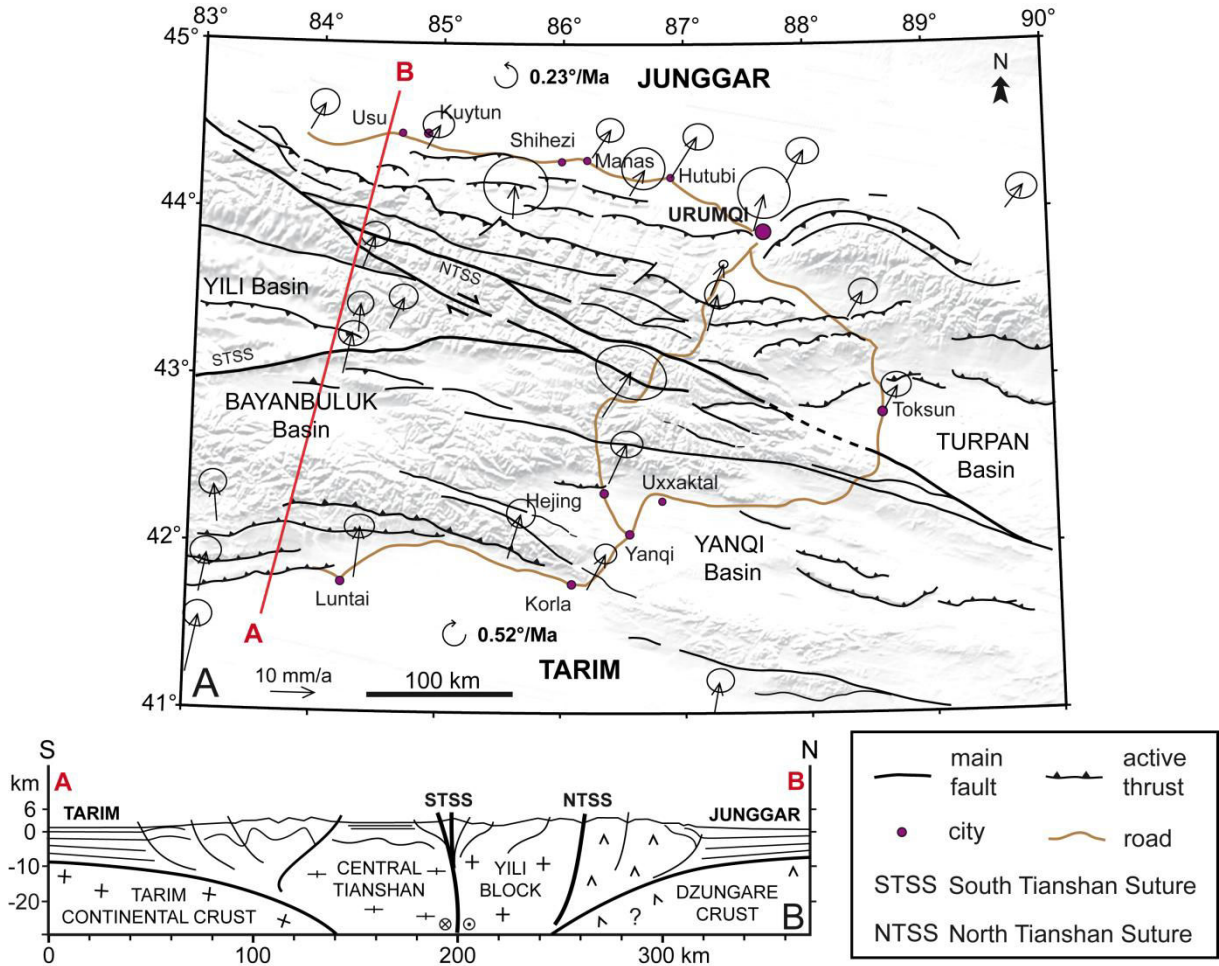


Figure III.1.3 : Carte structurale (A) et coupe (B) du Tianshan oriental (S.Dominguez).

III.2 Historique de la genèse du Tianshan au Paléozoïque

Les structures principales du Tianshan trouvent leur origine dans des collisions qui débutent dès le Paléozoïque. En effet à l'image de l'ensemble des chaînes appartenant à la zone des Altaïds ou de la CAO, le Tianshan est une chaîne ancienne qui résulte de l'accrétion successive de plusieurs blocs continentaux les uns aux autres (e.g. Şengör *et al.*, 1993). La dynamique générale était probablement déjà la même que celle liée à la collision de l'Inde : ce sont en effet des blocs continentaux générés par la fragmentation du Gondwana au sud qui sont venus s'accumuler vers le nord. De nombreuses études tentent de reconstituer l'histoire Paléozoïque de la chaîne (e.g. Burtman, 1975 ; Windley *et al.*, 1990 ; Gao *et al.*, 1998 ; Buslov *et al.*, 2004 ; Xiao *et al.*, 2004 ; Wang *et al.*,

2008 ; Charvet *et al.*, 2011 ; Lin *et al.*, 2013 ; Xiao *et al.*, 2013). Les détails ne sont pas encore bien contraints et varient d'une étude à l'autre. Les points principaux, sur lesquels l'ensemble des auteurs semblent s'accorder sont : une collision en plusieurs phases, avec au minimum deux subductions océaniques dans le processus aboutissant aux deux zones de sutures, et avec au moins un bloc continental piégé au centre de la chaîne. Ensuite, la reconstruction de toute la cinématique reste fortement débattue.

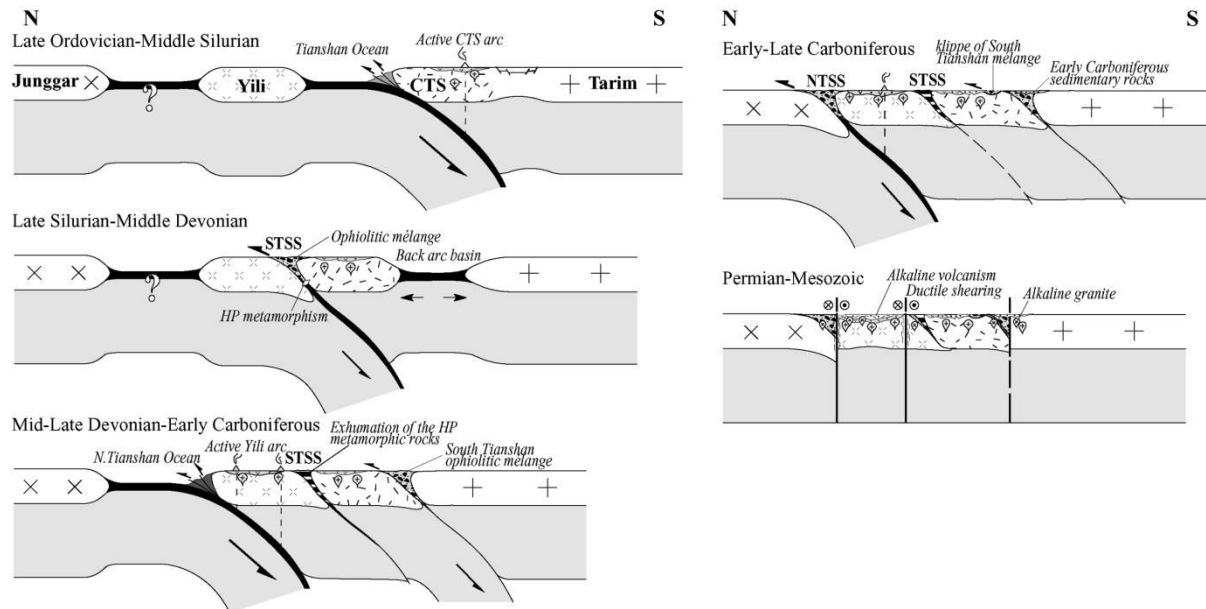


Figure III.2.1 : Modèle de création de la chaîne du Tianshan au Paléozoïque (modifié d'après Wang *et al.*, 2008).

Je prends l'exemple de Wang *et al.* (2008), qui a le mérite d'être assez simple (Fig. III.3.1). Dans cet article, les auteurs présentent cinq étapes principales : 1) Ordovicien supérieur / Silurien moyen : initiation d'une subduction d'une plaque océanique au nord sous une plaque continentale au sud (plaque du Tarim, à laquelle la plaque du Tianshan central appartenait) ; 2) Silurien supérieur / Dévonien inférieur : Création d'un océan qui divise la plaque du Tarim de celle du Tianshan central ; 3) Dévonien moyen / Carbonifère inférieur : initiation des subductions des paléo-océans au sud et au nord du Tianshan central ; 4) Carbonifère inférieur : fermeture des bassins océaniques d'abord au sud puis au nord ; 5) Permien / Mésozoïque : collision des différents blocs continentaux et genèse de deux prismes d'accrétions.

Le modèle de Wang *et al.* (2008) demeure simple, par exemple, il ne replace pas dans la chronologie qu'il propose, les évidences de l'accrétion d'un arc volcanique au nord du Tianshan central (*e.g.* Xiao *et al.*, 2013). De plus il est en divergence à propos des vergences des subductions proposées par d'autres modèles (*e.g.* Xiao *et al.*, 2004).

Toutes les hypothèses des différents auteurs sont basées sur des datations de formations au travers du Tianshan. Ce sont notamment des datations des complexes ophiolitiques, des intrusions magmatiques et des événements volcaniques qui permettent aux auteurs de proposer des reconstitutions de la cinématique de cette collision complexe (*e.g.* Han *et al.*, 2011). Ces cinématiques sont aussi contraintes grâce aux histoires thermochronologiques des roches (*e.g.* Dumitru *et al.*, 2001). Et enfin, des études paléomagnétiques permettent de contraindre les anciennes positions géographiques des différents blocs continentaux, afin de contraindre les mouvements de ces blocs dans le temps (*e.g.* Chen *et al.*, 1991 ; Wang *et al.*, 2007).

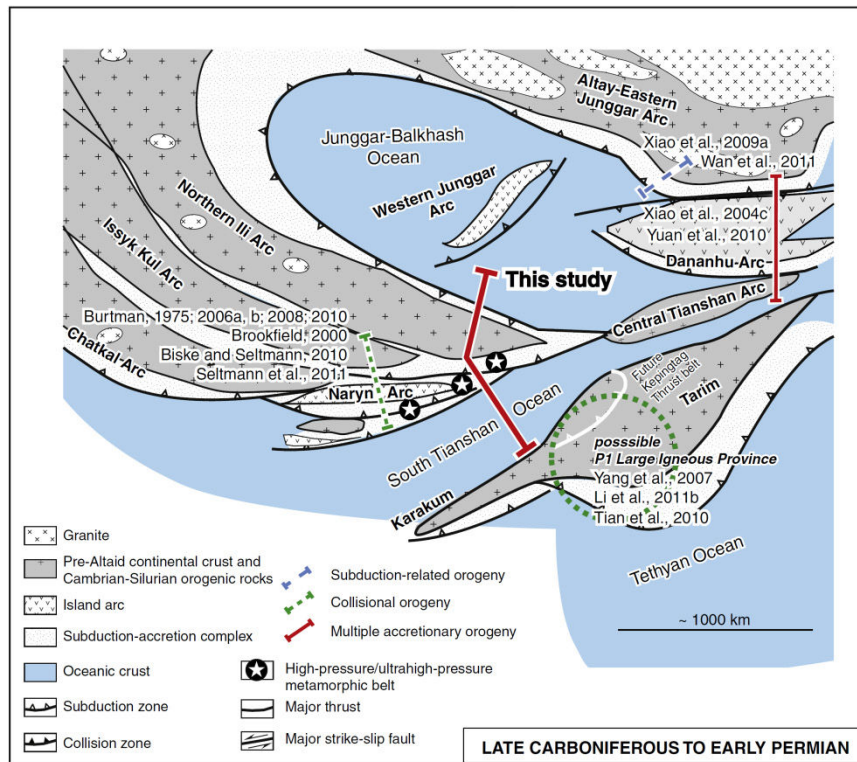


Figure III.2.2 : Paléogéographie du Tianshan oriental au Carbonifère supérieur / Permien inférieur (Xiao *et al.*, 2013).

En compilant un certain nombre de ces études Xiao *et al.* (2013) proposent une reconstitution paléogéographique du Tianshan oriental (Fig.III.3.2). Ils y présentent deux océans encadrant le bloc du Tianshan central, et des blocs continentaux du Tianshan central et du Tarim avec des orientations sud-ouest/nord-est. Ces orientations impliquent que les blocs continentaux tournent dans le sens des aiguilles d'une montre lors de leurs collisions respectives, ce qui est en accord avec les données GPS actuelles qui démontrent une rotation du bloc du Tarim (voir Chapitre III.6).

Par ailleurs, Wilhem *et al.* (2012) font une synthèse d'un grand nombre d'études sur la construction de l'Asie centrale au Paléozoïque, incluant donc les collisions à l'origine du Tianshan. Cette vue d'ensemble permet aussi de mettre en évidence la complexité de la genèse de l'ensemble de l'Asie centrale, qui résulte donc essentiellement de multiples accrétions de blocs continentaux issus de la dislocation du Gondwana (voir aussi Heubeck, 2001 et Windley *et al.*, 2007).

III.3 L'évolution du Tianshan depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à la fin du Mésozoïque

Entre la fin du Paléozoïque et le début du Cénozoïque le Tianshan subit de multiples changements de contextes géodynamiques qui sont à l'origine de l'héritage structural complexe de cette chaîne. Jolivet *et al.* (2013) effectuent une récente synthèse des connaissances sur l'évolution de cette chaîne durant cette période (Fig. III.3.1).

Après les phases de collisions qui ont initié la création des premiers reliefs du Tianshan (Fig. III.3.1a), arrive une période de transtension au Permien (Laurent-Charvet *et al.*, 2002 ; Jolivet *et al.*, 2013 ; Fig. III.3.1b). Des indices

d'une période extensive sont notamment décrits par des études des dépôts sédimentaires dans les bassins intra-chaînes (e.g. Allen *et al.*, 1991 ; Wartes *et al.*, 2002). Cette période extensive est aussi associée à des dépôts volcaniques interprétés comme étant issus d'un arc volcanique lié à la création d'un rift (e.g. Xiao *et al.*, 2013). C'est une étape importante de l'évolution du Tianshan puisque ces contraintes en transtension sont probablement à l'origine de bassins en "pull apart" au cœur même de la chaîne. Les bassins de Yili, de Turfan, de Yanqi et de Bayanbuluk (Jolivet *et al.*, 2013) sont probablement aujourd'hui des reliquats topographiques de cette période. On notera que cette phase d'extension et de genèse de ces bassins est au moins une partie de l'explication de l'altitude actuelle exceptionnellement basse du bassin de Turfan (-143 m au point le plus bas).

Il s'ensuit une nouvelle phase de compression au Trias, enregistrée par l'inversion des structures jusqu'alors en extension dans les bassins intra-chaînes (e.g. Allen *et al.*, 1991 ; Wartes *et al.*, 2002 ; Zhu *et al.*, 2006). Elle est aussi démontrée par l'augmentation des vitesses d'exhumation déduites d'études thermochronologiques (e.g. Dumitru *et al.*, 2001 ; Jolivet *et al.*, 2010). Cette phase génère notamment le massif du Bogda Shan (segment nord-est du Tianshan) qui isole le bassin de Turfan du bassin du Junggar, comme semble le montrer des études des dépôts sédimentaires de ces deux bassins (e.g. Allen *et al.*, 1991 ; Wartes *et al.*, 2002 ; Chen *et al.*, 2015).

Au Jurassique, le Tianshan entre dans une phase beaucoup plus calme, tectoniquement parlant, au cours de laquelle le relief général de la chaîne va progressivement être érodé. Cette période s'accompagne probablement au début d'une phase d'extension liée à la subsidence thermique post-orogénique (e.g. Allen *et al.*, 1991 ; Jolivet *et al.*, 2013 ; Fig. III.3.1c et d). Des études de vitesses d'exhumation par thermochronologie (e.g. Dumitru *et al.*, 2001 ; Jolivet *et al.*, 2010) et de taux de sédimentation dans les bassins en piémont de chaîne (e.g. Hendrix *et al.*, 2000) affirment en effet que l'exhumation et l'érosion des reliefs sont de bien moindre importance durant cette période.

Entre le Jurassique supérieur et le Paléocène, la chaîne est donc peu active. Cependant elle enregistre quelques épisodes de réactivation modérés, interprétés comme étant liés aux collisions de blocs continentaux à la limite sud de l'Asie. Par exemple : Hendrix *et al.* (1992) constatent trois phases d'augmentation des vitesses de subsidence dans les piémonts Sud et Nord et dans le bassin de Turfan, auxquelles s'associent des faciès sédimentaires grossiers, signes d'une augmentation de l'érosion liée à une surrection plus intense de la chaîne. Ils interprètent ces accélérations résultant des collisions au sud de l'Asie du bloc de Qiantang au Trias supérieur, du bloc de Lhasa au Jurassique supérieur et de l'arc du Khoistan-Dras au Crétacé supérieur. Ces âges de réactivation sont aussi corroborés par des études thermochronologiques attestant de l'accélération de l'exhumation à ces moments-là (e.g. Dumitru *et al.*, 2001 ; Jolivet *et al.*, 2010). Cependant ces réactivations restent mineures, et le Tianshan au Mésozoïque est donc essentiellement un relief en érosion, mais dont la topographie, héritée des collisions antérieures et réactivée épisodiquement, demeure suffisamment présente pour apporter des matériaux dans les bassins sédimentaires (e.g. Chen *et al.*, 2011).

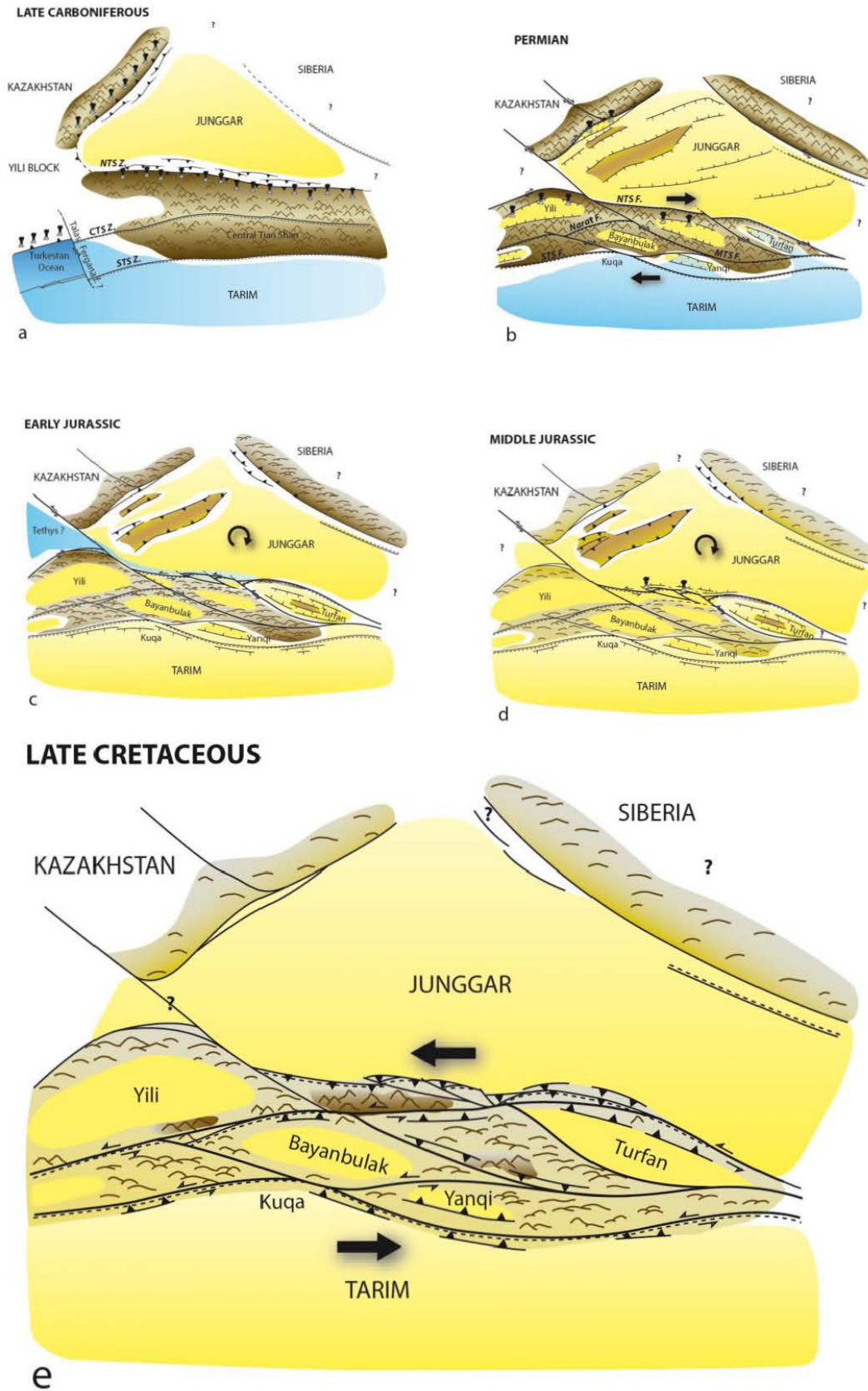


Figure III.3.1 : Reconstitution de l'évolution topographique du Tianshan entre la fin du Paléozoïque et la fin du Mésozoïque (Jolivet et al., 2013).

III.4 La réactivation du Tianshan au Cénozoïque

III.4.1. Contraintes sur l'âge de la réactivation

L'événement principal dans l'histoire "récente" du Tianshan est sa réactivation par la collision entre l'Inde et l'Eurasie. Cette collision, qui se produit aux alentours de 50-55 Ma (voir Chapitre I), induit une propagation de la contrainte compressive vers le nord qui atteint le Tianshan entre 10 Ma et 25 Ma selon différentes études. Le délai observé pourrait s'expliquer par le changement de mécanisme d'accommodation de la déformation au travers de l'Asie centrale (e.g. Harrison *et al.*, 1992). En effet, la déformation au travers de l'Asie centrale est principalement accommodée par deux mécanismes : l'épaississement crustal et l'extrusion. Et, il se pourrait que l'extrusion soit favorisée dans un premier temps, puis que l'épaississement crustal prenne le relais comme mécanisme principal. L'extrusion n'impliquant pas directement de déformation dans le Tianshan, ce changement, pourrait en partie expliquer le délai. Ce retard pourrait aussi s'expliquer simplement par le fait que l'on accomode tout d'abord "aisément" la déformation à la suture entre l'Inde et l'Eurasie et que la déformation n'est propagée qu'une fois que l'accommodation de raccourcissement supplémentaire devient plus compliquée au niveau de cette suture. Quoiqu'il en soit, la compression générée par cette collision est donc transmise à travers le bloc du Tarim, qui est considéré comme rigide et donc ne se déformant que très peu, jusqu'au Tianshan (e.g. Tapponnier et Molnar, 1979 ; Dayem *et al.*, 2009).

Cette réactivation, liée à la collision de l'Inde, a été datée par de multiples méthodes et est pour l'instant principalement proposée autour de deux périodes : 20-25 Ma ou 10-15 Ma. L'époque de réactivation la plus ancienne est soutenue par des études thermochronologiques qui identifient, au niveau de couches cénozoïques dans les piémonts et au niveau des accidents majeurs à l'intérieur de la chaîne, une phase d'exhumation vers 25 Ma (Hendrix *et al.*, 1994 ; Dumitru *et al.*, 2001).

D'autres études, identifient à l'aide de datations magnétostratigraphiques une accélération synchrone des taux de sédimentation dans les bassins d'avant chaîne autour de 10-15 Ma, et y associent la réactivation du Tianshan par la collision de l'Inde au sud (Charreau, 2005 ; Charreau *et al.*, 2006, 2009a, 2012; Huang *et al.*, 2010). Certaines études de thermochronologie mettent aussi en avant une phase d'accélération de l'exhumation aux alentours de 11 Ma (Bullen *et al.*, 2001, 2003). De plus, Abdrakhmatov *et al.* (1996) en utilisant les vitesses GPS actuelles de raccourcissement accommodées au travers du Tianshan occidental et les estimations de raccourcissement total, proposent une date de réactivation vers 10 Ma. En effectuant un exercice assez similaire, en se basant cependant sur des vitesses de raccourcissement holocènes déduites de mesures d'escarpements de failles, Avouac *et al.* (1993) estiment la réactivation du Tianshan oriental à ~16 Ma.

Charreau *et al.* (2009a) proposent que ces différents âges soient trois phases successives d'activation : une phase d'initiation de la déformation aux alentours de 21-24 Ma, suivie de la phase de surrection principale vers 15 Ma, et enfin une dernière phase d'accélération aux alentours de 11 Ma.

III.4.2. Les bassins d'avant pays du Tianshan oriental témoins de sa réactivation au Cénozoïque

III.4.2.1 Les structures témoignant de la réactivation

Quel que soit le ou les moment(s) exact(s) de réactivation de la chaîne, des déformations tectoniques importantes prennent place sur les piémonts de la chaîne depuis plusieurs millions d'années. Ces déformations dans les piémonts s'organisent typiquement sous forme de ceinture de plis et de chevauchements parallèles les uns aux autres. Ces ceintures se composent de structures qui se développent généralement sur un à deux niveaux de décollement. Au premier ordre : on retrouve les structures les plus anciennes, et donc les plus développées, à proximité de la chaîne, tandis que les structures les plus récentes sont plus distales. Les piémonts Nord et Sud du Tianshan oriental présentent les mêmes types de géométries structurales. On y retrouve une certaine variété de structures (Chapitre II.6, exemple d'une coupe du piémont Nord figure III.2.1). Les structures des piémonts Sud et Nord seront présentées plus en détail dans les chapitres suivants (Chapitre V et VII).

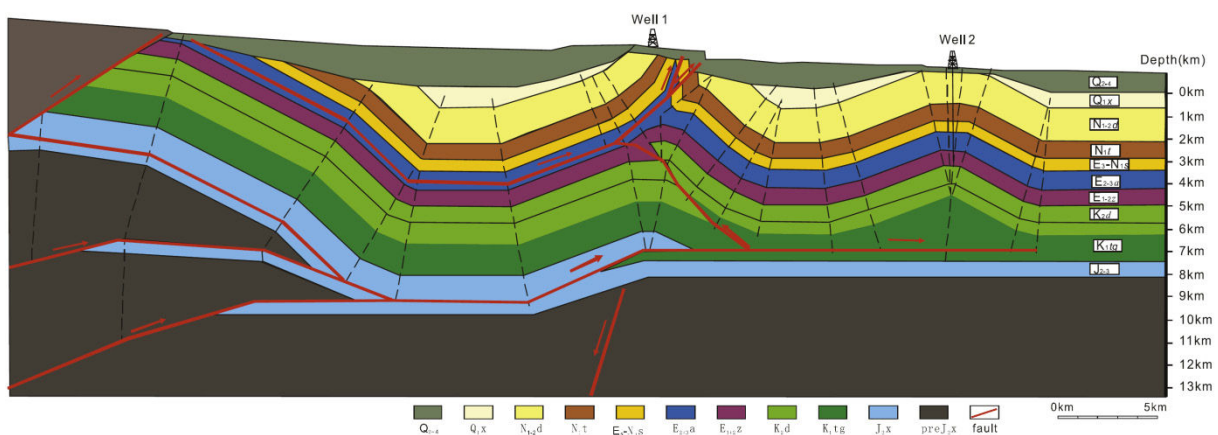


Figure III.2.1 : Coupe équilibrée des anticlinaux de deux anticlinaux du piémont Nord du Tianshan oriental (Li et al., 2011a).

Une partie de la déformation est aussi accommodée à l'intérieur de la chaîne dans les nombreux bassins intra-chaînes présents tout le long du Tianshan. La partie occidentale a été bien plus investiguée de ce point de vue, et on y trouve que près de 9 mm/an de raccourcissement y sont accommodés (Abdrakhmatov *et al.*, 2001 ; Thompson *et al.*, 2002). J'aborderai la déformation intra-chaîne, au niveau du Tianshan oriental, dans le Chapitre VI.

III.4.2.2 Age de la déformation et quantification des raccourcissements associés

L'âge de la déformation et les vitesses de raccourcissement associées à ces structures sont principalement déduits de l'étude des sédiments syntectoniques largement présents sur les piémonts et à l'intérieur de la chaîne. Ces sédiments sont de diverses natures. Ils peuvent être récents (terrasses et cônes alluviaux) et associés au système fluviatile actuel drainant les piémonts ou plus anciens et associés à un réseau de drainage antécédent (couches syntectoniques).

Le challenge le plus important dans la quantification de la déformation néogène dans le Tianshan, est de réussir à dater ces sédiments syntectoniques. En effet, les couches déformées sont constituées de sédiments détritiques continentaux et sont extrêmement pauvres en contenu fossilifère.

Cette difficulté à dater les sédiments a eu pour conséquence d'induire en erreur certains auteurs qui se sont servi de la présence d'une formation caractéristique du Tianshan, la formation de Xiyu, comme d'un marqueur chronologique fiable (*e.g.* Burchfiel *et al.*, 1999 ; Fu *et al.*, 2003). Cette formation souvent associée à des strates de croissance, est facilement reconnaissable, puisqu'elle se compose de conglomérats fluviaux sombres et massifs. Elle a initialement été datée aux alentours de 2,5 Ma. Cependant, les nombreuses datations magnétostratigraphiques ont au fur et à mesure daté sa base à différents âges en fonction des sites étudiés, de ~1 à ~15 Ma. Cette formation s'est donc révélée être fortement diachronique (*e.g.* Charreau *et al.*, 2009b ; Lu *et al.*, 2010a), ce qui remet en question les estimations de vitesse de raccourcissement réalisées à partir de l'âge de cette formation.

Néanmoins, de nombreuses études magnétostratigraphiques (*e.g.* Chen *et al.*, 2002 ; Charreau, 2005 ; Charreau *et al.*, 2005, 2006, 2009a ; Huang *et al.*, 2006 ; Sun *et al.*, 2009 ; Li *et al.*, 2011b ; Zhang *et al.*, 2014) ont permis d'apporter de nouvelles contraintes sur les âges de dépôts permettant de reconstruire une partie de l'histoire de la déformation au Néogène.

Plutôt que de détailler tous les articles présentant des vitesses de raccourcissement lors de cette période, j'ai reporté les vitesses de raccourcissement sur une carte (Fig. III.4.1) où chaque point bleu indique un accident (chevauchement ou pli) et chaque rectangle bleu une coupe cumulant plusieurs accidents.

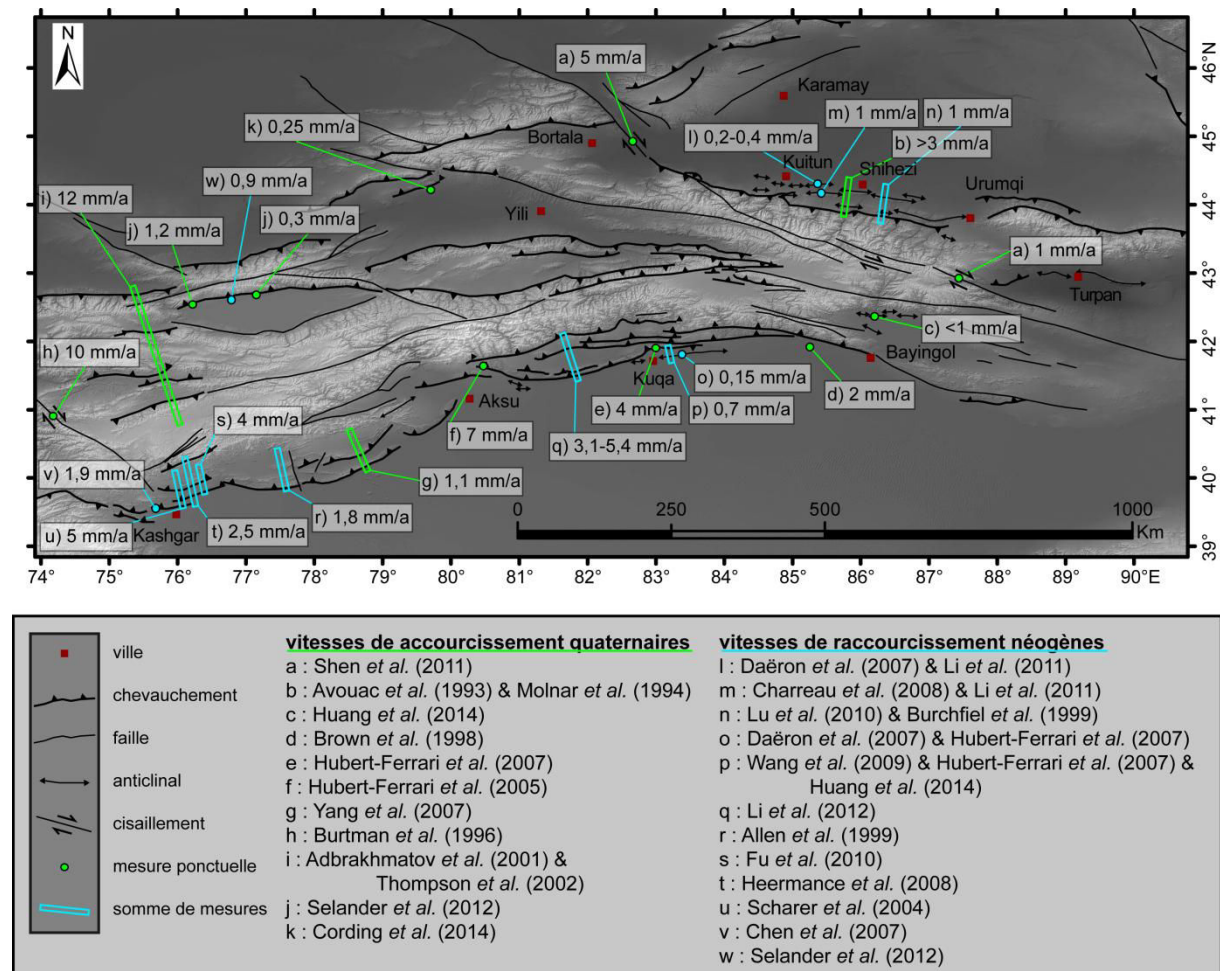


Figure III.4.1 : Carte synthétique des vitesses de raccourcissement néogènes et quaternaires publiées au travers du Tianshan. (Les vitesses quaternaires sont représentées en vert tandis que celles néogènes sont en bleu.)

Ces vitesses, mesurées sur des strates datées globalement entre 20 à 1 Ma, montrent des taux de raccourcissement sur le piémont sud : au centre et à l'ouest de la chaîne, déjà importants, aux alentours de 2 à 5 mm/an (Allen *et al.*, 1999 ; Scharer *et al.*, 2004 ; Heermance *et al.*, 2008 ; Fu *et al.*, 2010 ; Li *et al.*, 2012a). Tandis que les vitesses de raccourcissement néogènes sur le piémont nord-est sont plus faibles, seulement de l'ordre de 1 mm/an (Daëron *et al.*, 2007 ; Charreau *et al.*, 2008 ; Lu *et al.*, 2010b). Cependant les coupes sur le piémont Nord contraignent difficilement les structures les plus proches de la chaîne, qui sont susceptibles d'avoir été les premières réactivées. En conséquence, l'évaluation du raccourcissement dans le piémont Nord est possiblement sous-estimée.

L'ordre d'activation des chevauchements dans les bassins d'avant chaîne se fait généralement en séquence normale. En effet, Li *et al.* (2012a) mesurent, à l'aide de coupes équilibrées, des vitesses de raccourcissement dans le piémont sud-est. La déformation y débute aux alentours de 25 Ma, accélère dans le temps et se propage vers l'extérieur de la chaîne. Dans le piémont nord-est, Daëron *et al.* (2007) et Charreau *et al.* (2008) modélisent le plissement des couches syntectoniques de deux anticlinaux parallèles, et en extraient des vitesses de raccourcissement similairement croissantes dans le temps et en propagation normale. Par ailleurs, dans le piémont sud-ouest, Heermance *et al.* (2008) décrivent une histoire plus complexe de propagation de la déformation. Ils proposent, sur la base de coupes équilibrées, d'âges thermochronologiques et magnétostratigraphiques, une accélération générale depuis 25 Ma, interrompue par une période de très faible déformation entre 13,5 et 4 Ma. D'après ces auteurs le raccourcissement est accommodé sur les structures internes de la chaîne pendant ce laps de temps. Cette interprétation nécessite donc un ordre d'activation hors-séquence.

Et enfin, Selander *et al.* (2012) proposent des vitesses de l'ordre de 1 mm/an dans le nord-ouest du bassin d'Issik-Kul.

III.5 Quaternaire

D'assez nombreuses études se sont consacrées à l'identification et à la quantification de la tectonique quaternaire dans le Tianshan (Fig. III.4.1). L'approche générale consiste à dater des marqueurs morphologiques déformés par la tectonique et à quantifier la quantité de raccourcissement associée à cette déformation. Je présente en figure III.5.1 un exemple d'une terrasse décalée verticalement par un chevauchement dans la partie nord-est du bassin de Yili, (Cording *et al.*, 2014). Des études de ce type permettent donc de mesurer localement une vitesse de raccourcissement accommodée sur une structure géologique. Pour ce faire, les auteurs utilisent différentes méthodes de datation et différentes approches pour quantifier le raccourcissement. Tout comme pour les datations des sédiments cénozoïques, les datations de surfaces alluviales dans ce milieu désertique sont assez souvent le point faible des estimations de vitesses (voir Chapitre II.7).

Une première vague d'études s'est attelée à quantifier la déformation des piémonts du Tianshan oriental (Avouac *et al.*, 1993 ; Molnar *et al.*, 1994 ; Brown *et al.*, 1998). Les résultats de ces études pionnières démontrent l'activité des piémonts en mesurant des vitesses de raccourcissement de l'ordre de 1 à 2 mm/an sur des structures individuelles (plis ou failles). Ainsi, dès 1993, Avouac *et al.* (1993) estiment les vitesses de raccourcissement sur le piémont Nord à environ 3 mm/an. Néanmoins, l'absence de datations oblige ces auteurs à faire l'hypothèse forte que les terrasses principales sont directement liées aux cycles climatiques, afin de pouvoir en estimer les âges.

D'autres études ont quantifié les vitesses de raccourcissement de certaines structures du piémont Sud. Ainsi, les structures du bassin de Kuqa évoluent à ~ 7 mm/an dans sa partie ouest (Hubert-Ferrari *et al.*, 2005). La vitesse de raccourcissement diminue vers l'est puisque l'anticlinal de Qiulitagh, principale structure du bassin de Kuqa, n'accommode qu'environ 4 mm/an au niveau de la ville de Kuqa (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007). L'anticlinal de Yakeng, au sud de l'anticlinal de Qiulitagh prend ensuite en partie le relais de l'accommodation de la déformation en accommodant environ 2 mm/an de raccourcissement (Daëron *et al.*, 2007). Et enfin, une centaine de kilomètres à l'est de la terminaison de l'anticlinal de Yakeng, Brown *et al.* (1998) reportent une vitesse d'environ 2 mm/an sur un chevauchement recoupant un cône alluvial.

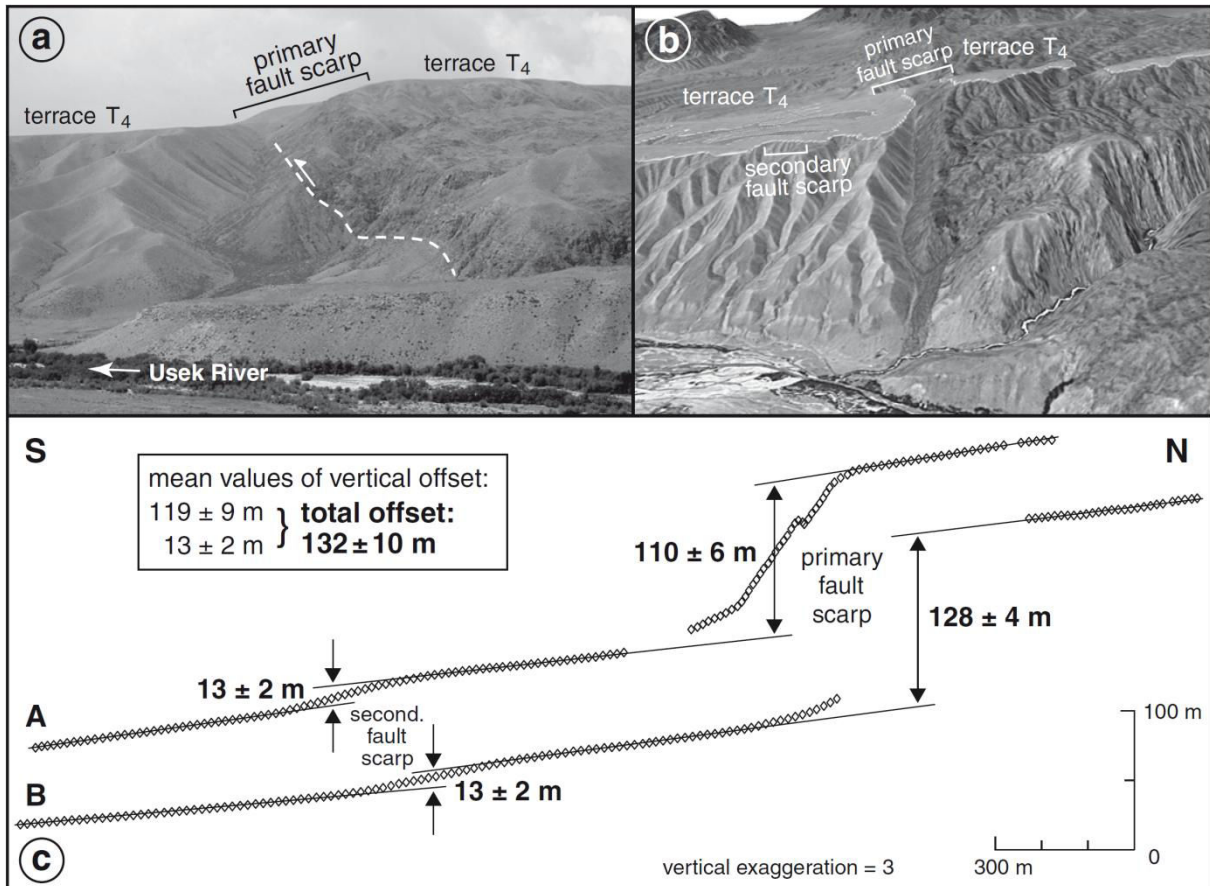


Figure III.5.1 : Topographie d'une terrasse alluviale mesurée le long de deux segments (A et B), (Cording *et al.*, 2014). Le profil présente deux décalages liés à des failles inverses qui surélèvent les parties les plus au nord.

En ce qui concerne les accidents nord-ouest/sud-est, Shen *et al.* (2011) estiment les vitesses quaternaires le long d'une bande de failles en cisaillement dextre à environ 5 mm/an à l'ouest du piémont Nord-Est, et ~ 1 mm/an dans l'extrémité ouest du bassin de Turfan (Fig. III.4.1).

Un certain nombre d'études ont donc été menées dans le Tianshan oriental pour quantifier les vitesses de déformation cénozoïques et quaternaires. Certaines ont démontré l'existence de zones en déformation active dans les piémonts mais aussi dans les bassins intra-chaînes (*e.g.* Allen *et al.*, 1994 ; Fu *et al.*, 2003). Et une partie de ces structures ont fait l'objet de datations et de quantifications de leurs déformations par des articles. Néanmoins, une part importante de ces premières études est limitée par des incertitudes chronologiques. En effet, à cause du climat aride de la région les débris végétaux susceptibles d'être datés par ¹⁴C sont rares et les fossiles quasi inexistantes. Les

études se sont tournées vers les isotopes cosmogéniques et les datations par OSL/IRSL. Cependant, les datations cosmogéniques effectuées dans les années 1990-2000 sont généralement des datations d'âges d'exposition sur des échantillons de surface uniquement. Cette méthode néglige donc l'héritage des galets ce qui implique une surestimation de cet âge. De plus, les taux de production en isotopes cosmogéniques et les standards de mesure des ratios entre isotopes cosmogéniques et naturels ont été révisés depuis. De la même manière, les techniques de datation par OSL/IRSL sont relativement récentes et les résultats d'études d'il y a 15 ou 20 ans sont à considérer avec prudence. Tous ces paramètres font que la plupart des valeurs de vitesse de raccourcissement dans cette région sont à considérer comme des estimations avec des incertitudes non négligeables.

III.6 Le Tianshan : une chaîne de montagnes active

III.6.1 La sismicité

Par ailleurs, et à une échelle temporelle plus courte, l'importante sismicité du Tianshan oriental démontre son intense activité tectonique. En témoigne notamment le très récent tremblement de terre de Shihezi (piémont Nord) du 22 février 2015, d'une magnitude de 5.1 (44.133°N, 85.568°E, profondeur=11.9 km). Les fréquents événements sismiques sont les conséquences directes du raccourcissement tectonique accommodé par la chaîne du Tianshan. La sismicité instrumentale montre de nombreux événements essentiellement concentrés sur les piémonts de la chaîne. Cependant le centre de la chaîne n'est pas épargné et présente même des séismes de fortes magnitudes (Fig. III.6.1).

Des études se sont penchées sur la sismicité du Tianshan et ont analysé les mécanismes au foyer des séismes majeurs (Nelson *et al.*, 1987 ; Ghose *et al.*, 1998 ; Molnar et Ghose, 2000 ; Fang *et al.*, 2014). Ces analyses montrent tout d'abord que les séismes se produisent le plus souvent en faille inverse sur des failles orientées est-ouest mais aussi en décrochement pour certains, et donc de manière cohérente avec la compression induite par la collision Inde/Asie. Molnar et Ghose (2000) quantifient le raccourcissement dans la partie orientale du Tianshan à 7 ± 2 mm/an à partir des moments sismiques en accord avec les vitesses GPS (voir partie suivante) et avec l'estimation de Avouac (1993). Le fait que cette estimation, basée sur les données sismiques, soit cohérente avec les estimations GPS et géologiques, implique qu'il y a peu de mouvements asismiques dans le Tianshan.

Il existe par ailleurs des études d'archéo-sismicité basées sur l'analyse d'anciennes constructions du temps de la route de la soie (Korjenkov *et al.*, 2003), de paléo-sismicité sur des escarpements de failles (Deng *et al.*, 1996) ou bien encore de paléo-sismicité sur des séismites (sédiments dont la géométrie initiale a été perturbée par un tremblement de terre ; Bowman *et al.*, 2004a) qui tentent de quantifier les temps de retour caractéristiques des séismes. À partir de nombreuses datations de colluvions présents sur des escarpements de failles du piémont Nord du Tianshan, Deng *et al.* (1996) proposent un temps de retour d'environ 5 à 6 mille ans pour les séismes de magnitudes supérieures à 7. Les deux autres études ne mesurent pas assez d'événements pour pouvoir proposer des temps de retour, cependant elles soulignent l'omniprésence de l'activité sismique et son influence sur l'Homme.

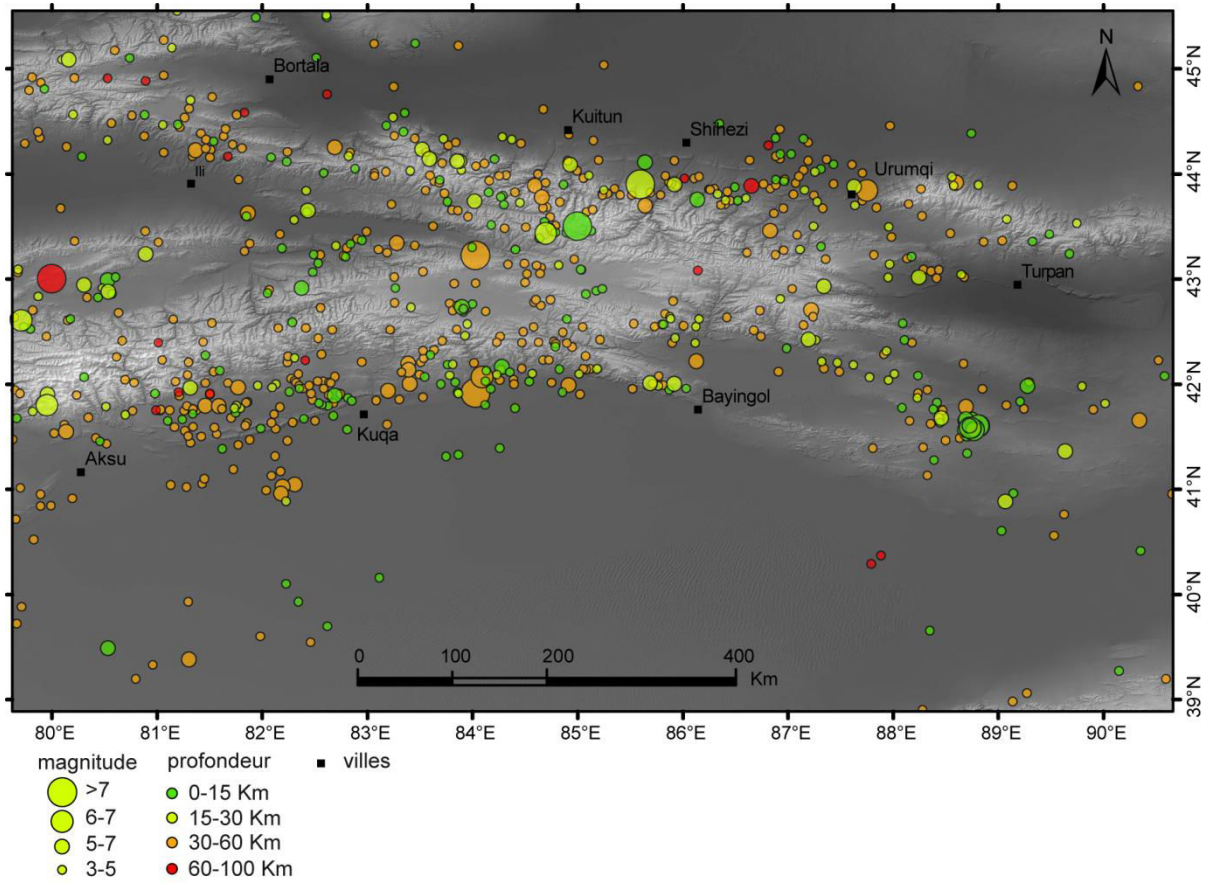


Figure III.6.1 : Sismicité instrumentale (usgs.gov) représentée sur la topographie SRTM grisée.

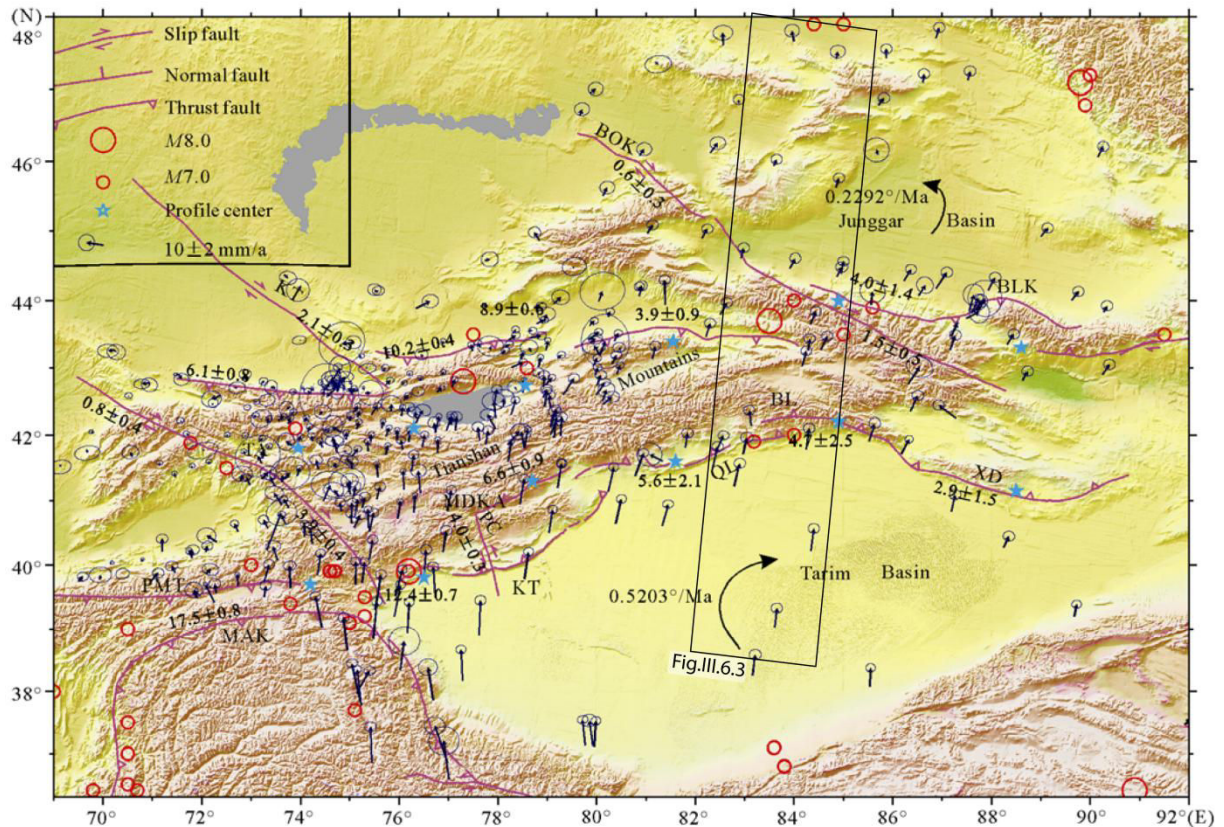


Figure III.6.2 : Vitesses GPS autour du Tianshan (modifiée d'après Yang et al., 2008).

III.6.2 Le GPS

Il existe des synthèses de données GPS sur l'ensemble de l'Asie (voir Chapitre II.4), mais aussi des publications se concentrant plus précisément sur le Tianshan (*e.g.* Abdrakhmatov *et al.*, 1996 ; Reigber *et al.*, 2001 ; Yang *et al.*, 2008 ; Zubovich *et al.*, 2010, Wang *et al.*, 2014).

Yang *et al.* (2008) présentent un nombre important de vitesses issues de données GPS. À partir de ces données ils explorent plusieurs bandes (swaths) sud-nord sur l'ensemble de la chaîne et montrent que la déformation actuelle dans la partie ouest (~74°E) est de ~20 mm/an et décroît progressivement vers l'est jusqu'à n'être plus que de ~4 mm/an vers une longitude de 89°E. Ces auteurs observent des zones de plateaux, où les vitesses restent homogènes, au niveau du centre de la chaîne, ce qu'ils interprètent comme étant le signe que la déformation est essentiellement accommodée sur les piémonts de la chaîne. En reprenant leurs données et en pratiquant la même méthode de "swath" il apparaît que le raccourcissement actuel au travers du Tianshan oriental (au niveau des zones d'études de cette thèse : ~83°E avec une orientation d'environ 10°N) se fait à une vitesse d'environ 8 mm/an (Fig. III.6.2). Ces études mettent aussi en évidence la décroissance vers l'est des vitesses de raccourcissement accommodées par le Tianshan, auxquels s'associent les rotations des blocs du Tarim et du Junggar.

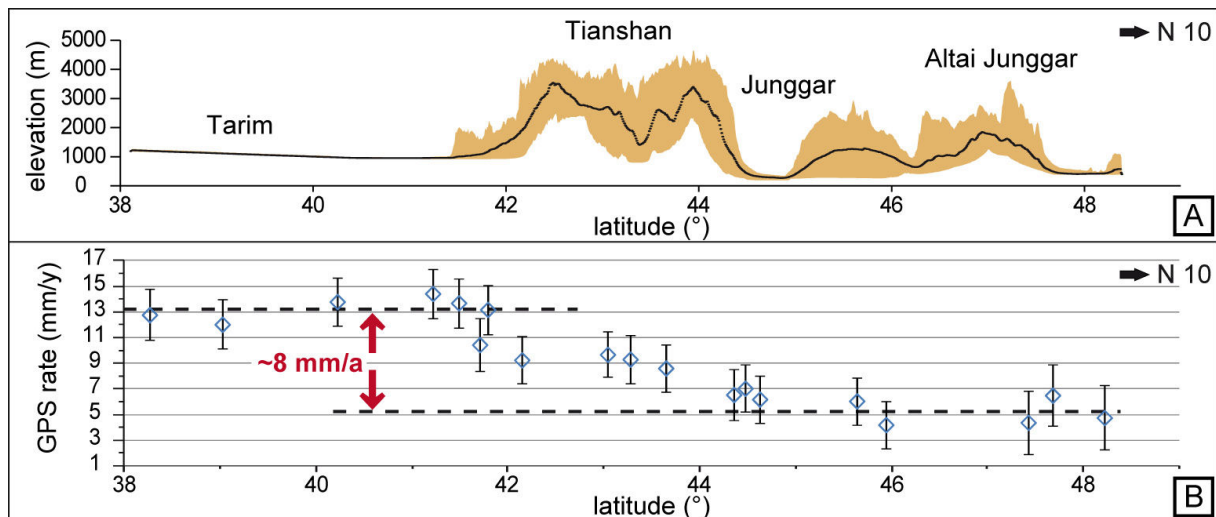


Figure III.6.3 : *A* : Swath topographique du sud au nord du Tianshan oriental, voir figure III.6.2 pour la localisation. *B* : Compilation des vitesses GPS, selon une orientation N10, comprises dans la zone de swath (Yang *et al.*, 2008).

III.7 Conclusion

La chaîne du Tianshan est un candidat idéal pour répondre aux questions posées précédemment (Chapitres I & II). En effet, c'est une chaîne de plus de 2000 km de long, occupant le centre de l'Asie directement au nord de l'Himalaya et du Tibet, et qui accommode la moitié du raccourcissement entre l'Inde et l'Eurasie dans sa partie ouest. Le Tianshan tient une place prépondérante dans l'accommodation de la déformation qui se propage à partir de la collision himalayenne. Par conséquent, quantifier les vitesses de raccourcissement du Tianshan depuis le Miocène permettrait d'apporter une contrainte supplémentaire sur la cinématique de la déformation au cœur de l'Asie et donc sur ses modalités (voir Chapitre I).

Le Tianshan est aussi une chaîne dont la genèse remonte au Paléozoïque. C'est une chaîne qui a subi au cours de son existence de multiples phases géodynamiques qui ont créé de nombreuses structures, notamment des chevauchements orientés est/ouest, mais aussi de grands accidents cisailants nord-ouest/sud-est. Elle a ensuite été érodée et aplanie pendant la majeure partie du Mésozoïque. Et elle est finalement réactivée par la collision de l'Inde au sud de l'Asie. Cette chaîne est donc un exemple très intéressant pour essayer de comprendre comment une chaîne en réactivation se déforme. D'après les vitesses GPS, cette chaîne présente ainsi un gradient de déformation avec des vitesses qui augmentent d'est en ouest. Ce gradient, lié à la rotation du bloc continental du Tarim situé au sud, fait du Tianshan un objet idéal pour visualiser différentes étapes de déformation, lors de la réactivation d'une ancienne chaîne de montagnes. Cependant, les données GPS n'ont ni la résolution géographique ni une échelle temporelle suffisante pour permettre d'identifier précisément l'ensemble des structures en déformation active et l'histoire de la déformation.

Pour avoir une vision à plus long terme, il faut donc s'intéresser aux enregistrements de la déformation par des marqueurs morpho-sédimentaires. Cependant, les données à plus long terme restent pour l'instant trop parcellaires pour bien comprendre comment la déformation se distribue sur l'ensemble de la chaîne.

Ceci est particulièrement vrai dans la partie orientale du Tianshan. Certes, celle-ci présente des bassins d'avant chaîne au nord et au sud montrant de nombreuses évidences de raccourcissement depuis ~25 Ma. Plusieurs articles portant sur l'étude des sédiments syntectoniques ont par exemple apporté des contraintes sur les vitesses accommodées entre 25 et 1 Ma. D'autres, basées sur les déformations de surfaces alluviales déformées, nous ont renseigné sur les vitesses de déformation depuis une centaine de milliers d'années. De manière générale, les vitesses au Miocène sont relativement faibles, de l'ordre de 1 mm/an dans chaque piémont (Nord-Est et Sud-Est). Puis, elles semblent accélérer légèrement autour du Pliocène (Daëron *et al.*, 2007 ; Charreau *et al.*, 2008 ; Li S *et al.*, 2012). Tandis que les vitesses plus récentes semblent montrer une nouvelle accélération des vitesses de raccourcissement, jusque ~3 mm/an dans le piémont Nord (Avouac *et al.*, 1993), et jusque ~2 à 7 mm/an dans le piémont Sud (Brown *et al.*, 1998 ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2005, 2007).

Néanmoins, ces données restent insuffisantes pour établir un bilan dynamique de l'ensemble de la chaîne afin de mieux comprendre son évolution et sa construction.

Par exemple, 3 hypothèses menant à l'accélération quaternaire observée dans les piémonts peuvent être formulées :

- 1) La déformation rapide observée sur les structures récentes pourrait être le fruit de la migration de la déformation au sein du piémont vers les zones les plus frontales. Cependant, le manque d'information sur des sections entières d'un piémont ne permet pas d'en être certain.
- 2) L'accélération pourrait aussi être générée par une augmentation de la prise en charge de la déformation par les piémonts du fait de l'abandon de structures au cœur de la chaîne. Ainsi, cela traduirait une évolution de la maturité de la chaîne, le prisme orogénique arriverait à un état d'équilibre, ce qui limiterait l'accommodation à l'intérieur de la chaîne et déporterait le raccourcissement quasi-exclusivement sur les structures les plus frontales des piémonts (à l'image de l'Himalaya).

3) L'accélération serait liée à une augmentation générale des vitesses de raccourcissement au travers le Tianshan. Cette hypothèse pourrait impliquer un abandon, ou tout du moins un ralentissement de certaines structures actives au sud de l'Asie ou traduire la propagation du front de compression à mesure que l'Inde s'enfonce dans l'Asie.

Notre compréhension de l'évolution de la chaîne est donc encore parcellaire et ne nous permet pas de trancher entre ces différents scénarii. De plus, cette partie du Tianshan conserve en son centre des bassins intra-chaînes dont les bordures semblent se déformer activement. Cependant aucune quantification de la déformation associée n'a à ce jour été proposée. Elle semble pourtant essentielle pour mieux comprendre les processus ayant lieu dans les piémonts.

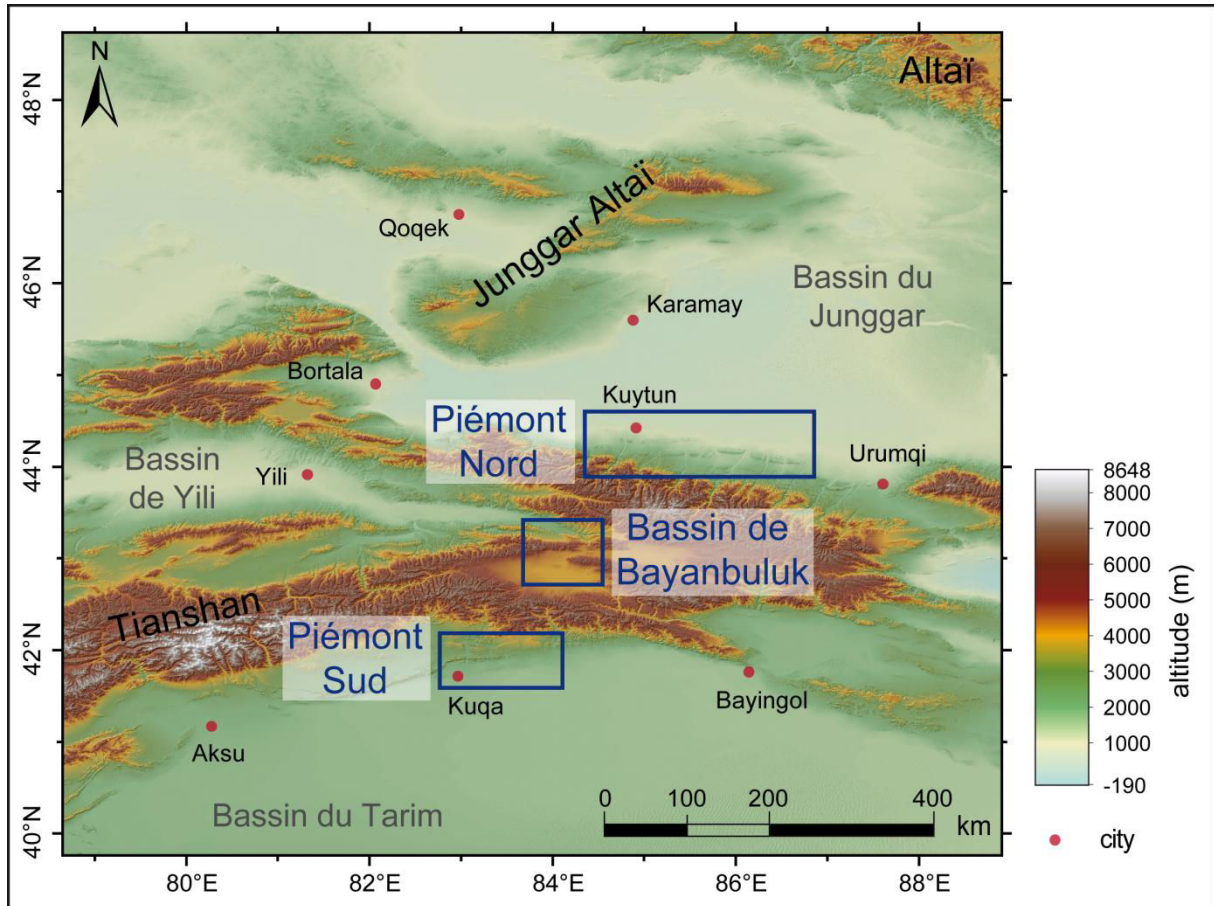


Figure III.7.1 : Carte topographique du Tianshan oriental présentant les positions des trois sites d'étude de ce manuscrit.

Afin de tenter de déterminer l'exacte cinématique de l'évolution du Tianshan oriental, je propose donc au cours de cette thèse de mieux quantifier les vitesses au Quaternaire, qui sont assez mal contraintes pour l'instant, notamment sur le piémont Nord. Je propose également de compléter les vitesses au Mio-Pliocène déjà existantes afin de mieux comprendre et contraindre la dynamique du Tianshan à plus long terme. Enfin, je m'intéresserai aux structures à l'intérieur de la chaîne afin de mieux quantifier la déformation qu'elles accommodent. Dans cet objectif, j'ai investigué trois sites : l'extrémité orientale du piémont Sud, le bassin de Bayanbuluk et le piémont Nord (Fig. III.7.1). Ces trois chantiers constituent donc un transect sud-nord, permettant d'avoir une vue d'ensemble d'une section de la chaîne.

Chapitre IV : Quantification de la déformation à travers le Tianshan : enjeu et méthodes



Nord de l'anticlinal de Dushanzi le long de la rivière Kuitun, piémont Nord du Tianshan, Chine, 25/08/2012

"Comme la clarté des étoiles fait luire un bloc de rocher sans nom."

1Q89, Haruki Murakami, Livre 3 page 332, édition 10-18, 2013.

Contenu du Chapitre IV

IV.1 Datation par isotopes cosmogéniques.....	59
IV.1.1 Introduction et théorie.....	59
IV.1.2 L'accumulation d'isotope cosmogénique en milieu naturel.....	63
IV.1.3 Calcul d'âge.....	68
IV.1.3.1 Âges d'exposition	68
IV.1.3.2 Modèle d'inversion de profils.....	72
IV.1.3.3 Âges d'enfouissement.....	79
IV.2 Modélisation géométrique du plissement.....	80
IV.2.1 Principe du modèle	80
IV.2.2 Approche et développement dans le cadre de la thèse	81

IV.1 Datation par isotopes cosmogéniques.

IV.1.1 Introduction et théorie

Les datations par isotopes cosmogéniques sont en vogue dans le domaine des géosciences depuis maintenant une trentaine d'années. Ces nouvelles techniques sont puissantes et innovantes du fait qu'elles permettent de quantifier le temps qu'une roche a passé à la surface en analysant les minéraux de la roche elle-même. L'idée de départ est simple : lorsque les roches arrivent en surface elles sont exposées aux rayonnements cosmiques, ces particules de haute énergie vont dès lors interagir avec les minéraux des roches et créer de nouveaux isotopes (d'où leurs dénominations d'isotopes cosmogéniques, littéralement : "provenant du cosmos"), ces isotopes particuliers s'accumulent dans les minéraux et donc l'analyse de leurs concentrations permet de déduire le temps passé par la roche à la surface (le temps d'exposition). C'est pourquoi ces méthodes constituent une avancée majeure dans le domaine de la géomorphologie, mais aussi dans ceux de la glaciologie, la paléoclimatologie, la pédologie, la volcanologie, etc. (Nishiizumi *et al.*, 1993). Historiquement l'étude des éléments cosmogéniques a été initiée tout d'abord sur les météorites où les concentrations sont bien plus importantes puis l'application aux sciences de la terre est venue dans les années 1980-1985 grâce au progrès de la spectrométrie de masse par accélération et de la spectrométrie de gaz rares qui ont permis l'analyse de très faibles concentrations (*e.g.* Lal et Arnold, 1985).

Le rayonnement cosmique

La terre reçoit un rayonnement cosmique composé de nucléons de haute énergie (entre 0,1 GeV et 10 GeV) issus notamment d'explosions d'étoiles (supernova) au travers de la galaxie. Ce rayonnement est considéré comme isotrope (c.à.d. possédant les mêmes propriétés quelle que soit la direction spatiale considérée) et constant au cours du temps. Il se compose de protons (83%), de particules alpha (He^4) (13%), d'électrons (3%) et d'autres noyaux lourds (1%) (*e.g.* Gosse et Phillips, 2001). En comparaison, le soleil ne produit que des particules d'énergies comprises entre 1 et 50 MeV, et n'a donc pas d'influence significative sur la production d'isotope cosmogénique à la surface de la Terre sur de longues périodes de temps.

L'influence du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre constitue une barrière énergétique déviant les particules chargées, qui engendre des variations des flux perçus à la surface. En effet, le champ magnétique dévie les particules cosmiques chargées et comme il est principalement dipolaire et au premier ordre centré sur l'axe des pôles, cette répulsion est très importante à l'équateur et diminue vers les pôles (*e.g.* Dunai, 2010). Ce fait est pris en compte et est corrigé en fonction de la latitude de l'objet analysé (Stone, 2000). De plus, le champ magnétique terrestre a connu au cours des temps géologiques des fluctuations d'intensité et comporte aussi des composantes non dipolaires (Dunai, 2001). Le flux de particules cosmogéniques primaires est donc modulé par le champ magnétique terrestre au cours du temps et c'est un facteur supplémentaire que j'envisage de prendre en compte par la suite. Cependant c'est une correction encore mal maîtrisée, que peu de publications utilisent, et comme nous travaillons sur des sites d'étude localisés en haute latitude où les variations sont moindres, je ne prends pas en compte dans ce document les variations temporelles du champ magnétique terrestre dans les calculs de taux de production.

Interactions entre rayonnement cosmique et atmosphère

C'est dans l'atmosphère que se fait la majeure partie des interactions entre particules cosmiques et matière terrestre. En effet, les particules cosmiques interagissent avec la matière terrestre, et ce, principalement par réaction de spallation, créant ainsi des isotopes cosmogéniques. Ce type de réaction nucléaire se produit lorsqu'une particule à haute énergie impacte un atome avec une énergie telle que cela le disloque, générant ainsi un nouvel atome plus léger et une ou plusieurs particule(s) secondaire(s). Par exemple lorsqu'un atome d'oxygène (^{16}O) est impacté par un proton ou un neutron il peut en résulter un atome de ^{10}Be . De même, les atomes de silicium (^{28}Si) peuvent produire du ^{10}Be et ^{26}Al sous l'influence de particules cosmiques, le quartz (SiO_2) constitue donc une source idéale d'isotopes cosmogéniques.

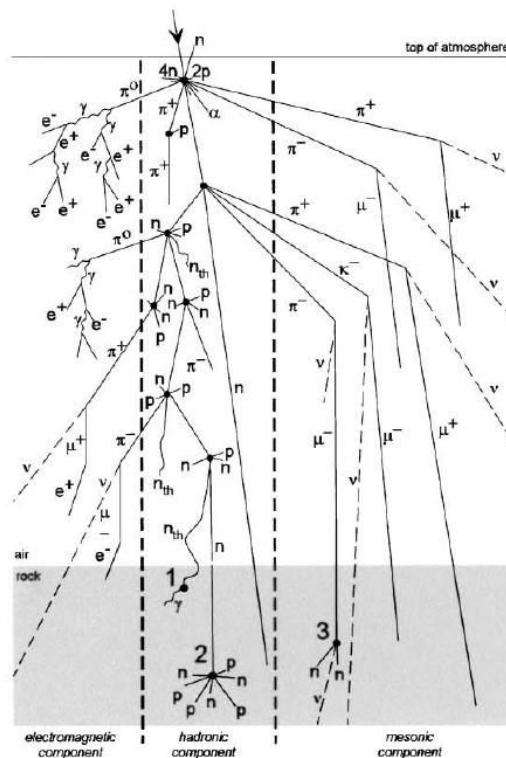


Figure IV.1.1 : Gosse et Phillips, 2001 (modifié d'après Allkofer et Grieder, 1984 ; Clay et Dawson, 1997). Schéma de la cascade d'interactions des particules cosmiques au travers de l'atmosphère puis de la surface terrestre montrant la création de particules secondaires. Les numéros représentent trois exemples de réaction in situ : (1) $^{35}\text{Cl}(n_{th}, \gamma)^{36}\text{Cl}$ (c.à.d. la création d'un atome de ^{36}Cl due à la capture d'un neutron thermique par un atome de ^{35}Cl et l'émission d'un rayonnement gamma) ; (2) $^{16}\text{O}(n, 4p3n)^{10}\text{Be}$ (c.à.d. la spallation d'un atome de ^{16}O due à l'impact d'un neutron ce qui émet un atome de ^{10}Be , 4 protons et 3 neutrons) ; (3) $^{28}\text{Si}(n, p2n)^{26}\text{Al}$ (c.-à-d. la spallation d'un atome de ^{28}Si due à l'impact d'un neutron ce qui émet un atome d' ^{26}Al , 1 proton et 2 neutrons). L'échelle verticale n'est pas linéaire. Légende des particules : e^- : électron ; e^+ : positron ; n : neutron ; n_{th} : neutron thermal ; p : proton ; α : particule alpha ; γ : rayon gamma ; μ^+ : muon positif ; μ^- : muons négatif ; ν : neutrino ; π^+ pion positif ; π^0 pion neutre ; π^- : pion négatif ; κ : kaon.

Ce type de réaction se propage ensuite en cascade au travers de l'atmosphère jusqu'au sol, et c'est donc un flux de particules secondaires (issues de la cascade de réactions) qui atteint la surface pour venir interagir avec les roches

(Fig. IV.1.1). Il est à noter que l'atmosphère est donc très chargée en isotopes cosmogéniques et cela complexifie donc l'analyse des concentrations dans les roches où les concentrations sont faibles.

Genèse des isotopes cosmogéniques *in situ*

La cascade de réactions se poursuit au travers de l'atmosphère jusqu'à la surface terrestre (Fig. IV.1.1). Certains des éléments chimiques constituant les minéraux des roches peuvent aussi réagir avec les particules du flux cosmique secondaire (issus de la cascade de réaction). Les nouveaux isotopes créés par l'impact (spallation par des neutrons) ou la capture (de muons) de particules cosmiques sont donc des "isotopes cosmogéniques" produits *in situ* (sur place). Dans certains minéraux, le quartz par exemple, ces isotopes cosmogéniques sont piégés à l'intérieur de la maille cristalline, ce qui permet au minéral de les accumuler au cours du temps. Le "sol", quelle que soit sa composition, est bien plus dense que l'air, c'est donc seulement dans les quelques premiers mètres que la cascade de réactions peut continuer de se propager. C'est en effet le nombre beaucoup plus important de réactions qui amortit sur quelques mètres l'énergie initiale. D'où l'intérêt géologique de ce processus, en effet, ces faibles épaisseurs (quelques mètres) sont généralement assez facilement explorables et cette pellicule de la surface terrestre est facilement renouvelable par les processus géologiques (qui peuvent avoir des vitesses de l'ordre de quelques millimètres par an), qui apportent donc un matériau vierge en isotopes cosmogéniques en surface, ce qui permet justement de pouvoir quantifier ces processus.

Pourquoi le quartz

Un des isotopes cosmogéniques les plus utilisés est le ^{10}Be dans le quartz. En effet le quartz (SiO_2) est composé de silicium et d'oxygène qui produisent tous deux des atomes de ^{10}Be par réaction de spallation sous l'influence du flux de particules cosmiques. Ce ^{10}Be reste piégé dans la maille cristalline du quartz, il ne diffuse que très peu, et est ainsi préservé. Le quartz est un minéral ubiquiste (que l'on retrouve dans beaucoup de type de roche) et très dur (7 sur l'échelle de Mohs), ce qui fait que l'on en retrouve en quantité importante dans la plupart des endroits et donc très fréquemment dans les dépôts sédimentaires, ce qui facilite son utilisation en tant qu'outil de datation. Il est aussi imperméable aux eaux météoriques. La concentration en ^{10}Be dans un quartz dépendra donc essentiellement de la durée qu'il a passé à la surface (*e.g.* Nishiizumi *et al.*, 1986).

Les taux de production en surface et corrections

Chaque isotope cosmogénique (^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl , etc.) est un cas particulier puisque chacun peut être produit dans différents minéraux et par plusieurs types de réaction. Pour plus de détails vous pouvez vous reporter à Dunai (2010) et Gosse et Phillips (2001), deux ouvrages qui synthétisent un grand nombre de connaissances sur les isotopes cosmogéniques. Ici je concentrerai mon propos essentiellement sur le ^{10}Be et sur l' ^{26}Al dans le quartz. Un des premiers chantiers du domaine de l'étude des isotopes cosmogéniques a consisté à comprendre, à mesurer et *in fine* à être capable de prédire les taux de productions en surface pour chaque isotope et ce partout dans le monde. En effet, la latitude et l'altitude sont les deux facteurs qui contraignent les estimations de taux de productions. La latitude, parce qu'elle est liée au champ magnétique terrestre. Et l'altitude, parce qu'elle traduit l'épaisseur d'atmosphère présente au dessus de la zone étudiée, il est d'ailleurs plus précis d'utiliser la pression barométrique moyennée sur l'année et idéalement, sur une période de temps proche de la durée d'exposition mesurée. Malheureusement il n'existe pas de paléobaromètres fiables sur de si longues échelles de temps. De multiples travaux sont en cours sur divers éléments et seuls quelques isotopes sont suffisamment bien connus et

contraints pour être utilisés en routine dans un nombre important de publications. Dans le cas du ^{10}Be , plusieurs modèles physiques permettent d'évaluer, sur la base de ces deux types de données (latitude et altitude), d'évaluer son taux de production en surface (e.g. Lal, 1991; Stone, 2000, Dunai, 2001). L'étude de Lal (1991) reprise ensuite par Stone (2000) est basée sur des mesures aéroportées des flux de neutrons à différentes altitudes autour de la Terre effectuées grâce au comptage des marques créées par l'impact des neutrons et autres particules cosmiques sur des plaques de photographie argentique (Fig. IV.1.2). D'autres études plus récentes (Dunai, 2001) se basent elles sur de nouveaux capteurs de neutrons (à la place des mesures sur plaque argentiques). Les modèles proposés par ces différentes études ont quelques divergences, qui pourraient (d'après de récentes discussions) être dues à une surestimation des neutrons par les capteurs récents, qui seraient trop sensibles aux neutrons de hautes énergies (conférence AMS13 en août 2014). Des efforts de calibration par de nouveaux sites de référence sont actuellement en cours grâce à diverses équipes à l'international afin de mieux contraindre ces modèles. Et un site en ligne (CRONUS calculator : hess.ess.washington.edu) permet de calculer les différentes calibrations dans le but notamment de pouvoir comparer des données bibliographiques n'utilisant pas les mêmes types de calibration (Balco *et al.*, 2008). Les variations entre les différents modèles au niveau de nos zones d'études sont de l'ordre de 3%. Donc le choix du modèle n'a qu'un effet limité sur la fiabilité et la précision des âges d'exposition calculés. Tout au long de ce manuscrit et dans les publications incluses les taux de production sont mis à l'échelle en utilisant le modèle de Stone *et al.* (2000), qui semble être celui générant la plus faible variabilité statistique d'une région à l'autre (Lifton *et al.*, 2013 ; Martin *et al.* 2015).

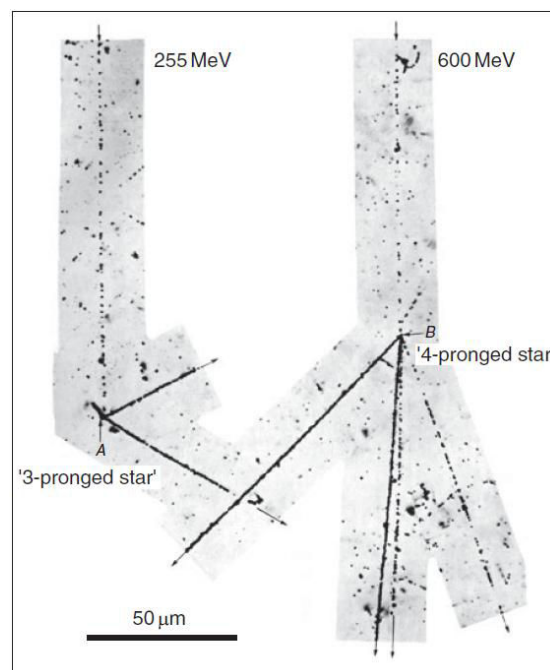


Figure IV.1.2 : Photographie de deux impacts "en étoile" de particules cosmiques sur une plaque argentique. Image extraite de Dunai (2010), provenant à l'origine de Powell *et al.*, (1959).

Les longueurs d'atténuations

Dans le cas de la genèse du ^{10}Be et de ^{26}Al dans le quartz, trois types de réactions interviennent : la spallation, générée par l'impact des neutrons à haute énergie, des interactions coulombiennes générées par les muons rapides (fast muons) et la capture muonique des muons négatifs (negative muons) (Dunai 2010 ; Gosse et Phillips 2001).

Ces deux réactions, spallation et capture, ont la particularité d'évoluer différemment avec la profondeur (Fig. IV.1.3). En effet, les muons, étant des particules plus petites que les neutrons, ont statistiquement moins de chance d'interagir avec la matière environnante et pénètrent donc plus profondément. Des études ont permis de déterminer les longueurs d'atténuation caractéristiques de ces différents types de particules responsables de la création des isotopes cosmogéniques (Heisinger *et al.*, 2002a, 2002b ; Braucher *et al.*, 2011). Pour un type de particule donné (neutrons, muons rapides ou muons négatifs) la longueur d'atténuation traduit l'évolution spécifique de la concentration de ce type de particule à mesure que l'on regarde en profondeur. Les calculs des longueurs d'atténuations que nous utilisons ici et dans les articles joints proviennent des recherches de Braucher *et al.* (2011).

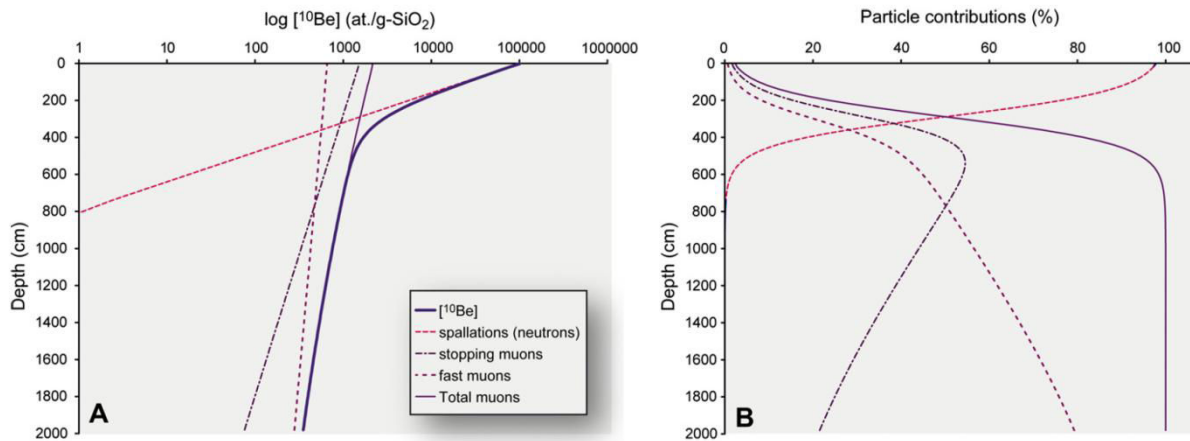


Figure IV.1.3 : **A**: Production de ^{10}Be dans le quartz en fonction de la profondeur (sous la surface) à l'altitude du niveau de la mer et à haute latitude. Le calcul est basé sur une roche de densité $2,3 \text{ g cm}^{-3}$, pour une surface ayant été exposée 20 000 ans et ne subissant pas d'érosion. Le taux de production est de $4,5 \text{ at g}^{-1} \text{ an}^{-1}$. Les paramètres de longueur d'atténuation sont ici basés sur les valeurs de Braucher *et al.* (2003). **B**: Contribution respective des différents types de particules en fonction de la profondeur. Image extraite de Siame *et al.* (2012).

Décroissance radioactive du ^{10}Be et de ^{26}Al

Comme la plupart des isotopes cosmogéniques, le ^{10}Be et ^{26}Al sont radioactifs (désintégration β). Ce qui, à l'inverse de l'impact des rayonnements cosmiques, fait diminuer leurs concentrations au cours du temps. C'est donc un facteur supplémentaire à prendre en compte de manière systématique. L'évaluation de leurs périodes de demi-vie fait toujours l'objet de recherches actuellement pour mieux les contraindre. La dernière valeur et la plus généralement utilisée désormais pour le ^{10}Be est celle de Korschinek *et al.* (2010) et Chmeleff *et al.* (2010) de 1,387 Ma. Pour l'aluminium : l'isotope ^{26}Al a une demi-vie de $708 \pm 17 \text{ ka}$ (Nishiizumi, 2004).

IV.1.2 L'accumulation d'isotope cosmogénique en milieu naturel

En théorie, il est donc possible de calculer le temps qu'a passé une roche en surface en analysant sa concentration en isotopes cosmogéniques. Cependant, c'est là que la théorie vient se heurter à la réalité du terrain : de nombreuses complications viennent contrarier cette théorie et complexifient cette méthode de datation.

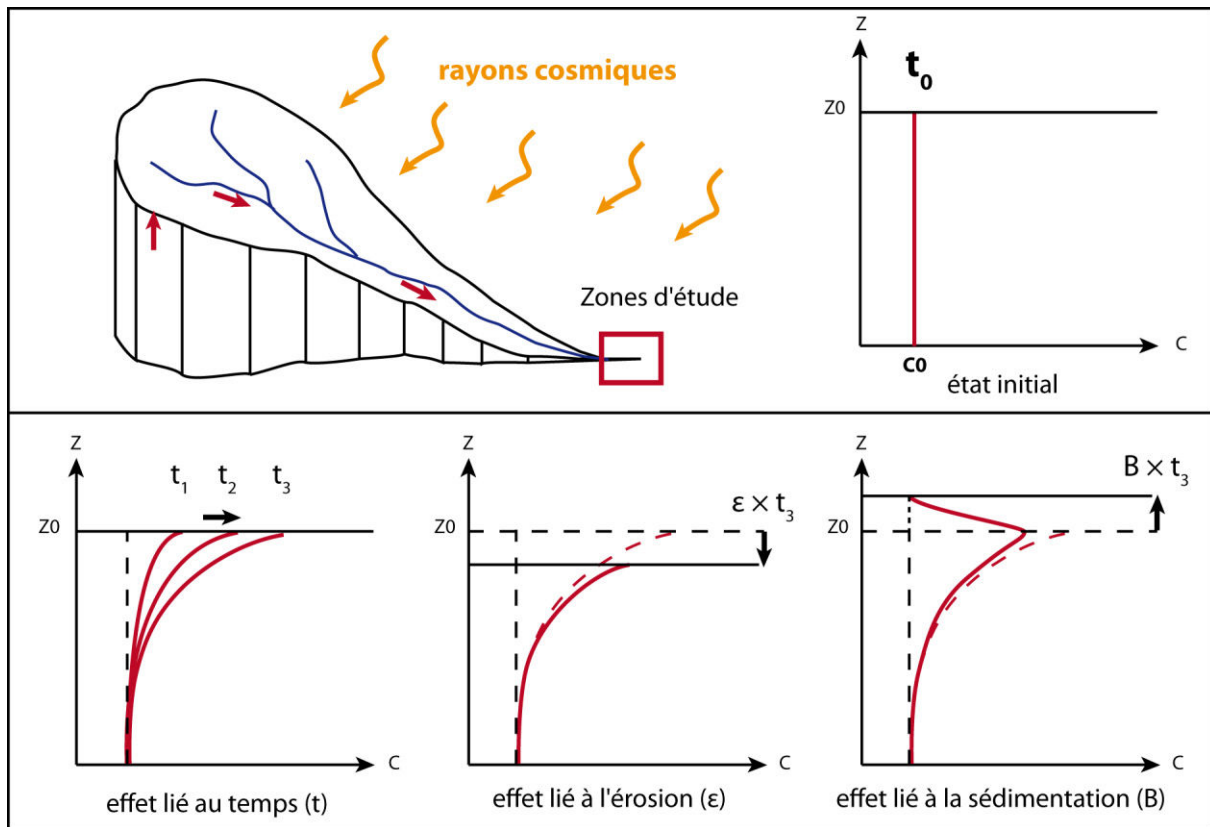


Figure IV.1.4 : Schéma de l'évolution de la concentration en isotope cosmogénique (C) dans une épaisseur (Z) de terrasse à la surface terrestre. Les sédiments constituant la terrasse sont d'abord exhumés puis transportés jusqu'à la terrasse où ils sont déposés, durant cette première phase ils acquièrent une certaine concentration en isotope cosmogénique (C_0), que l'on considère homogène sur l'épaisseur de la terrasse. Ensuite la concentration augmente en fonction du temps (t). Finalement, deux phénomènes peuvent perturber l'accumulation : l'érosion (ϵ) et la sédimentation (B). L'érosion retire les parties sommitales et donc ôte les zones les plus concentrées. La sédimentation masque la terrasse, qui reçoit donc moins de rayonnements cosmiques.

Ecrantage (Shielding)

Un premier biais potentiel peut provenir d'un masquage de la zone prélevée. En effet, le rayonnement cosmique est considéré comme isotrope (c.à.d. comme provenant de toutes les directions de manière homogène), donc si l'échantillon est prélevé en pied de falaise ou dans un environnement où le sol est couvert de neige pendant la moitié de l'année, ou encore si il y a eu présence d'une couche de lœss à un moment donné scellant l'objet analysé, le calcul de l'âge nécessitera la prise en compte d'un facteur de correction d'écrantage (shielding). Lorsqu'il concerne la topographie, comme la présence d'une falaise à proximité, le calcul de l'écrantage peut se faire assez simplement à partir de MNT (Modèle Numérique de Terrain). Lorsque l'écrantage est lié à la présence de neige, on est obligé de considérer une épaisseur de manteau neigeux moyen au cours de l'année et que cette épaisseur est constante depuis l'abandon de la surface analysée. Concernant des lœss on peut mesurer l'épaisseur qui recouvre l'objet que l'on veut analyser, le problème devient de savoir quand ils ont été déposés, et à quelle vitesse. On considérera dans ce cas plusieurs scénarii afin de prendre en compte l'ensemble des possibilités. Le premier consiste à statuer que le dépôt de lœss est très récent, ce qui revient à l'ignorer et donne une borne minimale de l'évaluation de l'âge. Le second considère le dépôt de lœss comme synchrone de l'abandon de la surface analysée et

donnera une évaluation maximale de l'âge. En effet, si la surface est enfouie sous une épaisseur de lœss, elle recevra un flux d'énergie plus faible et son taux de production sera réduit par rapport à celui en surface. Avec un taux de production réduit, il faudra donc plus de temps pour parvenir aux concentrations observées qu'il n'en fallait dans la première hypothèse d'un dépôt tardif. Et enfin, le troisième scénario consiste à considérer un dépôt continu depuis l'abandon de la surface jusqu'à nos jours (Figure IV.1.4). Ce dernier donnant une valeur intermédiaire d'âge.

L'érosion

Un énième facteur à prendre en compte est l'érosion de la surface durant le temps d'exposition. En effet, l'érosion va ôter la partie supérieure, qui est la zone la plus concentrée en éléments cosmogéniques (Figure IV.1.4). Cela peut donc faire sous-estimer l'âge d'exposition si le taux d'érosion n'est pas bien pris en considération. Pour éviter cela une première précaution consiste à éviter de prélever des échantillons de sable en surface, puisque c'est un matériel beaucoup trop susceptibles d'avoir été remaniés. On se contente donc pour la surface de prélever le sommet de blocs ou des galets, suffisamment gros pour contenir assez de quartz pour pouvoir faire les manipulations chimiques dessus mais aussi pour maximiser la probabilité qu'ils n'ont pas été remaniés depuis leurs dépôts.

L'héritage

L'histoire géologique des roches peut être complexe ce qui perturbe aussi le signal cosmique enregistré par les minéraux. Pour l'exemple, suivons le parcours d'un grain de quartz (Fig. IV.1.5) : à l'origine il est un constituant d'une roche en profondeur (plusieurs kilomètres) et ne possède absolument aucun atome de ^{10}Be . Dès lors que l'érosion des roches au dessus de lui l'amène à quelques mètres de profondeur, il va commencer à ressentir les effets du flux cosmique et donc à produire des isotopes cosmogéniques. D'abord avec un taux de production (en nombre d'atomes par gramme de quartz par an) très faible, puisque la majeure partie du flux est absorbée par les réactions dans l'épaisseur de roche au dessus de lui. Mais ce taux de production va augmenter au fur et à mesure que ce quartz se rapprochera de la surface (*i.e.* qu'il sera exhumé). Lorsqu'il finira enfin par atteindre la surface il aura d'ores et déjà acquis une certaine concentration en isotopes cosmogéniques. De plus, cette méthode du ^{10}Be dans des quartz sert la plupart du temps à dater des dépôts sédimentaires continentaux (terrasses alluviales et cônes alluviaux) et ces dépôts intègrent donc une vie à la surface encore plus longue des minéraux qui les composent. Si l'on continue l'histoire de notre quartz : une fois arrivé à la surface il va se faire éroder par les eaux de ruissellement et transporter par un cours d'eau. Le transport d'un grain de sable dans un cours d'eau prend du temps. Un temps qui est variable entre différents cours d'eau mais aussi entre les grains au sein d'un même cours d'eau, du fait notamment de leurs provenances, mais aussi de leurs tailles, de leurs formes et de phénomènes tels que la turbulence de l'eau ou la géométrie du chenal. Donc chaque grain, galet, bloc, possède sa propre histoire d'exhumation et de transport et donc a sa propre concentration initiale en isotopes cosmogéniques : c'est ce que l'on nomme l'héritage. Ainsi, si l'on mesure des concentrations dans le lit d'une rivière actuelle sur différents blocs ou galets il peut y avoir de fortes différences de concentrations. De la même manière, les galets abandonnés au niveau de terrasses présentent une variabilité dans leurs concentrations au moment du dépôt.

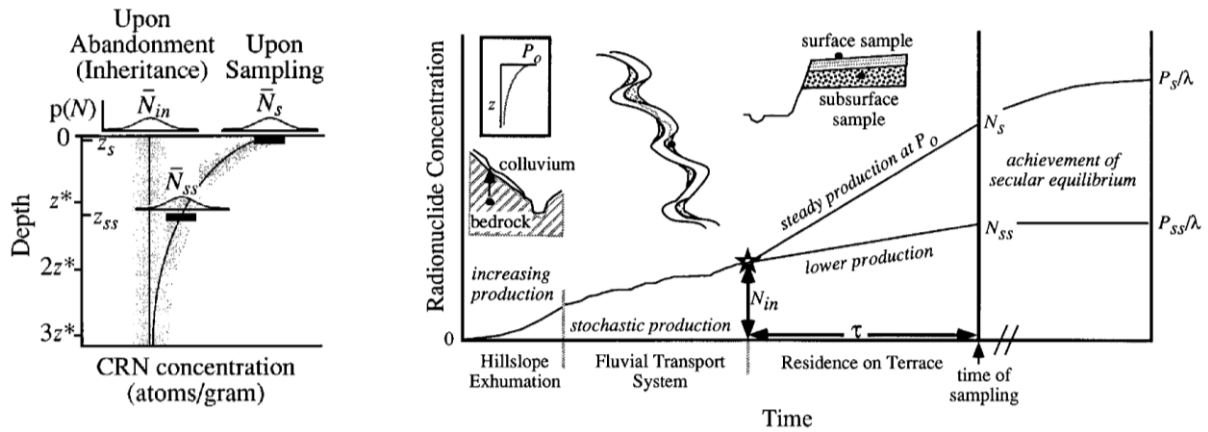


Figure IV.1.5 : À gauche : première suggestion de prélèvement d'un échantillon en profondeur pour contraindre l'héritage. À droite : évolution de la concentration en isotope cosmogénique d'un galet au cours de son histoire, depuis son exhumation jusqu'à son temps passé dans une terrasse alluviale (Anderson *et al.*, 1996).

Une méthode pour prendre en considération cette concentration initiale acquise avant le dépôt, consiste à prendre deux précautions : 1) mesurer les concentrations sur un ensemble important de grains ou de galets de manière à moyenniser ces concentrations initiales (>30), et 2) de prélever au moins un échantillon suffisamment profond pour considérer qu'il a été isolé du flux cosmique après son dépôt et que sa concentration correspond donc à la concentration initiale acquise lors du transport (Anderson *et al.*, 1996, Fig. IV.1.4 et Fig. IV.1.5). Si les concentrations sont dispersées à cause d'une forte variabilité de l'héritage : on ne peut qu'évaluer un temps d'exposition minimum (*e.g.* Le Dortz *et al.*, 2012).

D'un point de vue pratique, cette méthode de datation par profil cosmogénique nécessite d'avoir accès à un dépôt sédimentaire d'au moins 3 à 4 mètres d'épaisseur (*e.g.* Braucher *et al.*, 2009). Mais il faut aussi pouvoir supposer que ce dépôt s'est fait de manière instantanée à l'échelle des temps géologiques. Ceci pour deux raisons : 1) il ne faut pas qu'il puisse y avoir eu une exposition non-négligeable pendant la durée du dépôt 2) et il faut pouvoir considérer l'héritage comme homogène verticalement (Fig. IV.1.4), ce qui est plus vraisemblable dans un seul corps sédimentaire massif que dans une accumulation de plusieurs petits. De ce fait, une terrasse ou un cône alluvial, qui aurait une histoire de dépôts complexe donnerait des résultats difficilement interprétables.

Une autre méthode consiste à mesurer les concentrations en isotopes cosmogéniques dans les sédiments de la rivière actuelle et, en considérant que le taux d'érosion dans le bassin versant n'a pas varié dans le temps depuis l'abandon de la surface alluviale étudiée, prendre cette valeur comme référence pour l'héritage (Brown *et al.*, 1998). La mesure et l'interprétation des concentrations en isotopes cosmogéniques dans les sédiments à l'exutoire des bassins versants est en elle même un vaste domaine de recherche. En effet, ces concentrations sont liées au temps de résidence moyen des sédiments dans le bassin et aux taux d'érosion. L'étude des sédiments de rivière, mais aussi de sédiments enfouis rapidement et profondément, permet de remonter aux paléo-taux d'érosion (*e.g.* Lal, 1991 ; Puchol *et al.*, 2014).

Granulométrie

De récentes études montrent que la granulométrie des sédiments analysés a une influence sur leurs concentrations en isotopes cosmogéniques (*e.g.* Brown *et al.*, 1995 ; Puchol *et al.*, 2014 ; Gallo, 2014 ; Aguilar *et al.*, 2014). Cette

relation se met en place essentiellement lors de la pédogenèse. En effet, lorsqu'il y a mise en place de sols, les particules fines sont préférentiellement vers la surface, tandis que les blocs et galets sont en profondeur. Ainsi, les fractions fines qui parviennent à l'exutoire d'un bassin versant peuvent provenir de tout un panel de surfaces différentes, évoluant avec des taux d'érosion très variables. Tandis que les blocs, les galets, de tailles importantes proviennent préférentiellement des glissements de terrain ou d'éboulements et donc de zones en érosion rapide, qui sont les seules capables d'exhumer les parties inférieures des sols. Ce qui signifie que les valeurs de concentrations initiales dans les galets seront de manière générale plus faibles que celles dans des fractions plus fines. Cela s'explique d'une part par leurs positions profondes dans les sols, où ils n'accumulent que peu d'éléments cosmogéniques, à laquelle s'associe une érosion rapide qui signifie moins de temps d'accumulation d'isotopes cosmogéniques pour les sédiments érodés. Mais aussi, les glissements de terrains et éboulements sont susceptibles de fournir des sédiments très peu concentrés puisqu'ils peuvent mobiliser du matériel qui vient de plusieurs décimètres voire mètres de profondeur, et qui ne sont donc pas ou très peu concentrés en isotopes cosmogéniques.

L'avantage d'utiliser des galets est donc d'avoir une concentration initiale plus faible, qui gênera potentiellement moins le signal acquis après l'abandon de la surface. C'est surtout vrai pour les surfaces jeunes. Un inconvénient est que si l'on travaille par amalgame de galets on est sensible à l'effet pépite, c'est-à-dire qu'un seul galet avec une histoire atypique peut complètement faire changer la concentration en isotope cosmogénique. Pour s'abstraire de ce problème il faut travailler avec des amalgames comprenant au minimum 30 galets (Anderson *et al.*, 1996 ; Repka *et al.*, 1997 ; Hancock *et al.*, 1999). On peut aussi travailler en analysant séparément chaque galet ou écaille supérieure de bloc (pour la surface), cela permet de visualiser la répartition des données et d'éliminer si besoin des valeurs extrêmes. Pour que cette méthode soit efficace il faut analyser au minimum 5 ou 6 galets. Cependant il n'est pas toujours évident de trouver des galets contenant suffisamment de quartz pour être analysés seuls et cette méthode est extrêmement chronophage et onéreuse.

L'avantage d'utiliser des sables est que cela moyenne les diverses concentrations sur un grand nombre de quartz, en une seule manipulation. L'inconvénient est une valeur plus forte d'héritage qui peut posséder une certaine variabilité et donc avoir tendance à masquer un signal, surtout sur des surfaces jeunes. Autre inconvénient : les sables en surface sont plus susceptibles d'avoir subi de l'érosion, ou d'avoir été le résultat d'un transport éolien.

Une solution idéale serait peut être de prélever à au moins 5 ou 6 profondeurs différentes plus d'une dizaine de galets pluri-centimétriques de roches riches en quartz et de les mesurer séparément. Cependant cela nécessiterait un travail important et chronophage pour une amélioration de l'incertitude sur l'âge calculée, qui ne justifie probablement pas ce travail supplémentaire.

Le compromis que nous avons décidé d'utiliser est de traiter des sables à au moins quatre ou cinq profondeurs différentes, à partir de quelques centimètres sous la surface et jusqu'au moins quatre mètres de profondeur, quand les conditions de prélèvement nous le permettaient, et des galets mesurés à l'unité ou en amalgame en surface en fonction du matériel disponible.

Densité de la matière analysée

La densité du sol est un autre paramètre important à prendre en considération lors de l'analyse en profondeur de concentration d'isotopes cosmogéniques. En effet l'énergie du rayonnement décroît en fonction du nombre de réactions avec la matière qui constitue le sol. Donc plus cette matière est dense, moins le rayonnement se propage

loin au travers. Le challenge est que les dépôts alluviaux ont des densités extrêmement variables, dues aux hétérogénéités de proportion de galets.

Applications

Les isotopes cosmogéniques donnent lieu à de nombreuses applications géologiques. Ils sont notamment utilisés pour mesurer les temps d'exposition de plans de faille, de polis glaciaires ou encore des coulées de lave, et dans ces cas des échantillons de surface suffisent puisque l'on peut raisonnablement considérer l'érosion et l'héritage comme nuls. D'autres études se servent des isotopes cosmogéniques comme témoins de la durée d'enfouissement de sédiments dans des corps alluviaux. En effet, les sédiments accumulent des isotopes cosmogéniques durant leur exhumation et leur transport, mais ils n'en accumulent plus s'ils sont ensuite enfouis sous une importante épaisseur de sédiment. Dès lors les quantités d'isotopes cosmogéniques radioactifs vont décroître, et il suffit ensuite de mesurer le ratio entre deux éléments cosmogéniques radioactifs pour pouvoir quantifier le temps d'enfouissement (si l'on connaît le ratio initial). D'autres études encore se servent des concentrations en isotopes cosmogéniques dans les sédiments des rivières actuelles et passées pour estimer les taux d'érosion moyens du bassin versant. Une autre application de ces isotopes cosmogéniques est l'étude de la paléo-altimétrie. Granger *et al.* (2013) font une intéressante et assez complète revue des nombreuses applications faites des isotopes cosmogéniques depuis 25 ans.

IV.1.3 Calcul d'âge

Les principes ayant été posés et les concentrations en isotopes cosmogéniques mesurées (Annexe I), je vais maintenant me concentrer sur le calcul des âges. Pour cela je vais présenter ci-après deux méthodes de datation basées sur l'évolution dans le temps des isotopes cosmogéniques : les âges d'exposition (profil en profondeur et échantillons de surface) et les âges d'enfouissement. J'approfondirai en particulier l'utilisation des profils en profondeur, puisque c'est essentiellement cette méthode que j'ai appliquée tout au long de cette thèse pour dater l'âge d'abandon de surfaces alluviales. J'expliquerai comment nous nous sommes servi des données de concentration en surface, et notamment comment on a associé ces données à celles des profils en profondeur. Je présente ensuite, les âges d'enfouissements qui m'ont servi dans deux cas de figures, et qui ont été réalisés en collaboration.

IV.1.3.1 Âges d'exposition

Taux de production

Pour calculer des âges d'exposition de matériel à la surface terrestre il faut tout d'abord connaître le taux de production d'isotope cosmogénique. Ce taux de production est basé sur un taux de production moyen évalué au niveau de la mer auquel on ajoute une correction qui est fonction de l'altitude et de la latitude. Dans ce manuscrit et dans les articles associés nous utilisons la valeur de taux de production SLHL (sea level high latitude : au niveau de la mer à haute latitude) pour le ^{10}Be dans le quartz de **3,9 at g⁻¹ an⁻¹**, utilisé par Lupker *et al.* (2012), issu d'une compilation de taux de production récents par Balco *et al.* (2009) (corrigé pour le nouveau standard de Nishiizumi *et al.* (2007)), mais aussi basé sur les valeurs de Putnam *et al.* (2010), Fenton *et al.* (2011), Kaplan *et al.* (2011), qui concorde aussi avec les taux déduits des travaux de Briner *et al.* (2011).

Le taux de production de ^{26}Al dans le quartz a quant à lui été déterminé par des études de calibrations croisées, qui consistent à mesurer les concentrations en ^{26}Al et en ^{10}Be dans les mêmes roches échantillonnées en surface. En effet les deux extractions chimiques étant très proches ^{26}Al et le ^{10}Be sont souvent mesurés de pair dans les quartz. Cependant, comme il y a naturellement de ^{27}Al dans les quartz, qui est l'isotope principal de l'aluminium, cela rend l'utilisation de ^{26}Al plus délicate, puisque cela nécessite de mesurer l'aluminium naturel, ce qui ajoute une source d'erreur potentielle. Ainsi, le rapport de taux de production $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ est évalué à 6.61 (Nishiizumi *et al.*, 1989 recalculé en fonction de nouveaux standards par Braucher *et al.*, 2011).

Le taux de production est ensuite corrigé pour chaque site en fonction de sa position géographique. Pour cela nous utilisons les valeurs de pression atmosphérique issues de l'étude ERA40 (Uppala *et al.*, 2005) et les calculs de correction de Stone (2000). Les données ERA40 proviennent du "European Centre for Medium-Range Weather Forecasts" (ECMWF). Ce sont des données météorologiques qui ont été récoltées sur une quarantaine d'années. Les corrections de Stone (2000) permettent de calculer un taux de production local (P) qui est utilisé par la suite, ils prennent donc en compte les variations liées au champ magnétique terrestre et à l'épaisseur d'atmosphère présente au dessus du site échantillonné.

Un autre paramètre à connaître est le temps de demi-vie des isotopes cosmogéniques. Nous utilisons ici les valeurs $T_{1/2}=1,387$ Ma de pour le ^{10}Be (Korschinek *et al.*, 2010, Chmeleff *et al.*, 2010) et $T_{1/2}=708\pm 17$ ka (Nishiizumi 2004) pour ^{26}Al .

Profils en profondeur

Il existe dans la littérature différentes approches pour déduire le temps, l'héritage, et le taux d'érosion d'un profil en profondeur d'isotopes cosmogéniques. L'idée vient au départ de l'article d'Anderson *et al.* (1996), où ils prennent un échantillon en profondeur pour contraindre l'héritage (C_0), dont ils se servent ensuite pour corriger l'âge obtenu sur un échantillon en surface (Fig. IV.1.5). Braucher *et al.* (2009) ont par la suite démontré, qu'en prenant en compte l'influence de la production par les muons, il n'existe en théorie qu'une seule solution de combinaison de paramètres de temps, de taux d'érosion et d'héritage pour un profil en profondeur de concentration données.

Siame *et al.* (2004), repris et amélioré ensuite par Braucher *et al.* (2009), et Hidy *et al.* (2010) proposent deux approches un peu différentes d'inversion de profil en profondeur de concentration de ^{10}Be .

L'idée générale, appliquée par ces deux méthodes est de générer aléatoirement des paramètres de temps (t), de taux d'érosion (ε) et d'héritage (C_0), de les appliquer à la formule théorique de l'évolution des concentrations en isotopes cosmogéniques (C) en profondeur et de tester leur adéquation aux valeurs expérimentales. Cette formule théorique est la suivante (Lal, 1991) :

$$C(z, \varepsilon, t) = C_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_i} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho \cdot z}{\Lambda_i}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_i}\right) t} \right) \quad (\text{IV.1})$$

Cette formule fait aussi apparaître d'autres paramètres à prendre en compte lorsque l'on cherche à quantifier la production d'isotopes cosmogéniques en profondeur : la densité (ρ), les longueurs d'atténuations (Λ_i) et les taux de productions (P_i). Le "i" fait référence aux différentes particules prises en compte dans le calcul : "n" pour neutrons

(qui correspondent aux réactions de spallation, qui sont extrêmement majoritaires), " m_1 " pour muons rapides, et " m_2 " pour les muons négatifs. Les longueurs d'atténuation de ces trois types de particules sont : $A_n=160$ g/cm², $A_{m1}=1500$ g/cm², et $A_{m2}=4320$ g/cm²; (Braucher *et al.*, 2011). Les taux de productions P_i sont les taux de production associés à chacun des trois types de particule. Le taux neutronique est de 3,9 at g⁻¹ an⁻¹, comme présenté ci-dessus, tandis que le taux de production de muons rapides est évalué à 0,034 at g⁻¹ an⁻¹ et celui de muons lents à 0,01 at g⁻¹ an⁻¹ (d'après les ratios de taux de production de Braucher *et al.* (2011)).

Densité

En ce qui concerne la densité : Les échantillons ramenés en France ne reflètent pas la densité de la terrasse dans son état initial pour deux raisons : 1) Les prélèvements n'ont été faits que sur une fraction inférieure à 2 cm de diamètre, pour des raisons pratiques, puisque nous n'utilisons que des fractions relativement fines lors de la chimie ($\varnothing < 1$ à 2 cm), il n'était donc pas nécessaire de transporter des galets dont nous n'avons pas l'utilité et 2) Une fois extraits, emballés, transportés, ré-ouverts, les sédiments ont acquis un certain foisonnement et n'ont plus le même taux d'humidité. Pour palier à ce problème j'ai dans un premier temps mesuré la densité des fractions fines prélevées ($\varnothing < 1$ cm) qui se trouve être de $1,9 \pm 0,1$ g cm⁻³. Puis j'ai calculé la proportion en coupe de galets supérieurs à 2 cm de diamètre sur les photographies, à l'aide du logiciel ImageJ. Ensuite, comme ces terrasses sont essentiellement constituées de galets provenant des massifs cristallins, j'ai utilisé une densité moyenne de 2,7 g cm⁻³ pour les galets et fait la moyenne pondérée des fractions fines et grossières pour obtenir une densité moyenne de la terrasse. Ces terrasses ont généralement une forte proportion de galets. Cela donne donc par exemple pour une terrasse avec 50% de galets une densité de 2,3 g cm⁻³. Ces valeurs semblent aussi en accord avec la bibliographie (*e.g.* Hancock *et al.*, 1999).

Les teneurs en eau dans les sédiments des terrasses peuvent influencer sur la densité. Poisson (2002) a mesuré les teneurs en eau dans les sédiments de ses tubes OSL (dans le piémont Nord, le piémont Sud et le bassin de Bayanbuluk) et trouve des quantités inférieures à un maximum de 6% et généralement en dessous de 2%, et ce bien que ses échantillonnages aient été effectués en période "plutôt humide" (p242, Poisson 2002). Elle trouve plus précisément en moyenne 2,6% d'humidité (p.246 dans Poisson, 2002). La présence d'eau, qui augmente la densité de la terrasse, n'est donc pas une gêne dans ce milieu désertique.

Comparaison des deux modèles

Hidy *et al.* (2010)

Hidy *et al.* (2010) ont développé un programme Matlab[®] avec interface pour résoudre les profils en profondeur de ¹⁰Be et d'²⁶Al. Ce modèle a l'avantage d'être prêt à l'emploi et commence à être utilisé dans les publications récentes (*e.g.* Chevalier *et al.*, 2011, Huang *et al.*, 2014). Il permet de prendre en compte un écrantage, des densités variables, et des incertitudes sur de nombreux paramètres. Ils explorent ensuite des intervalles de paramètres définis par l'utilisateur et calculent un χ^2 (Khi carré) pour définir le trio de paramètres testés qui se rapprochent le plus des valeurs expérimentales.

$$\chi^2_{(\varepsilon, t, \bar{C}_0)} = \sum_{i=1}^N \left(\left(\frac{C_{calc}(Z_i, \varepsilon, t, \bar{C}_0) - C_i}{\sigma_{C_i}} \right)^2 \right) \quad (IV.1)$$

Le χ^2 calcule la différence entre les concentrations testées (générées à partir des paramètres rentrés de manière aléatoire, C_{calc}) et les concentrations mesurées analytiquement (C_i), pondérée par l'inverse des incertitudes sur les concentrations analytiques (σ_{C_i}). La valeur la plus faible du χ^2 (χ^2_{min}) correspond au triplet de paramètres qui reproduisent le mieux les concentrations mesurées. Pour évaluer les incertitudes liées aux paramètres en sortie (t , ε , et C_0), leur approche consiste à calculer un facteur de vraisemblance qui permet de quantifier la vraisemblance des profils. C'est-à-dire de quantifier à quel point les données analytiques respectent l'allure théorique. Cette méthode de prise en compte des incertitudes se réfère à la théorie statistique de manière très stricte. Et comme il n'y a pas de prise en compte d'une incertitude sur l'héritage, le programme ne donne pas de résultats (et pas d'incertitudes) en cas de valeurs de concentration légèrement décalées de l'idéal théorique avec de faibles incertitudes analytiques. La méthode est intéressante mais devrait prendre en compte une incertitude sur l'héritage. Sinon elle semble tendre à sous-estimer les incertitudes lorsque les valeurs sont dispersées voire à ne pas pouvoir donner de résultats du tout.

Braucher *et al.* (2009)

Braucher *et al.* (2009) reprennent les travaux de Siame *et al.* (2004) et démontrent l'existence théorique d'une solution unique composée d'un triplet de paramètres (t , ε , et C_0). Leur modèle fonctionne de manière assez similaire à celui de Hidy *et al.* (2010). Ils génèrent des triplets de paramètres aléatoirement et testent leur adéquation aux données analytiques à l'aide d'un χ^2 . L'avantage de ce modèle est la prise en compte des incertitudes qui est basée sur le χ^2 . En effet, ils prennent les résultats de χ^2 et conservent les triplets de résultats qui restent inférieurs à $\chi^2_{min} + 1$ (Bevington et Robinson 2003). Les minima et maxima de chaque ensemble de paramètres (t , ε , et C_0), compris dans ce groupe de χ^2 sélectionnés, définissent ainsi les bornes d'incertitude pour ces paramètres. Les inconvénients de ce modèle sont de ne pas considérer beaucoup d'incertitudes sur les paramètres en entrée : notamment sur l'héritage et sur la densité et de considérer la densité comme une variable de sortie. Je ne pense pas que considérer la densité comme une inconnue, et la faire varier de la même manière que le temps, le taux d'érosion et l'héritage, et chercher la meilleure solution par test de χ^2 soit une bonne solution. Les résultats sont déjà proches d'être sous-contraints dans la plupart des jeux d'échantillons naturels, du fait des incertitudes et du faible nombre de données. Donc considérer une variable de plus comme inconnue revient à accorder plus de liberté au test statistique ce qui amène à obtenir de grandes incertitudes en sortie voire à trouver une infinité de solutions possibles. De plus, cela augmente les temps de calculs, par ailleurs déjà longs.

Après avoir, dans un premier temps, tenter d'utiliser le modèle de Hidy *et al.* (2010), j'ai décidé de créer mon propre modèle d'ajustement des paramètres aux données expérimentales. Ceci pour plusieurs raisons : Le modèle de Hidy *et al.* (2010) est assez complexe et construit sous Matlab[®] d'une manière que je ne comprends pas bien, ce qui m'empêche d'aller y modifier des paramètres qui ont été redéfinis entre temps (par exemple les valeurs des longueurs d'atténuation) ; il a aussi l'inconvénient (tout comme les modélisations d'autres auteurs) de ne pas prendre en compte la variabilité de l'héritage. J'ai donc mis au point un algorithme sous Matlab[®] qui me permet d'ajuster des trios de paramètres : temps d'exposition (t), concentration initiale (C_0) et taux d'érosion (ε) à mes jeux de données expérimentales. Cet algorithme fonctionne en trois étapes : (1) détection et élimination des valeurs

aberrantes (*outliers*) ; (2) calcul d'un "best fit" (meilleur ajustement) et ajout d'une incertitude sur l'héritage, qui est déterminée à partir de la variance observée sur les points du profil ; (3) calcul d'un nouveau best fit et des incertitudes associées.

Le fait de créer mon propre algorithme d'inversion de profil cosmogénique a eu l'avantage de me faire comprendre en détail comment fonctionnent ces modèles. Cela m'a aussi donné l'opportunité de tester de nombreuses hypothèses très librement. Je présente par la suite des calculs sur des profils évoluant en sédimentation et non en érosion, en calculant les concentrations dans la partie enterrée et dans la partie en sédimentation. J'ai aussi pu tester un profil avec deux parties distinctes où les héritages de ces deux parties sont considérés comme indépendants, ou bien encore un profil prenant en compte une sédimentation à partir d'un moment fixé par une mesure indépendante. Cela nous a aussi permis de proposer une méthode pour prendre en compte les concentrations de galets en surface dans l'inversion des profils en profondeur bien que les héritages de ces deux jeux de données ne soient pas considérés comme équivalents. Bref, le fait de maîtriser cet aspect m'a permis de tester des hypothèses que les modèles de la littérature ne permettent pas.

IV.1.3.2 Modèle d'inversion de profils

Il faut tout d'abord rentrer les paramètres spécifiques aux données que l'on veut traiter. Il faut spécifier la localisation du site d'échantillonnage (longitude, latitude, altitude) et la densité et son incertitude. Il faut aussi déterminer des intervalles de test des paramètres. C'est-à-dire fixer les bornes minimales et maximales dans lesquelles les paramètres (t , ε , et C_0) seront explorés. On doit aussi préciser le nombre de tests à effectuer. Et créer un fichier dans lequel sont stockées les profondeurs des échantillons, les incertitudes associées à ces profondeurs, les concentrations en ^{10}Be des échantillons et les incertitudes sur les concentrations. Tous les autres paramètres sont prédéfinis pour l'étude de profils en profondeur de ^{10}Be , comme décrit auparavant. L'équation de l'évolution de la concentration en isotope cosmogénique en profondeur permet de calculer la concentration en fonction du temps d'exposition, de la concentration initiale et du taux d'érosion pour chaque triplet testé (eq. IV.1).

La première étape du modèle que j'ai créé sous Matlab[®] permet d'éliminer les concentrations analytiques d'un profil en profondeur qui sont anormales. Pour cela, on génère aléatoirement une série de triplets de paramètres (t , ε , et C_0) dans les intervalles de valeurs imposés. Une définition correcte du résultat final nécessite entre 10^5 à 10^7 triplets testés, ce qui dépend aussi des largeurs des fenêtres explorées pour chaque paramètre. Le modèle va pour chaque triplet de paramètres calculer la concentration théorique attendue à chaque profondeur où il y a un échantillon physique. Les concentrations théoriques et analytiques sont ensuite comparées à l'aide d'un test de χ^2 (eq. IV.1). Et la meilleure solution est définie par la valeur minimale du χ^2 (χ^2_{min}). On calcule ensuite l'écart-type entre les concentrations théoriques (correspondant à la meilleure solution) et les valeurs expérimentales sur l'ensemble des profondeurs. Ensuite cet écart-type sert à éliminer les concentrations expérimentales qui se retrouveraient au-delà de deux fois l'écart-type (critère de Chauvenet).

Incertitudes liées à la concentration initiale

On procède ensuite à une nouvelle étape pour prendre en compte les incertitudes liées à une variabilité de la concentration initiale (C_0) le long des profils en profondeur. Cette étape consiste à refaire un test de χ^2 sur des triplets de paramètres tirés aléatoirement et à calculer l'écart-type entre les concentrations issues du χ^2_{min} et les concentrations expérimentales. Cette étape est similaire à la précédente sauf qu'une ou plusieurs données de

concentrations ont pu être rejetées par le test précédent. La valeur de l'écart-type, assimilé à l'incertitude sur l'héritage (σ_{C_0}), est ensuite ajoutée aux incertitudes analytiques sur la concentration (σ_{C_i}) sous la forme d'une somme quadratique pour évaluer une nouvelle incertitude sur les concentrations ($\sigma_{C_i}^*$) :

$$\sigma_{C_i}^* = \sqrt{\sigma_{C_i}^2 + \sigma_{C_0}^2} \quad (\text{IV.2})$$

Incertitudes liées à la densité

Pour estimer les incertitudes liées à la densité, nous avons calculé l'impact de l'incertitude de la densité (σ_ρ) sur l'évaluation de la profondeur et ajouté cette incertitude à celle de la mesure de la profondeur (σ_{Z_i}) pour calculer une incertitude sur la profondeur prenant en compte celle de la densité ($\sigma_{Z_i}^*$) :

$$\sigma_{Z_i}^* = \sqrt{\sigma_{Z_i}^2 + \left(\frac{Z}{\rho} \sigma_\rho\right)^2} \quad (\text{IV.4})$$

Test de χ^2 et incertitudes finales

Ces deux nouvelles évaluations des incertitudes sont prises en compte pour la dernière étape de calcul. Cette étape consiste, comme les deux précédentes, à comparer les valeurs analytiques à celles théoriques générées à partir de paramètres aléatoires. Sauf que cette fois, le tri a été effectué dans les valeurs expérimentales par la première étape et la deuxième étape a permis de réévaluer les incertitudes. Le test de χ^2 prend cette fois-ci en compte l'incertitude sur la concentration, à laquelle est ajoutée l'incertitude sur la concentration initiale, mais aussi l'incertitude sur la profondeur à laquelle est ajoutée l'incertitude sur la densité :

$$\chi_{(\varepsilon, t, C_0)}^2 = \sum_{i=1}^N \left(\left(\frac{C_{calc}(Z_i, \varepsilon, t, C_0) - C_i}{\sigma_{C_i}^*} \right)^2 + \left(\frac{Z_i - z_i}{\sigma_{Z_i}^*} \right)^2 \right) \quad (\text{IV.5})$$

Le résultat final est donc donné par la meilleure solution de cette dernière évaluation statistique (le χ_{min}^2). Et les incertitudes sur les trois paramètres (t , ε , et C_0) sont définies par les valeurs maximales et minimales présentes dans les triplets dont le χ^2 est inférieur à $\chi_{min}^2 + 1$.

Comme l'ont fait remarquer Gosse et Philipps (2001) : il est impensable de prendre en compte les incertitudes de tous les paramètres qui rentrent en compte dans ces calculs. Ainsi, les incertitudes associées aux longueurs d'atténuation des particules, au taux de production au niveau de la mer, au facteur de correction du taux de production lié aux corrections d'élévation et latitudinale, au temps de désintégration radioactif du ^{10}Be , etc. ne sont souvent pas prises en compte dans les ajustements de courbe. Néanmoins, Hidy *et al.* (2010) tentent d'en prendre un maximum en considération dans leurs modèles. Dans le notre, nous prenons en compte la dispersion de la composante héritée, via le calcul d'une incertitude qui intervient dans le calcul du χ^2 , qui n'est habituellement pas considérée, mais qui me semble être particulièrement importante. Nous prenons aussi en compte les incertitudes

sur la densité, les concentrations analytiques, et les profondeurs de prélèvement. Toutes ces incertitudes sont quantifiées à 1 sigma (σ).

Profil cosmogénique avec sédimentation

Pour des échantillons prélevés dans un milieu en sédimentation, l'équation de la concentration en fonction de la profondeur est la même (eq. IV.1), il suffit de considérer le taux d'érosion comme étant négatif (Braucher *et al.*, 2000 ; Scherler *et al.*, 2014). Cependant cela n'est vrai que pour les échantillons déjà présents avant la période de sédimentation qui se sont fait enfouir par celle-ci. Cela peut arriver dans le cas d'une terrasse alluviale déposée à un moment donné, qui se fait ensuite recouvrir par le développement d'un sol, ou par l'arrivée de colluvions ou bien encore de loess.

Pour des échantillons prélevés dans un niveau en sédimentation il faut considérer le temps d'exposition de chaque niveau comme dépendant de sa profondeur $t = z/\varepsilon$, de sorte que l'équation devient (Guralnik *et al.*, 2011) :

$$C(z, t, \varepsilon < 0) = \bar{C}_0 \cdot e^{\frac{\lambda \cdot x}{\varepsilon}} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} \cdot e^{\frac{-\rho \cdot z}{\Delta_i}} \cdot \left(1 - e^{\left(\frac{\lambda + \rho}{\varepsilon + \Delta_i}\right)z} \right) \quad (IV.6)$$

Galets de surface

Comme précisé précédemment, les éléments détritiques ont tendance à avoir des concentrations en isotopes cosmogéniques initiales dépendant de leur granulométrie (*e.g.* Brown *et al.*, 1995 ; Puchol *et al.*, 2014). De ce fait, on ne peut pas directement intégrer les concentrations récoltées sur des galets situés en surface à des profils de concentrations en profondeur issus de mesures sur des sables.

Ce que l'on peut faire dans un premier temps : c'est de contraindre le temps d'expositions de ces galets de surface. Pour cela, on a tout d'abord calculé les moyennes et les incertitudes pour des concentrations de galets de surface où sont présent des galets mesurés individuellement et des amalgames de galets.

La moyenne pondérée (\bar{C}) est déterminée comme étant la somme des concentrations mesurées (C_i) pondérées par le nombre de galets utilisés pour chaque mesure (P_i), x correspondant donc au nombre de mesures effectuées et N au nombre de galets mesurés au total.

$$\bar{C} = \frac{\sum_{i=1}^x P_i \cdot C_i}{N} \quad (IV.7)$$

On évalue ensuite l'incertitude totale (σ_T) comme étant la combinaison de la dispersion des valeurs (σ_D) et l'évaluation de l'incertitude analytique moyenne (σ_A).

$$\sigma_D = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^x P_i \cdot (C_i - \bar{C})^2}{N}} \quad (IV.8)$$

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^x P_i \cdot (\sigma_i)^2}{N}} \quad (\text{IV.9})$$

$$\sigma_T = \sqrt{\sigma_D^2 + \sigma_A^2} \quad (\text{IV.10})$$

Etant donné que l'on ne peut pas directement contraindre l'héritage des galets de surface, on va calculer des bornes minimales et maximales des âges. Pour cela on va considérer deux cas de figures (l'érosion des galets de surface est considérée comme négligeable) : 1) l'héritage est négligeable, cela nous donne une évaluation maximale du temps d'exposition et 2) l'héritage est évalué grâce aux données d'un profil en profondeur à proximité, comme l'héritage est supposé diminuer à mesure que la granulométrie augmente, cette hypothèse fournit une évaluation minimale du temps d'exposition.

Si on reprend l'équation IV.1 décrivant la concentration en fonction de la profondeur et qu'on l'applique à un galet en surface n'ayant pas subi d'érosion ($z=0$; $\varepsilon=0$ et $\rho=0$), cela devient :

$$C = C_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\lambda} \cdot (1 - e^{-\lambda \cdot t}) \quad (\text{IV.11})$$

et pour laquelle on considère P_0 comme étant la somme des P_i .

$$\bar{C} = \bar{C}_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \frac{P_0}{\lambda} \cdot (1 - e^{-\lambda \cdot t}) \quad (\text{IV.12})$$

Ensuite, on peut calculer une valeur "maximale" de temps d'exposition (t) en considérant l'héritage (\bar{C}_0) comme étant nul. Ce qui revient à considérer que tout le signal observé est acquis pendant la phase d'exposition sur la surface alluviale. L'équation se résout alors ainsi :

$$\bar{C} = \frac{P_0}{\lambda} \cdot (1 - e^{-\lambda \cdot t}) \quad (\text{IV.13})$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \log \left(1 - \frac{\bar{C} \lambda}{P_0} \right) \quad (\text{IV.14})$$

Dans le cas où l'on considère l'héritage (\bar{C}_0) l'équation se résout ainsi :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \cdot \log \left(\frac{\bar{C} - \frac{P_0}{\lambda}}{\bar{C}_0 - \frac{P_0}{\lambda}} \right) \quad (\text{IV.15})$$

Le temps d'exposition (t_{exp}) est donc contraint par :

$$-\frac{1}{\lambda} \cdot \log\left(\frac{\bar{C}_c - \frac{P_0}{\lambda}}{\bar{C}_{0c} - \frac{P_0}{\lambda}}\right) \leq t_{exp} \leq -\frac{1}{\lambda} \cdot \log\left(1 - \frac{\bar{C}_c \cdot \lambda}{P_0}\right) \quad (IV.16)$$

Profil cosmogénique plus galets de surface

Alors que la théorie prédit qu'il n'existe qu'un seul triplet de solutions pour un profil en profondeur (Braucher *et al.*, 2009), pour (ce qu'il me semble être) la plupart des cas naturels de profils il existe une infinité de solutions dues à l'équilibration entre les influences de l'héritage, du temps, du taux d'érosion et dans une moindre mesure de la décroissance radioactive. Les auteurs font fréquemment le choix de contraindre l'ensemble de solutions en forçant le système pour lui interdire des valeurs d'érosions considérées comme aberrantes géologiquement parlant (*e.g.* Hidy *et al.*, 2010; Huang *et al.*, 2014). Ce faisant ils forcent la définition de la borne supérieure de temps et prennent le risque de sous-estimer la valeur réelle de temps d'exposition (ce quelle que soit leur méthode d'évaluation des incertitudes). Il est souvent nécessaire d'ajouter d'autres contraintes simplificatrices afin d'obtenir une solution unique de temps d'exposition. Ainsi dans certains cas l'héritage est fixé à la valeur de l'échantillon le plus profond (*e.g.* Brocard *et al.*, 2003; Ritz *et al.*, 2006; Molliex *et al.*, 2013) ou bien l'érosion est considérée comme nulle (*e.g.* Brocard *et al.*, 2003; Le Dortz *et al.*, 2012; Selander *et al.*, 2012).

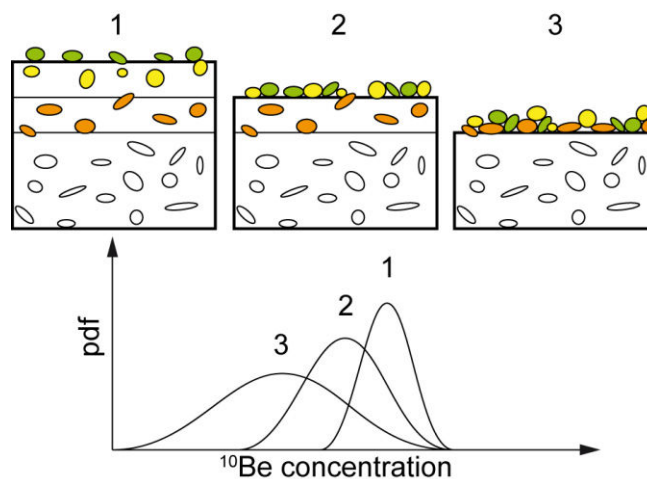


Figure IV.1.6 : Représentation de trois terrasses ayant évolué par déflation et/ou par ruissellement à des rythmes d'érosion différents, où les galets sont laissés sur place tandis que les particules fines sont évacuées. Les concentrations des galets sont représentées sous forme de probabilité de densité (pdf : probability density function). On remarque que plus l'érosion est forte (cas n°3), plus les concentrations observées sur les galets de surface sont faibles et dispersées.

Nous faisons ici l'hypothèse que les galets présents à la surface sur nos terrasses alluviales sont des galets qui proviennent de toute l'épaisseur qui a été érodée (Fig. IV.1.6). Cela correspond à une érosion par déflation ou par ruissellement qui n'emporte que les particules fines et laisse les galets sur place. Nous proposons donc que les galets présents en surface portent en eux le signal de l'érosion, du temps d'exposition et d'un héritage qui leur est propre. De ce fait, nous avons combiné les données provenant des profils en profondeur à ceux des galets en

surface afin de pouvoir mieux contraindre les quatre paramètres que sont le temps d'exposition, le taux d'érosion et les héritages des sables et des galets.

D'un point de vue mathématique : si l'on considère toute une épaisseur de sédiments composée d'une fraction fine (sables) et d'une fraction plus grossière (galets) mélangées de manière homogène. Cette épaisseur subit un taux d'érosion (ε) pendant un temps (t) ce qui va éroder une épaisseur totale de $\varepsilon \times t$. Dans un cas où seuls les sables sont érodés et que les galets restent sur places, on cherche à connaître la concentration moyenne des galets accumulés en surface. L'accumulation en isotope cosmogénique pendant le temps d'exhumation (t_1) se définit ainsi (eq. IV.1 pour $z=0$) :

$$C_{t_1} = C_0 \cdot e^{-\lambda t_1} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Delta_i}\right) t_1}\right) \quad (\text{IV.17})$$

On note le temps d'exposition total : t ; et donc le temps resté en surface est $t - t_1$. La concentration acquise par un galet pendant le temps passé en surface est donc (eq. IV.2) :

$$C_t = C_{t_1} \cdot e^{-\lambda(t-t_1)} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\lambda} \cdot \left(1 - e^{-\lambda(t-t_1)}\right) \quad (\text{IV.18})$$

La concentration C_{t_1} acquise lors de l'exhumation est donc à cette étape considérée comme un héritage.

Au final, la concentration en isotope cosmogénique moyenne des galets en surface peut se définir en intégrant sur l'épaisseur érodée ($\varepsilon \times t$), ce qui revient à inspecter toutes les solutions d'histoire des galets entre ceux qui ont débuté dès le début à la surface ($z=0$) et ceux qui au contraire débutent à la profondeur qui est atteinte après toute l'érosion ($z = \varepsilon \times t$). La différence entre l'état initial (en profondeur) et l'état actuel à l'affleurement peut s'exprimer comme étant la moyenne de l'intégrale de C_t sur z sur l'intervalle $[0 (\varepsilon \times t)]$:

$$\bar{C} = \frac{1}{\varepsilon \cdot t - 0} \int_0^{\varepsilon \cdot t} C_t \cdot dz \quad (\text{IV.19})$$

Qui se développe ainsi :

$$\bar{C} = \frac{1}{\varepsilon \cdot t} \int_0^{\varepsilon \cdot t} \left[\left(\bar{C}_0 \cdot e^{-\lambda(t_1)} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Delta_i}\right) (t_1)}\right) \right) \cdot e^{-\lambda(t-t_1)} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\lambda} \cdot \left(1 - e^{-\lambda(t-t_1)}\right) \right] dz \quad (\text{IV.10})$$

Le temps d'exhumation (t_1) est lié à la profondeur (z) et au taux d'érosion (ε) tel que :

$$\varepsilon = \frac{z}{t_1} \text{ et donc } t_1 = \frac{z}{\varepsilon} \quad (\text{IV.11})$$

ainsi :

$$\bar{c} = \frac{1}{\varepsilon \cdot t} \int_0^{\varepsilon \cdot t} \left(\left(\bar{c}_0 \cdot e^{-\lambda \left(\frac{z}{\varepsilon} \right)} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Delta_i} \right) \left(\frac{z}{\varepsilon} \right)} \right) \right) \cdot e^{-\lambda \left(t - \frac{z}{\varepsilon} \right)} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\lambda} \cdot \left(1 - e^{-\lambda \left(t - \frac{z}{\varepsilon} \right)} \right) \right) \cdot dz \quad (\text{IV.12})$$

$$\bar{c} = \frac{1}{\varepsilon \cdot t} \int_0^{\varepsilon \cdot t} \left(\bar{c}_0 \cdot e^{-\lambda t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \left(\frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} - \frac{P_i}{\lambda} \right) \cdot e^{-\lambda t + \frac{\lambda z}{\varepsilon}} - \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} \cdot e^{-\lambda t - \frac{\rho z}{\Delta_i}} + \frac{P_i}{\lambda} \right) \cdot dz \quad (\text{IV.13})$$

Remarque : la primitive de $\int a \cdot e^{-bx+c} dx$ est $-\frac{a}{b} \cdot e^{-bx+c}$

$$\bar{c} = \frac{1}{\varepsilon \cdot t} \cdot \left[\bar{c}_0 \cdot e^{-\lambda t} \cdot z + \sum_{i=n, m_1, m_2} \left(\frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} - \frac{P_i}{\lambda} \right) \cdot \frac{\varepsilon}{\lambda} \cdot e^{-\lambda t + \frac{\lambda z}{\varepsilon}} - \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} \cdot \frac{-\Delta_i}{\rho} \cdot e^{-\lambda t - \frac{\rho z}{\Delta_i}} + \frac{P_i}{\lambda} \cdot z \right]_0^{\varepsilon \cdot t} \quad (\text{IV.14})$$

Ce qui peut se factoriser ainsi :

$$\bar{c} = \bar{c}_0 \cdot e^{-\lambda t} + \left(\sum_{i=n, m_1, m_2} \left(\frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} - \frac{P_i}{\lambda} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \cdot t} \cdot (1 - e^{-\lambda t}) + \frac{P_i \cdot \Delta_i}{\left(\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda \right) \cdot \rho \cdot \varepsilon \cdot t} \cdot e^{-\lambda t} (1 - e^{-\frac{\rho \cdot \varepsilon \cdot t}{\Delta_i}}) + \frac{P_i}{\lambda} \right) \quad (\text{IV.15})$$

autre factorisation :

$$\bar{c} = \bar{c}_0 \cdot e^{-\lambda t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \left(\frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} \cdot \left(\frac{1}{\lambda \cdot t} (1 - e^{-\lambda t}) + \frac{\Delta_i}{\rho \cdot \varepsilon \cdot t} \cdot e^{-\lambda t} \cdot (e^{-\frac{\rho \cdot \varepsilon \cdot t}{\Delta_i}} - 1) \right) + \frac{P_i}{\lambda} \cdot \left(1 - \frac{1}{\lambda \cdot t} \cdot (1 - e^{-\lambda t}) \right) \right) \quad (\text{IV.16})$$

La concentration moyenne (\bar{c}) des galets en surface se définit donc ici en fonction du temps d'exposition, de l'héritage (des galets), et du taux d'érosion.

Cette méthode repose sur plusieurs hypothèses de départ :

- l'érosion est continue et débute juste après le dépôt
- les galets sont distribués de manière homogène dans l'épaisseur de la terrasse
- on considère un héritage moyen sur tous les galets

Nous n'avons pas de contrainte directe sur l'héritage moyen des galets. Nous testons donc des valeurs d'héritage situées entre zéro et la valeur d'héritage du profil cosmogénique (déterminée pour une érosion nulle).

Nous avons pu combiner ce calcul de la concentration des galets de surface à celui des concentrations sur les profils en profondeur. Pour cela il a suffi de tester des quadruplets de paramètres sur ces deux jeux d'équations et de comparer indépendamment les valeurs prédites dans les deux cas (surface et profondeur) aux valeurs analytiques obtenues. Les comparaisons ont été faites par test de χ^2 et la meilleure solution est donnée par la plus basse somme des deux χ^2 .

IV.1.3.3 Âges d'enfouissement

Les calculs d'âges d'enfouissement reposent sur la comparaison de l'évolution dans le temps de deux isotopes cosmogéniques radioactifs au sein d'un minéral. En connaissant le rapport initial des concentrations de ces deux éléments et leurs constantes de décroissance radioactive, il est possible de calculer le temps que le sédiment a passé isolé des rayons cosmiques. Cette méthode est surtout utilisée pour les sédiments alluviaux puisqu'il faut qu'il y ait eu une première exposition aux rayonnements cosmiques. Ce qui est le cas pour les terrasses et les cônes alluviaux dont les sédiments qui les composent proviennent de bassins versants. L'exposition durant l'exhumation et le transport des sédiments est donc un avantage dans le cas de datation par âges d'enfouissement. Les deux isotopes les plus couramment utilisés pour ce type de calcul sont l'²⁶Al et le ¹⁰Be dans les quartz (e.g. Dunai, 2010). Cela, parce qu'ils sont produits dans le même minéral et que leur rapport de taux de production ne varie pas significativement avec la profondeur (Brown *et al.*, 1992). Je présente dans le Chapitre VII, des âges d'enfouissement basés sur la comparaison entre ¹⁴C et ¹⁰Be dans le quartz. C'est une tentative assez innovante réalisée en collaboration avec Maarten Lupker qui participe à développer la méthode d'extraction du ¹⁴C cosmogénique des quartz. L'avantage de ce couple ¹⁴C/¹⁰Be est de pouvoir investiguer des âges d'enfouissement holocènes (Miller *et al.*, 2006 ; Anderson *et al.*, 2008). La méthode basée sur le couple ²⁶Al/¹⁰Be permet quant à elle de quantifier des temps d'enfouissement s'étalant entre 100 ka et 5 Ma (Dunai, 2010).

Pour contraindre le ratio initial ($R_{AB}(0)$), nous avons mesuré les concentrations des éléments A (²⁶Al ou ¹⁴C) et B (¹⁰Be) dans les sédiments de la rivière actuelle. Cela signifie que nous faisons l'hypothèse que le taux d'érosion moyen dans le bassin versant n'a pas significativement changé entre le moment du dépôt de la terrasse analysée et maintenant. Nous considérons les temps de demi-vie de 1,387±0.139 Ma pour le ¹⁰Be (Korschinek *et al.*, 2010 et Chmeleff *et al.*, 2010), de 708±17 ka pour l'²⁶Al (Nishiizumi, 2004) et de 5730±30 ans pour le ¹⁴C (Lederer *et al.*, 1978). Le rapport des concentrations des isotopes A et B, noté R_{AB} :

$$R_{AB} = \frac{C_A}{C_B} \quad (IV.17)$$

Le rapport après un temps d'enfouissement ($R_{AB}(t)$) est égal au rapport initial $R_{AB}(0)$ qui a évolué en fonction du temps (t) et des constantes de décroissances radioactives des deux éléments (Klein *et al.*, 1986 ; Lal, 1991) :

$$R_{AB}(t) = R_{AB}(0) \cdot e^{-t \cdot (\lambda_A - \lambda_B)} \quad (IV.18)$$

Ainsi le temps (t) peut être calculé :

$$t = \frac{-\ln\left(\frac{R_{AB}(t)}{R_{AB}(0)}\right)}{(\lambda_A - \lambda_B)} \quad (IV.19)$$

IV.2 Modélisation géométrique du plissement

IV.2.1 Principe du modèle

Afin de déterminer des vitesses de raccourcissement, j'ai utilisé et développé un modèle géométrique de plissement basé sur le principe de migration de la matière au travers des charnières (Suppe, 1983 ; Suppe *et al.*, 1997). Dans ce type de modèle on considère que l'épaisseur des strates reste constante, qu'elles demeurent parallèles les unes aux autres et que la largeur de la zone de déformation est constante de bas en haut de l'épaisseur investiguée. La zone de plissement est définie par une charnière, au travers de laquelle, les strates acquièrent une nouvelle inclinaison. Contrairement aux modèles simples en bandes kinkées (kink band), on considérera ici que la charnière possède une certaine largeur au travers laquelle les strates subissent une rotation le long d'un trajet en arc de cercle et acquièrent progressivement leurs nouvelles inclinaisons (Suppe *et al.*, 1997 ; Scharer *et al.*, 2006 ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007 ; Charreau *et al.*, 2008).

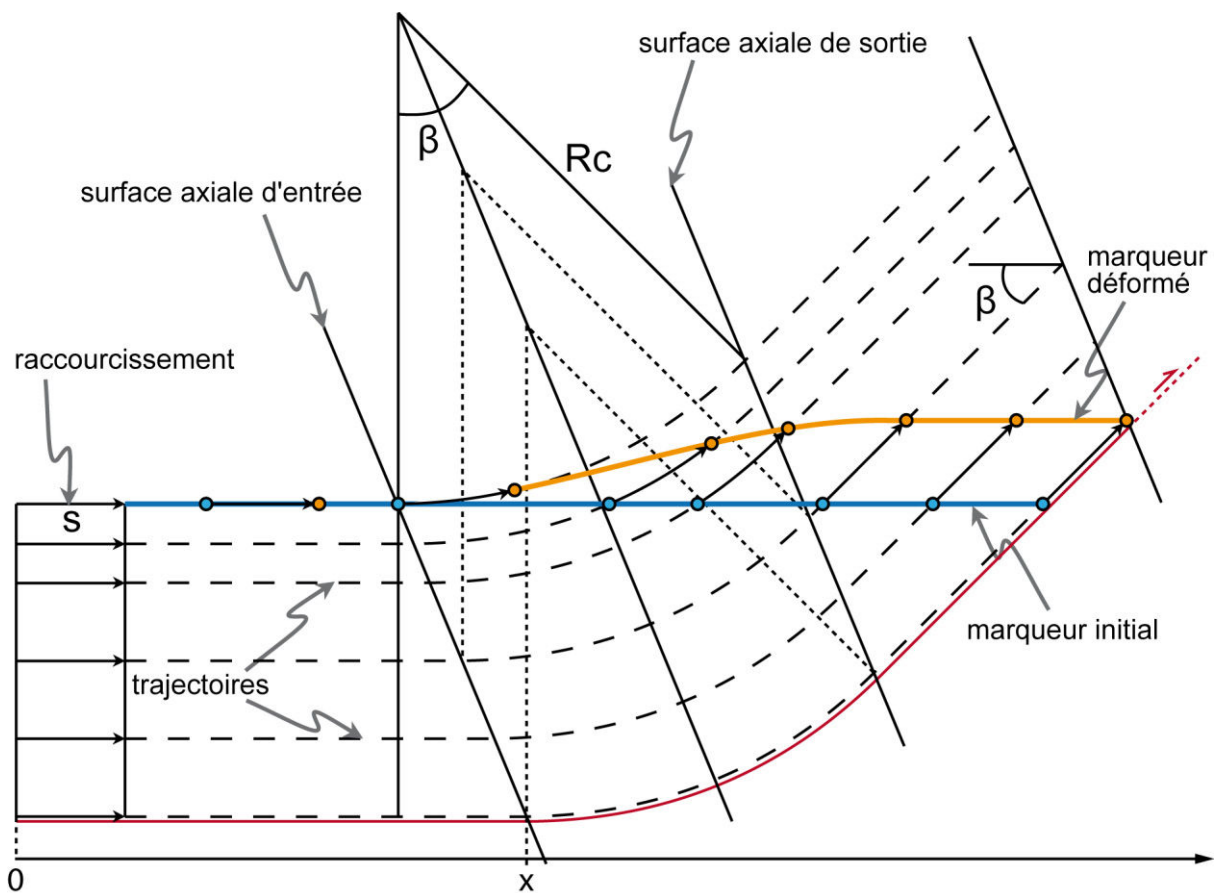


Figure IV.2.1 : Paramètres géométriques du modèle. X définit l'abscisse de la première charnière à la profondeur du niveau de décollement, R_c définit le rayon de courbure à l'intérieur de la charnière et β correspond à l'angle de la rampe.

La géométrie du modèle, c'est-à-dire la position, l'angle et la largeur de la charnière, est définie par trois paramètres : l'abscisse de la charnière (X), l'angle de la rampe (β) et le rayon de courbure à l'intérieur de la charnière (R_c) (Fig. IV.2.1). La largeur de la charnière (w) peut être recalculée par la relation :

$$w = 2 \times R_c \times \sin\left(\frac{\beta}{2}\right)$$

Dans le cas où il existe deux charnières la relation devient (Fig. IV.2.2) :

$$w = 2 \times R_c \times \sin\left(\frac{\beta - \theta}{2}\right)$$

L'utilisation de deux charnières peut en effet s'imposer lorsque les réflecteurs possèdent déjà un angle non négligeable avant de former l'angle principal de la rampe.

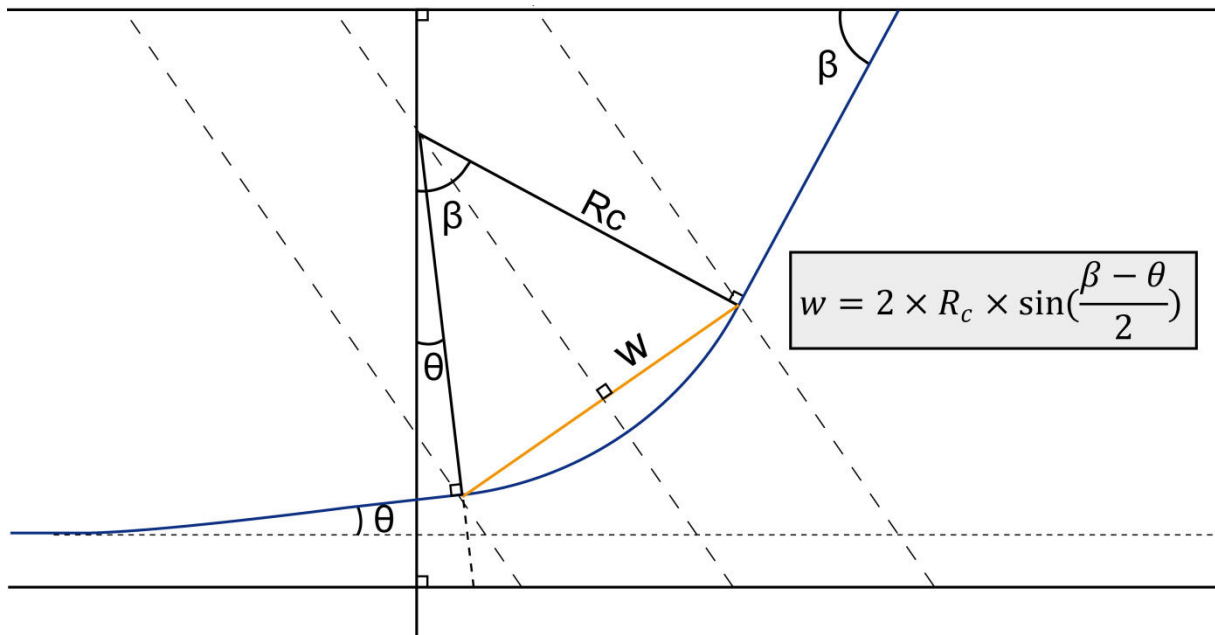


Figure IV.2.2 : Relation entre la largeur, l'angle et le rayon de courbure de la charnière.

Le trajet effectué par une particule est déterminé par sa position à chaque incrément et dépend de la zone dans laquelle elle se trouve. Si la particule se trouve à l'intérieur d'une zone de charnière, le raccourcissement s'effectue en rotation ; si elle se trouve à l'extérieur des charnières, son mouvement s'effectue en translation (Fig. IV.2.1). Les mouvements effectués par les particules au sein du modèle sont calculés à chaque pas suivant des relations trigonométriques.

Suite à un raccourcissement S , la nouvelle position de chaque point de la strate modélisée peut donc être calculée suivant une série d'équations décrites par Charreau *et al.* (2008)

IV.2.2 Approche et développement dans le cadre de la thèse

Étape 1: paramétrisation de la géométrie initiale à partir d'un profil sismique

Dans le cadre de cette thèse je me suis appuyé sur le programme développé par Charreau *et al.* (2008). J'ai néanmoins automatisé les recherches de paramètres : de la géométrie initiale du modèle et de la corrélation entre les angles modélisés et les pentages de surface ; et j'ai étendu son application à l'étude de plis fonctionnant avec deux charnières.

Le réglage des paramètres géométriques de la charnière est basé sur les informations issues d'un profil sismique. Pour cela, on pointe et on extrait les positions des réflecteurs d'un profil sismique. J'ai utilisé le logiciel Gocad[®] durant cette thèse, mais n'importe quel logiciel permettant de tracer des lignes et d'extraire les positions de chaque nœud de ces lignes peut être utilisé. Ensuite, une première partie du modèle sert à modéliser les couches antétectoniques. Pour cela l'algorithme génère des triplets de paramètres : abscisse de la charnière (X), angle de la rampe (β) et rayon de courbure à l'intérieur de la charnière (R_C). On fixe la profondeur du niveau de décollement, le nombre de couches (à une dizaine par exemple), la longueur des couches à modéliser et une valeur de raccourcissement totale (par exemple 10 km, afin d'être tout à fait sûr que les couches passent entièrement au travers de la charnière). En effet, on cherche tout d'abord à modéliser des couches antétectoniques, qui ont normalement atteintes un stade mature, parallèle à la rampe. Pour chaque triplet de paramètre le modèle fait donc passer les couches entièrement au travers de la charnière. Ensuite il effectue un calcul statistique de Khi^2 pour comparer les angles des couches modélisées aux angles des réflecteurs sismiques à proximité (Fig. IV.2.3). La comparaison s'effectue dans un rayon dont la taille peut être modifiée en fonction de la densité des réflecteurs sismiques (Fig. IV.2.3). Dans le calcul du Khi^2 la distance entre les points comparés est prise en compte, ainsi les points les plus proches ont un poids plus important que ceux les plus éloignés.

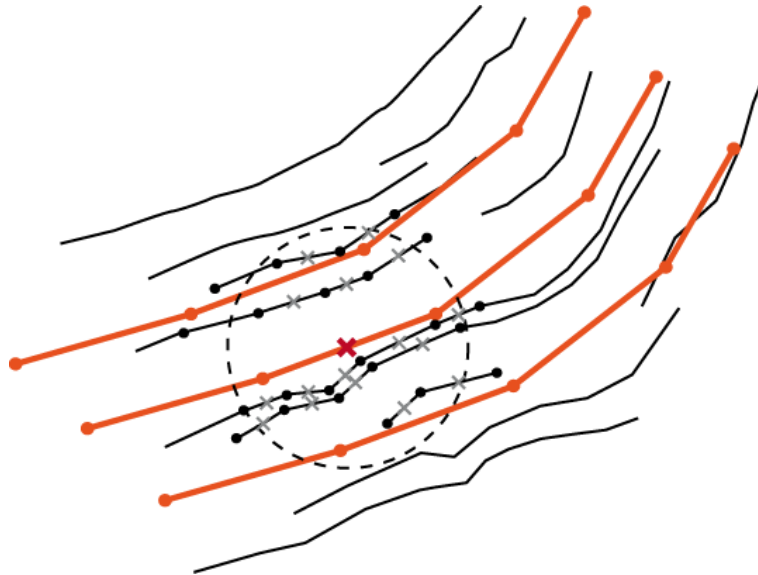


Figure IV.2.3 : Visualisation de la comparaison par méthode de Khi^2 . Les tracés orange représentent les couches modélisées et les tracés noirs représentent les réflecteurs sismiques. L'angle de chaque segment des couches modélisées est assimilé au centre du segment (croix rouge) et est comparé à l'ensemble des angles des segments des réflecteurs sismiques à proximité (croix grises) par une méthode statistique de moindre carré Khi^2 .

Le triplet de paramètres qui minimise la somme des Khi^2 est sélectionné. La géométrie de plissement est donc fixée selon ces paramètres pour l'étape suivante de la modélisation (Fig. IV.2.4).

Etape 2: modélisation des couches syn-tectoniques

Une fois cette géométrie établie, ce modèle permet ensuite de quantifier la déformation enregistrée par des sédiments syn-tectoniques, qu'il s'agisse de dépôts alluviaux anciens ou de marqueurs de surface tels que des

terrasses alluviales. En effet, de nouvelles couches sont ensuite progressivement initiées horizontalement puis elles sont migrées pas à pas à travers la zone de charnière (Fig. IV.2.5).

À chaque incrément de raccourcissement la géométrie des couches modélisées (correspondant au niveau de la rivière), peut être comparée à des mesures de terrain faites en surface. En effet, pour les sédiments anciens, on peut comparer, par une méthode des moindres carrés, les angles obtenus en surface aux pendages mesurés. Une fois l'ensemble des couches raccourcies jusqu'à une valeur extrême, les raccourcissements correspondant aux angles les plus proches de ceux mesurés sur le terrain sont extraits pour chaque couche modélisée. En combinant ces raccourcissements avec des données d'âges issus d'études magnétostratigraphiques, on obtient des vitesses de raccourcissement cumulées pour l'ensemble des couches syntectoniques (Fig. IV.2.5).

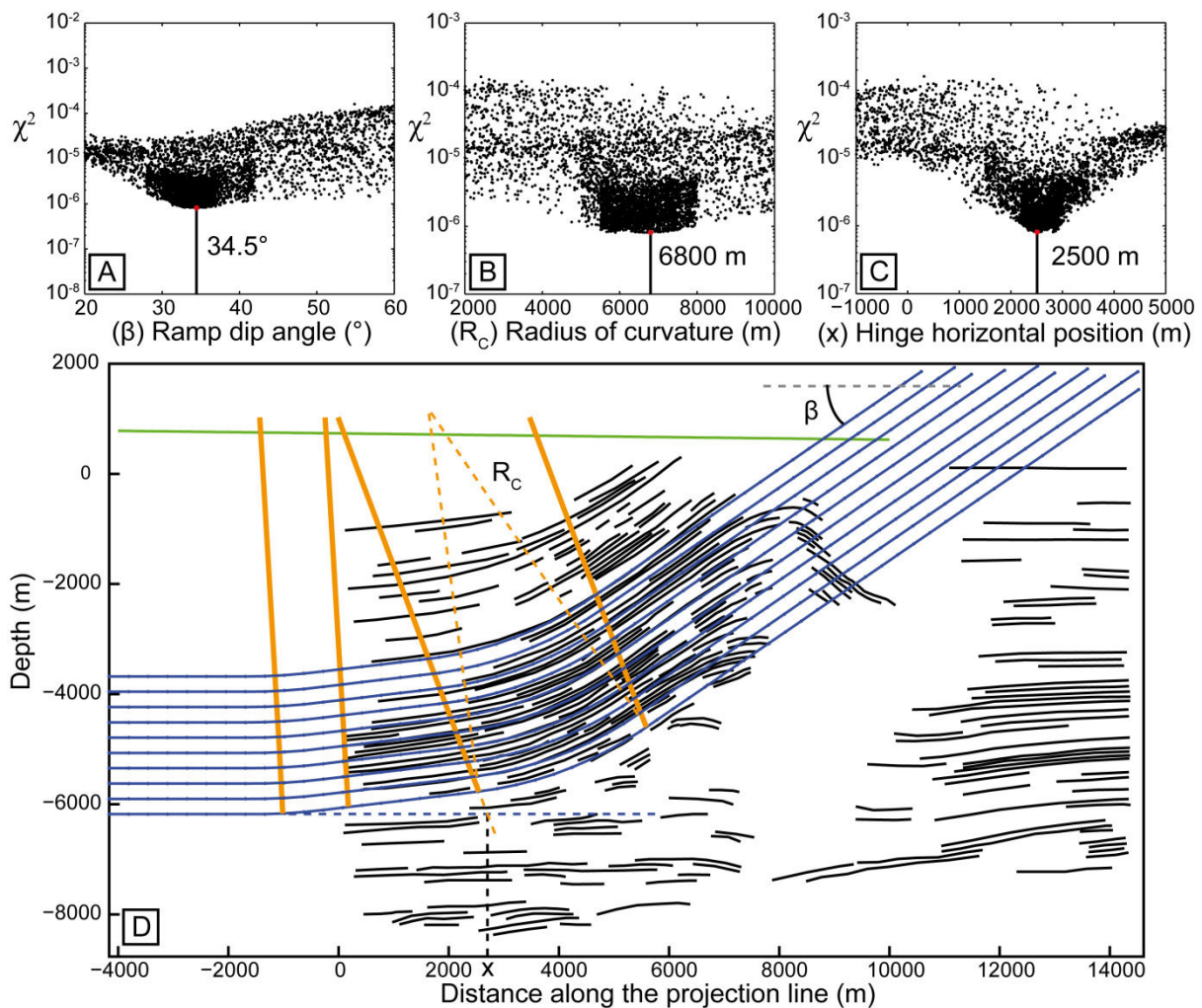


Figure IV.2.4 : *A, B et C : Tests par la méthode statistique de χ^2 des triplets de paramètres définissant la géométrie de la rampe principale. D : Réflecteurs sismiques et tracés de 10 couches antétectoniques selon le meilleur résultat du test de χ^2 pour l'anticlinal de Dushanzi. Le plissement est ici défini par deux charnières.*

On peut également comparer ces géométries modélisées à celles des terrasses alluviales en s'appuyant sur leurs topographies déduites de données MNT (SRTM) ou de mesures de terrain (DGPS, théodolite). On peut ainsi rétro-déformer une terrasse alluviale jusqu'à un niveau de référence, ou à l'inverse déformer un niveau de référence pour reproduire la géométrie actuelle de la terrasse.

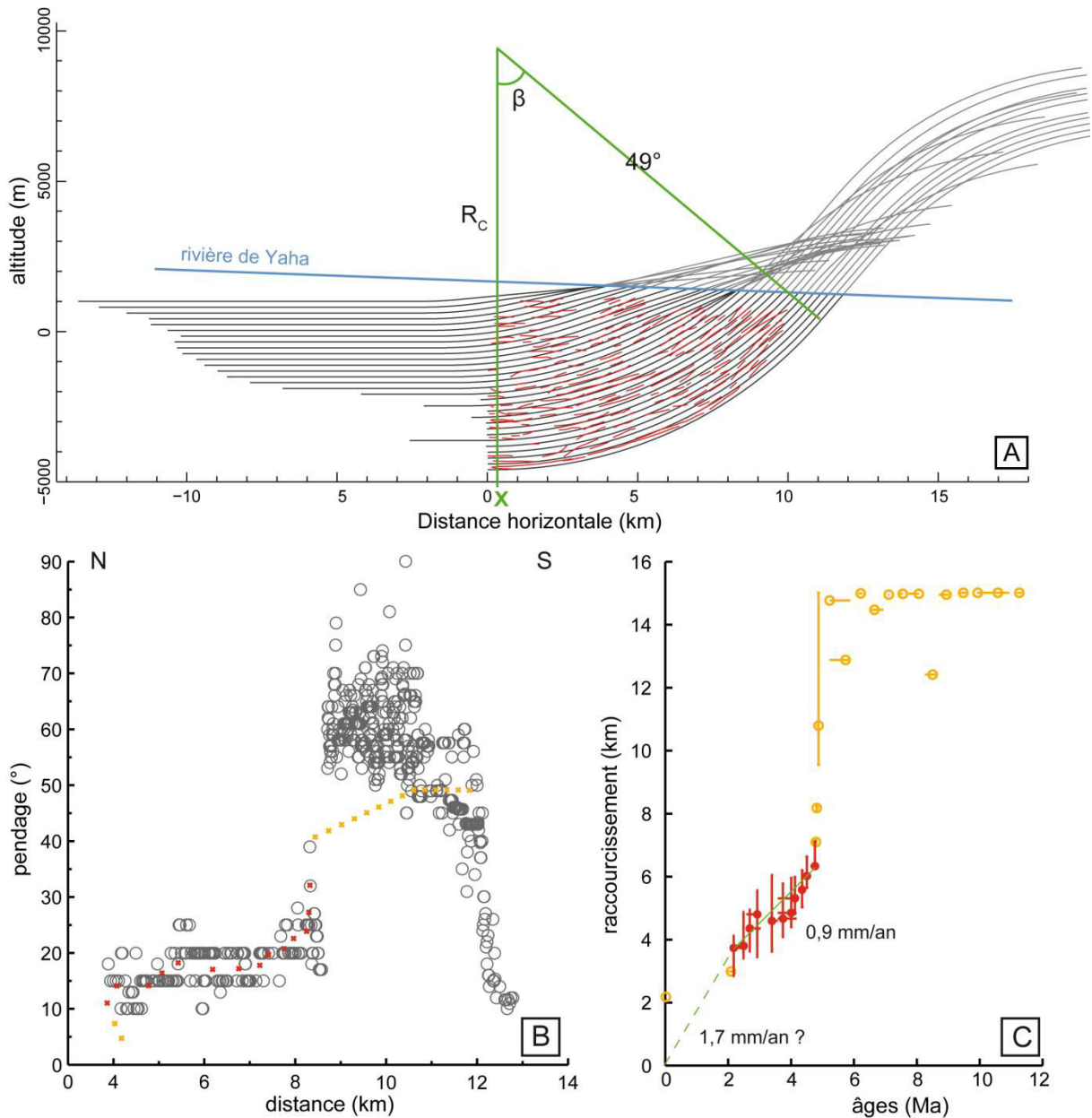


Figure IV.2.5 : Résultats de la modélisation des couches syntectoniques sur l'anticlinal de Qilutagh le long de la rivière de Yaha. **A :** Géométries des couches simulées par le modèle pour les raccourcissements reproduisant le mieux les données de pendage au niveau de la rivière. **B :** Comparaison des données de pendages mesurés sur le terrain avec ceux simulés par le modèle. **C :** Vitesses de raccourcissement issues de l'association de chaque couche à son âge magnétostratigraphique et à son raccourcissement issu du modèle.

Chapitre V : Le piémont Sud



Anticlinal de Qiulitagh vu depuis l'anticlinal de Yakeng.

"La joie de comprendre les choses est le plaisir le plus noble qui soit."

Léonard de Vinci.

Contenu du Chapitre V

V.1 Introduction.....	88
Major temporal variations in shortening rate absorbed along a large active fold of the southeastern Tianshan piedmont (China)	89
Abstract.....	89
1. Introduction.....	90
2. Geological setting and previous studies	92
3. Methods.....	93
3.1 Cosmogenic dating.....	93
3.1.1 Sample Treatment	93
3.1.2 Exposure age calculations	94
3.1.3 Surface cobble ages.....	95
3.1.4 Combination of surface and deep samples	97
3.2. Uplift and shortening rate calculations.....	97
3.2.1 Area conservation method.....	97
3.2.2 Fold modeling	98
4. Results.....	100
4.1. Exposure ages	100
4.1.1 Depth profiles.....	100
4.1.2 Surface cobbles	100
4.1.3 Combination of surface and deep samples	103
4.2. Shortening rates.....	103
4.2.1 Conservation of area	103
4.2.2 Fold modeling	104
5. Discussion	105
5.1 Exposure ages	105
5.2 Limitations of the different approaches and sedimentation across the fold	106
5.3 Evolution of folding and lateral distribution of the deformation.....	108
5.4 Deformation across the southern Tianshan.	109

6. Conclusion	110
Acknowledgements	111
Appendix A: Error bars and inversion procedure for interpretation of CRN depth profiles	111
Appendix B: Determining the mean concentrations of cobbles that have accumulated at the top surface of a terrace subjected to steady deflation from either sand and gravel particle entrainment by water or wind, or to weathering:	112
Bibliography	113
Cosmogenic burial dating of syn-tectonic sediments and shortening history of the Quilitagh Anticline (Southern Tianshan piedmont, China).....	123
Introduction	124
Geological settings	124
Methods.....	126
Cosmogenic burial dating	126
Geometrical modeling.....	126
Results.....	127
Cosmogenic burial dating	127
Discussion	129
Consistency of the cosmogenic ages.....	129
History of folding and shortening rates.....	129
Supplementary information.....	134
Sampling	134
Sample preparation and analysis	134
V.4. Anticlinal de Qiulitagh le long de la rivière de Yaha	136
V.4.1 Introduction	136
V.4.2 Structures profondes et raccourcissement total	137
V.4.3 Déformation pliocène.....	138
V.4.4 Déformation Quaternaire.....	140
V.5. Synthèse et conclusion sur la tectonique récente du piémont Sud	144
V.5.1 Bilan des vitesses de raccourcissement de l'anticlinal de Yakeng.....	144
V.5.2 Bilan des vitesses de raccourcissement de l'anticlinal de Qiulitagh.....	144
V.5.3 Evolution géographique et temporelle de l'accommodation de la déformation.....	145

V.1 Introduction

Ce Chapitre V présente l'ensemble des résultats obtenus au cours de cette thèse sur le piémont Sud du Tianshan. Il se compose de deux articles présentant des vitesses de raccourcissement sur deux des structures majeures du piémont Sud. Le premier se concentre sur l'évaluation des vitesses de raccourcissement quaternaires de l'anticlinal de Yakeng, un anticlinal de détachement naissant. Tandis que le second est essentiellement basé sur les travaux réalisés par Amandine Sartégou au cours de ses stages de recherche au CRPG, stages que j'ai eu l'opportunité de co-encadrer avec Julien Charreau. Cet article a pour but de détailler l'histoire néogène de l'anticlinal de Qiulitagh par une approche de modélisation de plissement et à l'aide de datations d'âges d'enfouissement. Et enfin, je présente quelques résultats supplémentaires, qui complètent notre compréhension de l'interaction de ces deux anticlinaux et donnent une vision de l'évolution de la partie orientale du piémont Sud du Tianshan.

Major temporal variations in shortening rate absorbed along a large active fold of the southeastern Tianshan piedmont (China)

Dimitri Saint-Carlier^a, Julien Charreau^a, Jérôme Lavé^a, Pierre-Henri Blard^a, Stéphane Dominguez^b, Jean-Philippe Avouac^c, Shengli Wang^d and ASTER Team^{e}*

a. Université de Lorraine, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, UMR 7358 CNRS-UL, 15 rue Notre Dame des Pauvres, B.P. 20, 54501 Vandœuvre lès Nancy, France

b. Université Montpellier 2, Géosciences Montpellier, UMR 5243, Place E. Bataillon, case 060 - 34095 Montpellier Cedex 5, France

c. University of Cambridge, Department of Earth Sciences, Cambridge, United Kingdom

d. Nanjing University, Department of Earth and Sciences, Nanjing, China

e. Aix-Marseille Université, CNRS-IRD-Collège de France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France

* M. Arnold, G. Aumaître, D.L. Bourlès, K. Keddadouche

Corresponding author: Saint-Carlier Dimitri, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, 15 rue Notre Dame des Pauvres, B.P. 20, 54501 Vandœuvre lès Nancy, France. e-mail address: dsc@crpg.cnrs-nancy.fr, dimitrisaint@gmail.com

Keywords: Tianshan; terrestrial cosmogenic nuclide; foreland basin; shortening rates; active folding.

Highlights:

- The Yakeng anticline is a large and emergent detachment fold in south Tianshan.
- The Yakeng anticline accommodates up to 2 mm/yr of shortening.
- Large variations in shortening are observed along strike.
- A late acceleration in folding led to diachronic topographic emergence.
- Cosmogenic depth profile inversion can be improved using surface samples.

Abstract

The investigation of deformation rates on a mountain piedmont can provide key information for improving our understanding of the overall dynamics of a mountain range. Here, we estimate the shortening rate absorbed by a Quaternary emergent detachment fold on the southeastern piedmont of the Tianshan (China). Our work is primarily based on new ¹⁰Be cosmogenic exposure dating of deformed alluvial surfaces. The method we have developed combines depth profiling with sampling of surface cobbles, thereby allowing exposure time, erosion rate and inheritance to be simultaneously constrained. The exposure ages of the uppermost uplifted alluvial surfaces are around 140±17 ka, 130±9 ka and 47±9 ka, from west to east. A terrace lying below the 140 ka surface is dated at 65±5 ka. The ages of the uplifted and folded alluvial surfaces were then combined with estimates of shortening obtained using two distinct methods: (1) the excess area method, where sedimentation rates, extracted from magnetostratigraphic studies, are used to determine the amount of sedimentation after the abandonment of the river; and (2) a folding model derived from sandbox experiments. The late Pleistocene shortening rates are

shown to be between 0.4 ± 0.1 mm/yr and 0.8 ± 0.5 mm/yr on the western part of the fold and 2.1 ± 0.4 mm/yr along its central part. The central part of the frontal Yakeng anticline therefore accommodates up to 25% of the total shortening currently absorbed across the whole Eastern Tianshan range (8 mm/yr). However, this situation seems to have prevailed for only the last 150 ka, as the shortening rate absorbed by this nascent fold was previously ten times slower. While the initiation of folding of the Yakeng anticline can be traced back to 5.5 Ma ago, the basinward migration of the active deformation front onto the Yakeng fold is a relatively recent phenomenon and appears to be diachronous from west to east, probably in relation to the tectonic activity of the folds in the hinterland.

1. Introduction

Based on several numerical or analog experiments the distribution of strength across an orogen is a critical parameter which controls mountain building (*e.g.* Braun, 2006). However, the real distribution of deformation across an active orogen remains poorly documented. The Tianshan is one of the largest and most active intra-continental mountain belts in the world (Fig. 1) and provides a remarkable case study for better understanding how deformation is distributed across an active orogen.

Indeed the Tianshan range stretches over an east-west distance of more than 1500 km and displays several summits over 7000 m. The range was originally built through multiple episodes of accretion and collision of continental blocks during the Paleozoic (*e.g.* Burtman, 1975; Windley *et al.*, 1990). Mountain-building was later reactivated by the India/Asia collision during the Cenozoic (*e.g.* Tapponnier and Molnar, 1979; Hendrix *et al.*, 1994), and the present-day topography of the range results from this late reactivation. The topography is characterized by a series of individual ranges separated by intermontane basins filled with Mesozoic to Cenozoic sediments (Jolivet *et al.*, 2010), which, in agreement with thermochronological data (Dumitru *et al.*, 2001; Jolivet *et al.*, 2010), suggests the existence of several individual and independent subranges (Jolivet *et al.*, 2010). The Tianshan is surrounded by two large endorheic basins: the Tarim to the south and the Junggar to the north. As the mountain grew, deformation encroached on these adjacent foreland basins, leading to the development of numerous folds, faults, and fault-related folds (*e.g.* Avouac *et al.*, 1993, Burchfiel *et al.*, 1999) that interact with the ongoing sedimentation and erosion in the piedmont (*e.g.* Graveleau, 2008, Malavieille, 2010).

According to GPS measurements, with respect to stable Siberia, about 20 mm/yr of the present total horizontal shortening between India and Asia (~ 38 mm/yr see Wang *et al.*, 2001) is accommodated in the western part of the Tianshan and ~ 8 mm/yr in its eastern part (Fig. 1c; Wang *et al.*, 2001; Yang *et al.*, 2008). However, it is unclear as to how this overall deformation is distributed through the numerous individual ranges, intermontane basins and piedmonts. In collisional orogens, foreland accretionary prisms are usually critical zones for crustal thickening and hence mountain building (*e.g.* Davis *et al.*, 1983). In Tianshan, whereas some active tectonics has been identified within the range (*e.g.* Jolivet *et al.*, 2010; Thompson *et al.*, 2002; Cording *et al.*, 2014; Goode *et al.*, 2014), it is likely that a significant fraction of the total shortening is accommodated along the two external piedmonts, especially in its eastern part (Avouac *et al.*, 1993; Burchfiel *et al.*, 1999).

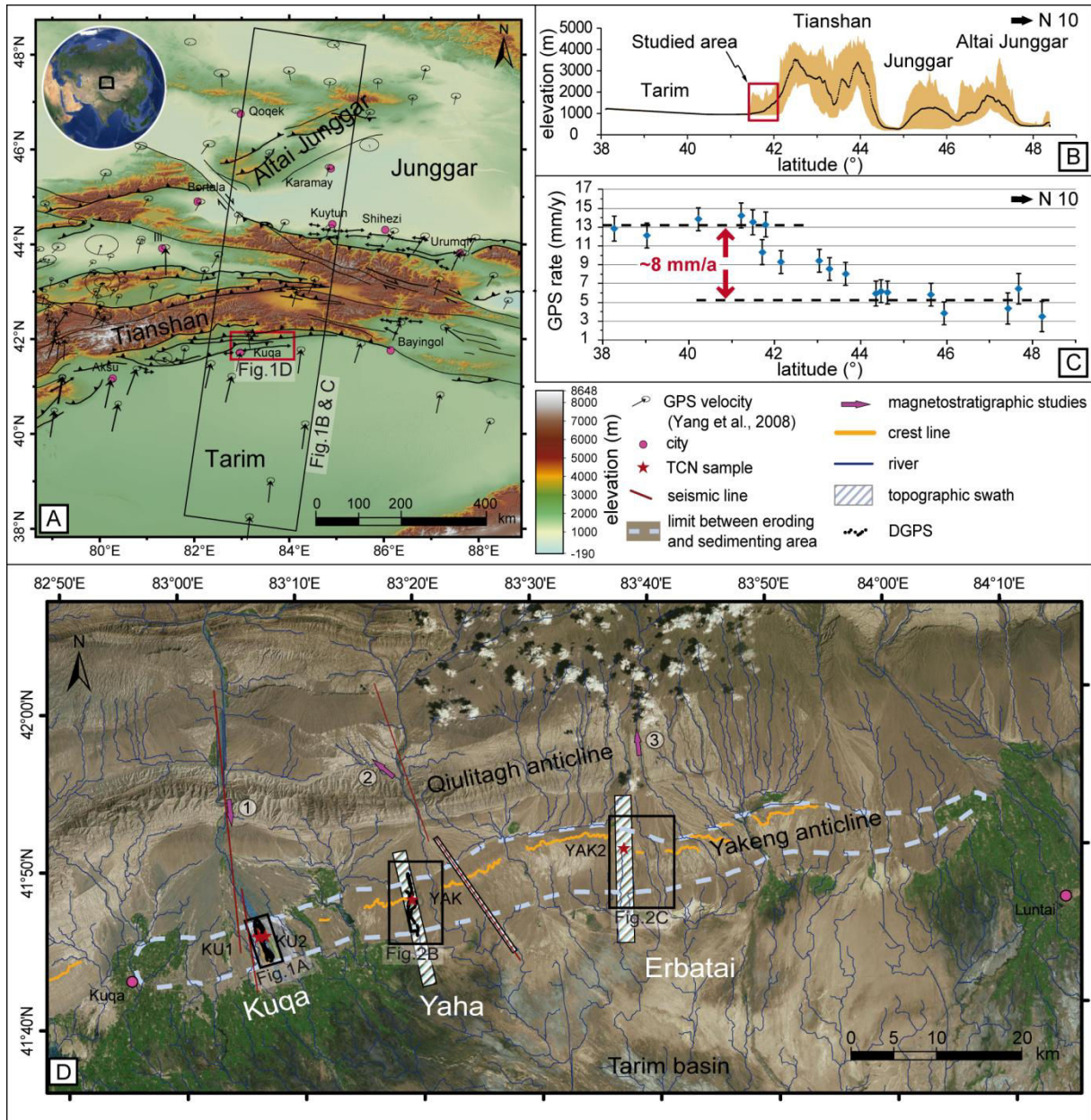


Fig. 1: (A) Location of the study area in an SRTM topographic map of the Tianshan. GPS measurements from Yang et al., (2008). (B) Topographic swath across the eastern Tianshan range (located in Fig. 1a). (C) GPS velocity (Yang et al., 2008) versus latitude within the swath area. (D) Satellite image of the study area (available on ARCGIS from ESRI.com). The three main sections studied in this article are named in white. The magnetostratigraphic studies (pink arrows) are 1: Sun et al. (2009); 2: Charreau et al. (2006, 2009); and 3: Zhang et al. (2014).

In order to document how deformation is accommodated along the piedmonts and how it is distributed between the different thin-skin tectonics fold structures, we investigate the evolution and lateral distribution of deformation of the Yakeng anticline, a >100 km east-west long detachment fold in the southeastern Tianshan piedmont (China) (Fig. 1d). We focus our analyses on three parallel sections across the fold which are characterized by detailed seismic imaging of the depth geometry and/or well preserved deformed morphological surfaces: from west to east the Kuqa, the Yaha and the Erbatai sections (Fig. 1). Along each section we use excess area to quantify the recent cumulative shortening recorded by several deformed morphologic markers (Fig. 2) and, when possible, fold

modeling to restore their geometry. These approaches rely on precise restoration of the initial unfolded geometry. This is challenging in active forelands, where strong interactions may exist between tectonics, river systems, sedimentation and erosion (e.g. Molnar *et al.*, 1994; Lavé and Avouac, 2000; Scharer *et al.*, 2004; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007). We therefore explore and discuss different methods that can be used to quantify the deformation recorded by these markers, and, in particular, we discuss the distribution of sedimentation across the fold. Next, we derive the rates of deformation from cosmogenic dating of the abandonment of different surfaces. Our results show an eastward increase in deformation, which probably balances the deformation of other structures of the piedmont. The results also confirm and quantify a recent acceleration in the rate of deformation that likely triggered the topographic emergence of the fold.

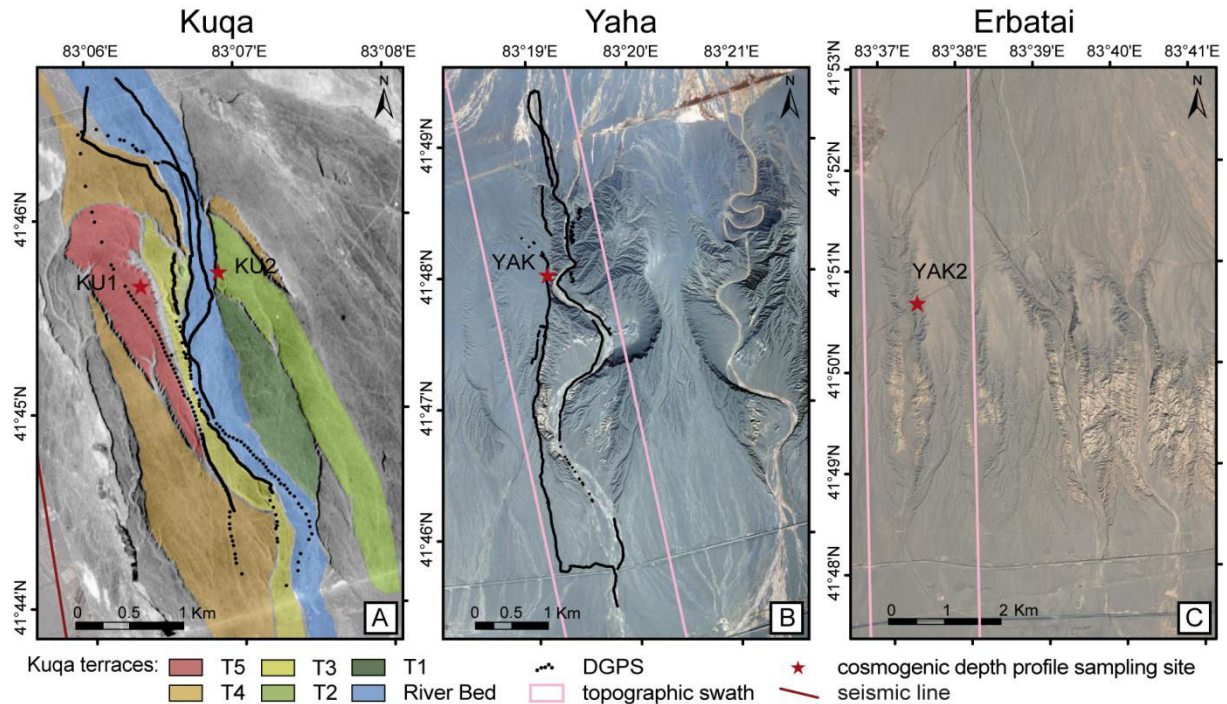


Fig. 2: Geomorphological maps of the studied sections. (A) Kuqa (based on a CORONA image; He *et al.*, 2005), (B) Yaha and (C) Erbat'ai (Yaha and Erbat'ai maps based on satellite images, available on ARCGIS from ESRI.com).

2. Geological setting and previous studies

The Yakeng anticline is located in the south-east Tianshan piedmont, which is composed of several parallel folds and thrust belts, including, from north to south, the Jidike, the Quilitagh, the Yakeng and the Yanan anticlines (e.g. Hubert-Ferrari *et al.*, 2007; Yu *et al.*, 2014). Several seismic profiles have been collected in the piedmont and across the Yakeng anticline (Fig. 1), revealing its geometry at depth. The regional tectonics is strongly controlled by the presence of a thick layer of evaporites (e.g. Wang *et al.*, 2009) and the Yakeng anticline can be considered a detachment fold (e.g. Hubert-Ferrari *et al.*, 2007; Daëron *et al.*, 2007) rooted on a ~6000 m to ~4000 m deep detachment layer (e.g. He *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2009).

The Yakeng anticline is well expressed in the topography, exposed as a whaleback-shaped ridge of 10 km width and >100 m height that stretches over 100 km in length and strikes E-W (Fig. 1). Several N-S rivers cross the fold, including the Kuqa, the Yaha and the Erbat'ai rivers (Fig. 1). These have deposited large alluvial fans and have left behind well-preserved abandoned alluvial terraces across the fold (Figs. 1 and 2). Both of these geomorphic

features may represent passive deformation markers and may reveal the history of the topographic emergence of the fold (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007) and its competition against sedimentation.

The emerged surface of the fold is composed of uplifted and folded alluvial fans. A number of abandoned alluvial terraces are entrenched in these fans along the rivers. The Kuqa section displays several terrace levels, which can be divided into five main levels (Fig. 2a). In this study, we investigate the T5 level (the uppermost level) and the T3 and T2 levels. In the Yaha section, the uppermost surface was sampled for dating and measured with DGPS on the right bank of the Yaha River (Fig. 2b). We also investigate the topography ~7 km eastward along the seismic line, at the site where Daëron *et al.* (2007) previously conducted analyses (Fig. 1). Finally, we explore the abandoned fan surface on the Erbat'ai section.

Two studies have previously investigated the Yakeng anticline and both of these focused on the same Yaha section. Hubert-Ferrari *et al.* (2007) documented the long-term growth history of the fold, measuring the area of the structural relief of 27 stratigraphic horizons identified on a seismic profile. Their results show that at this particular location, growth of the fold started around 5.5 Ma and the fold accommodated ~1200 m of total shortening at a rate of 0.16 mm/yr from 10 Ma to 0.2 Ma. The authors also suggest a recent acceleration in deformation which led to the topographic emergence of the fold around 160-210 ka. Based on the same seismic profile, Daëron *et al.* (2007) modeled both stratigraphic and morphologic horizons and, in agreement with Hubert-Ferrari *et al.* (2007), showed that the fold grew at a rate of ~0.14 mm/yr over a period extending from ~5.8 to 2.1 Ma. They suggest that growth probably continued at the same rate until ~150 ka, after which a rapid acceleration to ~2.1 mm/yr occurred. However, even though Daëron *et al.* (2007) were able to quantify the finite deformation recorded by the morphologic horizons, their estimation of recent rate remains somewhat loose because it relies on the topographic width of the fold rather than on dating of the morphologic markers.

3. Methods

3.1 Cosmogenic dating

The abandonment ages of four alluvial surfaces of the Yakeng anticline were constrained by measuring the concentrations of *in-situ* cosmogenic ^{10}Be in quartz along vertical depth profiles (*e.g.* Repka *et al.*, 1997; Braucher *et al.*, 2009; Hidy *et al.*, 2010). Four to five samples of sand and gravels were collected from the surface to a maximum depth of 3 to 8 m (Table 1). Sand and fine pebble ($\varnothing < 1.5$ cm) samples were taken for the depth profiles, while quartz cobbles ($6 \text{ cm} < \varnothing < 15 \text{ cm}$) and coarse pebbles ($1.5 \text{ cm} < \varnothing < 6 \text{ cm}$) were sampled on the surfaces. To avoid bias due to recent exposure, sampling sites were chosen in man-made pits when available (KU1, KU2 and YAK2) or in terrace edges along actively incising valleys (YAK). Moreover, the outcrops were systematically refreshed by digging a few tens of centimeters before collecting the samples.

3.1.1 Sample Treatment

Quartz separation and isolation of pure beryllium oxide (BeO) was performed at CRPG (Nancy, France). Samples were first crushed and sieved. The 200-800 μm fraction was then processed by magnetic separation and the non-

magnetic fraction was dissolved in a mixture of H₂SiF₆ and HCl. Quartz was then purified in three successive HF baths to remove atmospheric ¹⁰Be from the quartz surfaces (Brown *et al.*, 1991; Kohl and Nishiizumi, 1992). Next, the purified quartz was completely dissolved in HF after addition of 200 mg of an in-house 2020 ppm Be carrier solution (with a 4±2×10⁻¹⁶ ¹⁰Be/⁹Be ratio). Purified BeO samples were obtained after subsequent purification by anion exchange, cation exchange and alkaline precipitation. The ¹⁰Be/⁹Be ratios of the BeO samples were measured at the ASTER (Accelerator for Earth Sciences, Environment and Risks) national AMS (Accelerator Mass Spectrometer) facility, located at CEREGE in Aix en Provence, France. Ratios were normalized to the ¹⁰Be/⁹Be SRM 4325 NIST reference material using an assigned value of (2.79±0.03)×10⁻¹¹ (Nishiizumi *et al.*, 2007). This standardization is equivalent to 07KNSTD within rounding error. All results are listed in Table 1. The mean ¹⁰Be/⁹Be ratio of 22 chemical blank samples is 1.7±0.7×10⁻¹⁵. Blank corrections represent between ~0.1% and 4% of the samples (average of 1%).

3.1.2 Exposure age calculations

The general theoretical equation to describe the change in ¹⁰Be concentration (C) as a function of depth (Z), is (Lal, 1991):

$$C(z, \varepsilon, t) = \overline{C}_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_i} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho \cdot z}{\Lambda_i}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_i}\right) \cdot t} \right) \quad (1)$$

where ε is the erosion rate; t represents the time since initial exposure of the surface (in this case, the abandonment of the terrace surfaces); \overline{C}_0 is the average cosmogenic inheritance (in atoms/g); λ is the decay constant of ¹⁰Be equal to $\ln(2)/T_{1/2}$ where $T_{1/2}$ is the half-life (1.387 Ma: Korschinek *et al.*, 2009; Chmeleff *et al.*, 2010); n , m_1 , and m_2 refer to the neutrons, fast muons and slow muons, respectively; Λ_i are the attenuation lengths of neutrons, slow muons and fast muons (~160, ~1500, ~4320 g/cm²; Braucher *et al.*, 2011); P_i are the local production rates (at g⁻¹ yr⁻¹) for the different particles; and ρ (g/cm³) is the soil density. The local ¹⁰Be production rates for neutrons, fast muons and slow muons were scaled for local latitude and altitude according to Stone (2000). In this study, we used the SLHL (see level high latitude) production rate of 3.9±0.1 at g⁻¹ yr⁻¹, derived from a global average of the most recent production rates estimates (see Lupker *et al.*, 2012). The slow (0.01 at g⁻¹ yr⁻¹) and fast (0.034 at g⁻¹ yr⁻¹) muonic production rates were derived from Braucher *et al.* (2011). Density was estimated by analyzing pictures of the different outcrops in order to determine first the relative proportions of cobbles ($\varnothing > 1-2$ cm) and sand to fine gravels. Bulk density was then calculated by attributing densities of 2.7±0.1 g/cm³ to cobbles and 1.9±0.1 g/cm³ to sand to fine gravels (*e.g.* Hancock *et al.*, 1999; see Table 1).

To interpret the cosmogenic radionuclide (CRN) depth profiles at the four sampling sites in terms of exposure age, we followed an inversion procedure inspired by previous approaches (Braucher *et al.*, 2009; Hidy *et al.*, 2010). This approach explores combinations of three unknown variables: the exposure age (t), the average cosmogenic inheritance (\overline{C}_0), and the average erosion rate (ε) at the surface of the sampled terraces (see details in Appendix A). For profiles that were deep enough, the best fitting solution (t , \overline{C}_0 , ε), which minimizes the χ^2 value, can in theory

be resolved due to the distinct attenuation depths of nucleogenic and muonic production (Braucher *et al.*, 2009). In practice, however, the erosion rate and exposure age values are often poorly resolved (*e.g.* Hidy *et al.*, 2010; Fig. I in online depository) and are affected by a clear trade-off. To circumvent this difficult, erosion can be assumed to be zero because the geomorphic surfaces are well-preserved and there is no evidence of incision, and exposure ages can be calculated accordingly. This assumption, however, means that the modeled ages and inheritances can only be considered as minima and maxima, respectively. The assumption can be partially tested by comparing the exposure ages derived from depth profile inversion with those derived from individual or amalgamated quartz-rich surface cobbles.

3.1.3 Surface cobble ages

Calculating the apparent exposure ages of the various sampled quartz cobbles is made difficult by the often high variability of cosmogenic inheritance (C_0) in cobbles (*e.g.* Repka *et al.*, 1997). However, it is likely that this variability is smoothed out in the average value of multiple pebbles and in amalgamated samples. As such, the value derived from the profile inversion might therefore provide a crude estimate of the inherited concentration. Since a grain-size dependency in CRN concentration has been observed in some examples of active stream sediments and abandoned terraces, in which C_0 decreases with increasing particle size (Brown *et al.*, 1995; Belmont *et al.*, 2007; Hein *et al.*, 2009; Schmidt *et al.*, 2011; Aguilar *et al.*, 2014; Puchol *et al.*, 2014), we assume that the cobble inheritance ($\overline{C_{0c}}$) ranges between 0 and the $\overline{C_0}$ value derived from the profile inversion on sandy material. This trend, observed in actively eroded landscapes, has been ascribed to pedogenic processes combined with dominant erosion by landsliding. Close to the surface, within the upper regolith, efficient physical and chemical weathering, as well as biological agents, tend to break apart the clasts into sand and silt sizes. Subsequent erosion of the regolith by landslides provides a large spectrum of grain sizes to the river: the sand fraction is ^{10}Be enriched because this granulometry preferentially comes from the upper regolith where CRN production is maximal. Conversely, the pebble size fraction, which instead comes from the deepest part of the regolith, is expected to be depleted in ^{10}Be compared to the finer fractions. In such situations, the coarse fraction of the river sediment further downstream will present CRN concentrations systematically lower than the sand fraction (*e.g.* Brown *et al.*, 1995; Puchol *et al.*, 2014). Moreover, the conglomerate-rich Xiyu formation, that ranges in age between ca. 1 and several Ma, may be a source of ^{10}Be poor gravels (because of radioactive decay). This would lead to the same trend: lower inheritance in gravel than in sands. In our case study we follow this assumption, despite the fact that the semi-arid climate might prevent significant pedogenesis on hillslope and that distinct transfer times of sand and pebble sizes between the mountain hillslopes and the piedmont deposit might blur the above systematics (*e.g.* Clapp *et al.*, 2002). In the absence of erosion, the apparent exposure age for averaged or amalgamated cobble is thus defined by:

$$-\frac{1}{\lambda} \cdot \log\left(\frac{\overline{C_c} - \frac{P_0}{\lambda}}{\overline{C_{0c}} - \frac{P_0}{\lambda}}\right) \leq t_{exp} \leq -\frac{1}{\lambda} \cdot \log\left(1 - \frac{\overline{C_c} \cdot \lambda}{P_0}\right), \text{ with } P_0 = \sum_{i=n, m_1, m_2} P_i \quad (2)$$

with $\overline{C_c}$ being the average ^{10}Be concentration of the surface cobbles.

Chapitre V : Le piémont Sud

sample name	depth (cm)	sampling thickness (cm)	sample type	Qz weight (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 10^{-14}	^{10}Be counts	$[\text{}^{10}\text{Be}]$ $10^4(\text{at/g})$	1σ error $10^4(\text{at/g})$
Kuqa 1, T5 (41.7609°N, 83.1057°E, elevation = 1125 m, density = $2.21 \pm 0.2 \text{ g cm}^{-3}$, local production rates: Neutrons = $9.1131 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$, Fast muons = $0.0408 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$, Slow muons = $0.0151 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$)								
TS10_KU1_P0a	0	5	single quartz cobble	20.30	129.79	1221	130.0	4.0
TS10_KU1_P0b	0	5	single quartz cobble	17.17	94.63	1215	112.2	3.8
TS10_KU1_P0c	0	5	single quartz cobble	15.77	75.00	1254	96.7	2.9
TS10_KU1_P0d	0	5	single quartz cobble	16.18	95.44	1236	120.0	4.1
TS10_KU1_P0e	0	5	single quartz cobble	16.16	98.44	1243	123.7	4.1
TS10_KU1_P1	35	5	sand	4.64	15.97	585	69.8	3.1
TS10_KU1_P2	70	5	sand	4.12	9.39	482	46.0	2.2
TS10_KU1_P3	145	5	sand	13.11	10.27	466	15.8	0.8
TS10_KU1_P4	786	5	sand	17.88	5.92	179	6.6	0.5
Kuqa 2, T2 (41.7625°N, 83.1145°E, elevation = 1111 m, density = $2.26 \pm 0.2 \text{ g cm}^{-3}$, local production rates: Neutrons = $9.0135 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$, Fast muons = $0.0407 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$, Slow muons = $0.0150 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$)								
TS10_KU2_P0a	0	5	single quartz cobble	10.23	24.38	1221	63.9	2.1
TS10_KU2_P0b	0	5	single quartz cobble	10.48	23.05	1226	57.1	1.8
TS10_KU2_P0c	0	5	6 Qz coarse pebbles	10.08	22.63	1239	60.2	2.2
TS10_KU2_P0d	0	5	single quartz cobble	10.04	23.72	1234	63.8	2.0
TS10_KU2_P0e	0	5	single quartz cobble	10.53	19.24	1230	50.8	1.6
TS10_KU2_P0f	0	5	single quartz cobble	10.46	18.91	1261	48.8	1.7
TS10_KU3_P0b	0	10	~35 coarse pebbles	10.73	44.81	1301	56.7	1.8
TS10_KU3_P1	30	10	sand and fine pebbles	2.63	9.33	618	47.8	2.3
TS10_KU3_P2	70	10	sand and fine pebbles	5.56	12.72	694	30.9	1.4
TS10_KU3_P3	150	10	sand and fine pebbles	10.36	14.44	844	18.8	0.8
TS10_KU3_P4	330	10	sand and fine pebbles	9.68	6.05	356	8.4	0.5
Yaha (41.8001°N, 83.3193°E, elevation = 1183 m, density = $2.08 \pm 0.2 \text{ g cm}^{-3}$, local production rates: Neutrons = $9.5416 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$, Fast muons = $0.0413 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$, Slow muons = $0.0155 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$)								
TS12_YAK_P0a	0	5	17 Qz coarse pebbles	10.48	46.51	1342	120.8	3.7
TS12_YAK_P0b	0	5	single quartz cobble	9.48	49.96	1263	142.3	4.4
TS12_YAK_P0c	0	5	single quartz cobble	9.93	42.64	1228	116.9	4.0
TS12_YAK_P0d	0	5	single quartz cobble	19.79	83.74	1271	115.5	3.5
TS12_YAK_P1	32.5	2.5	sand and fine pebbles	14.91	46.04	1287	83.5	2.6
TS12_YAK_P2	70.5	4.5	sand and fine pebbles	19.97	39.42	1241	53.4	1.7
TS12_YAK_P3	132.5	2.5	sand and fine pebbles	19.99	19.56	1220	26.4	0.9
TS12_YAK_P4	227.5	2.5	sand and fine pebbles	20.35	10.32	1168	13.4	0.4
TS12_YAK_P5	450	10	sand and fine pebbles	20.68	5.15	476	6.7	0.4
Erbatani (41.8445°N, 83.6236°E, elevation = 1163 m, density = $2.01 \pm 0.2 \text{ g cm}^{-3}$, local production rates: Neutrons = $9.4000 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$, Fast muons = $0.0412 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$, Slow muons = $0.0154 \text{ atoms g}^{-1} \text{ an}^{-1}$)								
TS12_YAK2_P0a	0	5	27 Qz coarse pebbles	10.89	17.34	1226	43.2	1.4
TS12_YAK2_P0b	0	5	single quartz cobble	19.50	33.66	1243	47.0	1.6
TS12_YAK2_P1	21	2	sand and fine pebbles	19.95	24.10	1247	32.4	1.1
TS12_YAK2_P2	63.5	3.5	sand and fine pebbles	20.39	17.51	1238	23.3	0.8
TS12_YAK2_P3	93.5	3.5	sand and fine pebbles	13.87	2.53	292	4.8	0.3
TS12_YAK2_P4	182.5	2.5	sand and fine pebbles	6.71	2.76	321	10.7	0.7
TS12_YAK2_P5	312.5	2.5	sand and fine pebbles	17.74	5.89	729	8.8	0.4

Table 1: Sample dataset. The different grain size categories are "Qz cobble" ($6 \text{ cm} < \emptyset < 15 \text{ cm}$), "coarse pebbles" ($1.5 \text{ cm} < \emptyset < 6 \text{ cm}$), and "sand and fine pebbles" ($< 1.5 \text{ cm}$). All of these different grain sizes were crushed and sieved between 200 and 800 μm . Shielding factor is considered to be 1 for each sample. The atmospheric model used is ERA40 (Uppala et al., 2005).

3.1.4 Combination of surface and deep samples

Having obtained these two age estimates, we then combined the deep and surface sample data in a new approach. In the previous two calculations, we assumed surface erosion to be zero, and several lines of evidence indeed indicate that erosion has been very limited at these localities. First, the presence of numerous ventifacts on calcareous cobbles in the alluvial surface suggests that most of the surface cobbles have been exposed at the surface for a long time. Second, if we hypothesize that the erosion of the flat and horizontal surfaces mostly occurred by surface deflation through aeolian processes, thin water sheet flow, or chemical weathering, then it is reasonable to assume that the cobbles remained at the surface and are accumulated in the surface layer. This would be particularly true for quartz cobbles, which are insensitive to weathering in this arid climate (Fig. B1). Accordingly, for steady deflation of an initially homogeneous material, and discarding any variation in inheritance (C_0) between cobbles, the apparent exposure ages of individual cobbles should be distributed between the initial abandonment age of the surface (*i.e.* a cobble that has continuously remained at the top of the surface) and the apparent age given by the sandy material at the surface (*i.e.* a cobble that has very recently been exhumed at the surface) (Fig. B1). In this simplified model, the apparent age of an amalgamated sample (or the weighted mean age of the surface cobbles, see formula in Appendix B) and the maximum age of the cobbles would both be greater than the age derived from the depth profile (Fig. B1). Thus, for a given time, erosion rate and inheritance, the difference between the expected cosmogenic concentration of a cobble that has become attached to the present-day surface after erosion, and its measured concentration can be described as follows (eq. 3). This equation was included in our Chi-squared assessment.

$$\bar{C} = \bar{C}_{0c} \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \left(\frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_i} + \lambda} \cdot \left(\frac{1}{\lambda \cdot t} (1 - e^{-\lambda \cdot t}) + \frac{\Lambda_i}{\rho \cdot \varepsilon \cdot t} \cdot e^{-\lambda \cdot t} \cdot (e^{\frac{\rho \cdot \varepsilon \cdot t}{\Lambda_i}} - 1) \right) + \frac{P_i}{\lambda} \cdot \left(1 - \frac{1}{\lambda \cdot t} \cdot (1 - e^{-\lambda \cdot t}) \right) \right) \quad (3)$$

3.2. Uplift and shortening rate calculations

3.2.1 Area conservation method

In order to estimate the horizontal shortening rate from a continuous deformed marker located along the fold, we assumed that cross-sectional areas of the markers had been preserved. The mean shortening (S) between a detachment and any horizon (stratigraphic or geomorphic) may thus be given by $S=A/H$ (Fig. 3f), where A is the area of structural relief of the horizon and H is the height of the horizon above the detachment (*e.g.* Epard and Groshong, 1993). This method, as a pure mass-balanced approach, is independent of any assumption related to the fold kinematics and the geometry at depth (*e.g.* Scharer *et al.*, 2004; Hubert Ferrari *et al.*, 2007). It therefore relies in part on the estimation of the depth of the detachment, as derived from seismic interpretations, and must be interpreted with caution since seismic velocity remains poorly known in this area.

To calculate the structural relief, the initial geometry of the geomorphic marker prior to deformation must be known. This geometry is often approximated by the present-day river that actively drains across the fold, or

alternatively, by a linear to regularized profile (Fig. 3) located outside the deformed area and which has the same slope as the marker profile (*e.g.* Molnar *et al.*, 1994) and mimics the graded long profile of the river system that created the geomorphic marker. The estimate of initial geometry should also be complemented with an estimate of base-level change in order to account for any sedimentation that has occurred since the abandonment and uplift of the geomorphic surfaces (Molnar *et al.*, 1994, Lavé and Avouac, 2000). In this location, the initial markers may have been partially buried by the large alluvial fans that developed across the growing Yakeng anticline. This base-level change is accounted for by defining the initial geometry of the markers as a line with the same slope as the present-day river but located at an elevation that is equivalent to the present river minus the total thickness of sediment deposited since the abandonment of the alluvial surface (Fig. 3). The sediment thickness deposited north and south of the anticline since the abandonment of the studied alluvial surface was estimated by multiplying the ages of abandonment derived from our cosmogenic dating (see above) multiplied by the local sedimentation rates in the region as determined by magnetostratigraphic analyses. The regional sedimentation rates constrained from the folded layers of the Qiulitagh fold ~20 km to the north of the Yakeng anticline were 0.4 ± 0.19 , 0.48 ± 0.21 and 0.33 ± 0.12 mm/yr for the Kuqa (Sun *et al.*, 2009), the Yaha (Charreau *et al.*, 2006) and the Erbatay (Zhang *et al.*, 2014) sections, respectively. The uncertainties in the shortening and uplift rates were derived from a Monte-Carlo test, in which the age uncertainties were assimilated to a Gaussian distribution, the detachment depths were considered to be known at ± 250 meters and the limb dip angles of the buried parts were explored at $\pm 20\%$ of the slope of the lower emerged parts of the limbs, we also take into account previously published uncertainties in sedimentation rates (see above and Sun *et al.*, 2009; Charreau *et al.*, 2006; and Zhang *et al.*, 2014).

3.2.2 Fold modeling

Base level in the Tianshan piedmonts can be subject to large short-term variations potentially induced by climate forcing (*e.g.* Poisson and Avouac, 2004). Such variations may affect the accuracy of the method described above when unraveling shortening rates from warped markers. We therefore tested an alternative approach that does not require *a priori* knowledge of the base-level change. This method consists of fitting the morphologic marker geometry with a fold kinematic model that is independently constrained using structural data at the surface and at depth. The growth of a detachment fold is often described by one of two end-member mechanisms, either limb rotation or hinge migration (*e.g.* Scharer *et al.*, 2006). However, the choice of kinematic model is not straightforward and a fold may in fact grow through the actions of both mechanisms at the same time (Scharer *et al.*, 2006). Moreover, kinematic models such as these require thickness to be conserved when, in fact, in many cases, due to strong mechanical heterogeneity and deformation of rocks, the layer may thicken at the core of the fold (Daëron *et al.*, 2007). We therefore decided to use a simple formulation of the displacement field derived from sandbox experiments (Bernard *et al.*, 2007) in order to model and restore the geometry of the different morphological horizons until they reached a straight line similar to the present-day river. The analog model accounts for deformation of low cohesion rocks. Using this model, incremental backward deformation of the present marker geometry is performed until the restored marker matches the presumed initial geometry of the marker. This backward approach actually provides a direct estimate of both the horizontal shortening and the regional base-level change, in that comparison of the elevation of the restored markers and the elevation of the present river provides the total thickness of the sediment deposited (or incised) since abandonment of the marker.

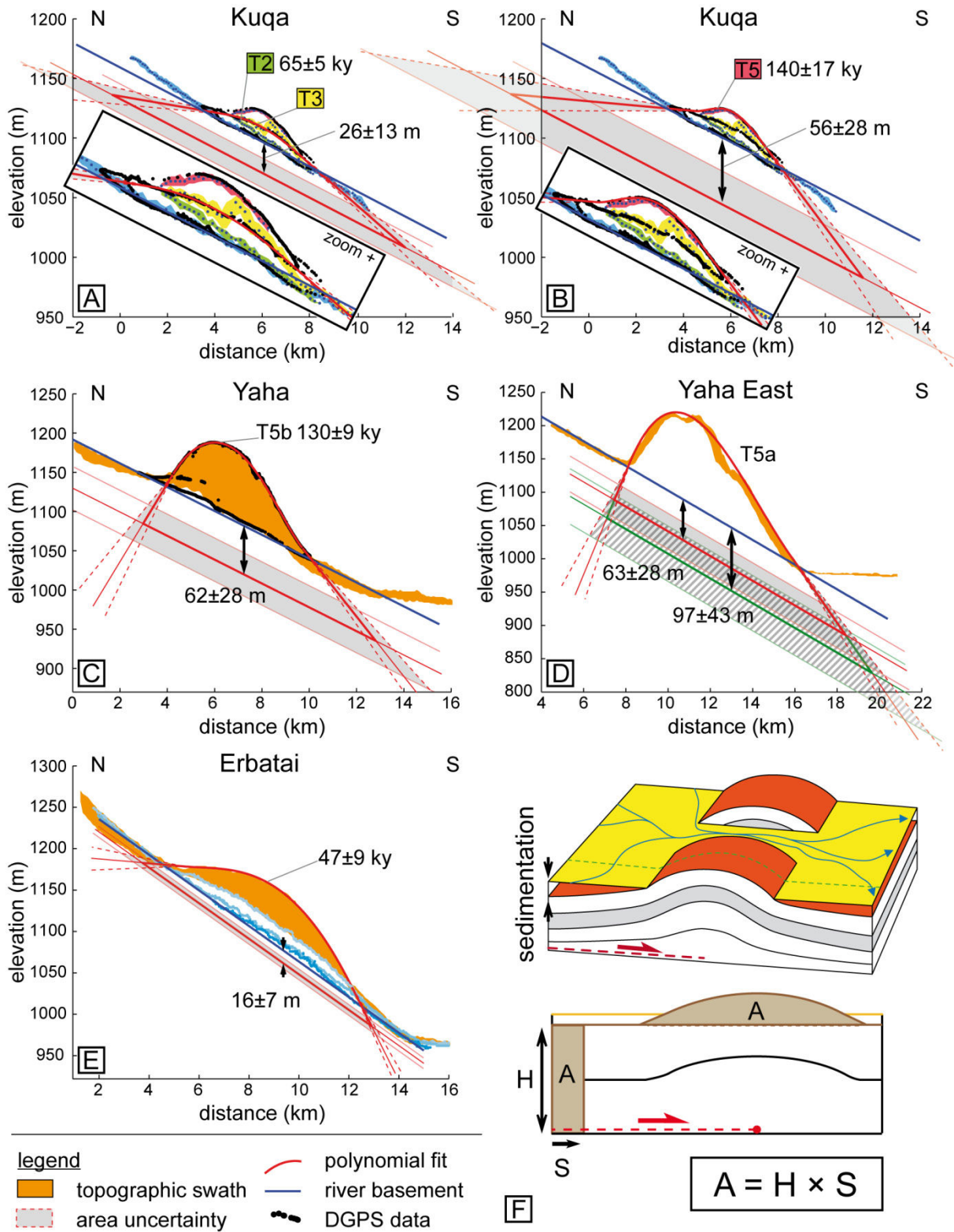


Fig. 3: Topographic profiles of the Kuqa, Yaha and Erbatai sections. Elevation is shown as a function of distance along the projection line (defined as the center of the swaths, see Fig. 1d). Black dots = DGPS data (Poisson, 2002). Orange areas = topographic swaths extracted from the SRTM 1 arc-second DEM (the top and the bottom of each trapeze represent the highest and the lowest point of every 100 m segments, respectively; see Fig. 1d for localization). The STRM profiles are consistent with GPS profiles and the two methods were combined to provide continuous profiles of the deformed surfaces. The envelope curves (in red and green) are the polynomial fit of the

highest point of the SRTM swath or DGPS data, extended by straight lines to extrapolate the geometry of the fold to greater depth. The dip uncertainties are assumed to be $\pm 20\%$ of the angle between extrapolated lines and the river. Thick red and green lines = simplified river minus amount of sedimentation since abandonment of the studied terrace. The black verticals double arrows correspond to the total sedimentation calculated since terrace abandonment (ΔS in Table 3). A: Excess area for the DGPS data of T3 on the Kuqa section. B: Excess area for the DGPS data of T5 on the Kuqa section. C: The topographic data used here are the DGPS data for T5b. D: The SRTM swath is used to evaluate the T5a shape of Daëron et al. (2007). The topographic swath is seen to be set along the seismic profile and so is not strictly perpendicular to the fold crest line. This leads to an overestimation of the shortening value that we evaluated to be around 6-7%. We nevertheless retain this dataset so that we can compare our results with those of Daëron et al. (2007). E: The Erbatai section is here only constrained by SRTM value. The three series of blue dots are the SRTM data of the Erbatai River and the two nearby rivers located to its east. F: The bottom part shows the excess area relationship, while the top part highlights the importance of taking into account the sedimentation.

4. Results

4.1. Exposure ages

4.1.1 Depth profiles

The four ^{10}Be depth profiles display a remarkably clear exponential decrease in concentration with depth (Table 1 and Fig. 4), as predicted by equation (1). The ^{10}Be concentration of the deepest sample in each of these profiles, which represents the inherited concentration before sediment deposition, is systematically greater than zero (between 6 and 9×10^4 atoms/g). From the profile inversions, and by assuming zero erosion, the initial concentrations were found to be within this same range of values (Fig. II) and are relatively uniform across the region. In addition, the close agreement between the best-fitting model and the data for each profile suggests that the initial concentration in the sandy fraction of the sediment was relatively uniform in the terrace material. This observation adds confidence to the general inversion procedure and to the estimate of the minimum exposure ages of each surface.

According to best fitting exposure ages obtained along the Kuqa River, the minimum abandonment ages of the uplifted alluvial fan (T5) and the terrace (T2) are $112 \pm_{12}^{13}$ ka (Fig. IIa) and $67 \pm_{10}^{11}$ ka (Fig. IIb), respectively (Fig. 2a). The abandoned fan along the Yaha River (T5b, Fig. 2b) has a similar age of $121 \pm_7^7$ ka (Fig. IIc). In contrast, the uplifted fan along the Erbatai River (Fig. 2c) is significantly younger ($33 \pm_2^2$ ka) (Fig. II d).

4.1.2 Surface cobbles

The 14 cobbles and 4 amalgamated samples of cobbles or smaller pebbles, all collected either on the fan or on terrace surfaces located near to the depth profile sites (Table 1), present ^{10}Be concentrations that are of the same order of magnitude as the uppermost samples from the depth-profiles. In addition, only moderate dispersion in cosmogenic ages is observed (Table 1 and Fig. III in online depository), with one outlier present in only two cases.

Moreover, the distribution of the average concentration of individual cobbles is consistent with (*i.e.*, largely centered on) the concentration of the amalgamated sample when available (KU2, YAK and YAK2, see Table 1). In the following calculation, we take into account an error-weighted mean of the concentration values. Uncertainties are based on both the analytical uncertainty and the dispersion observed among single cobble samples.

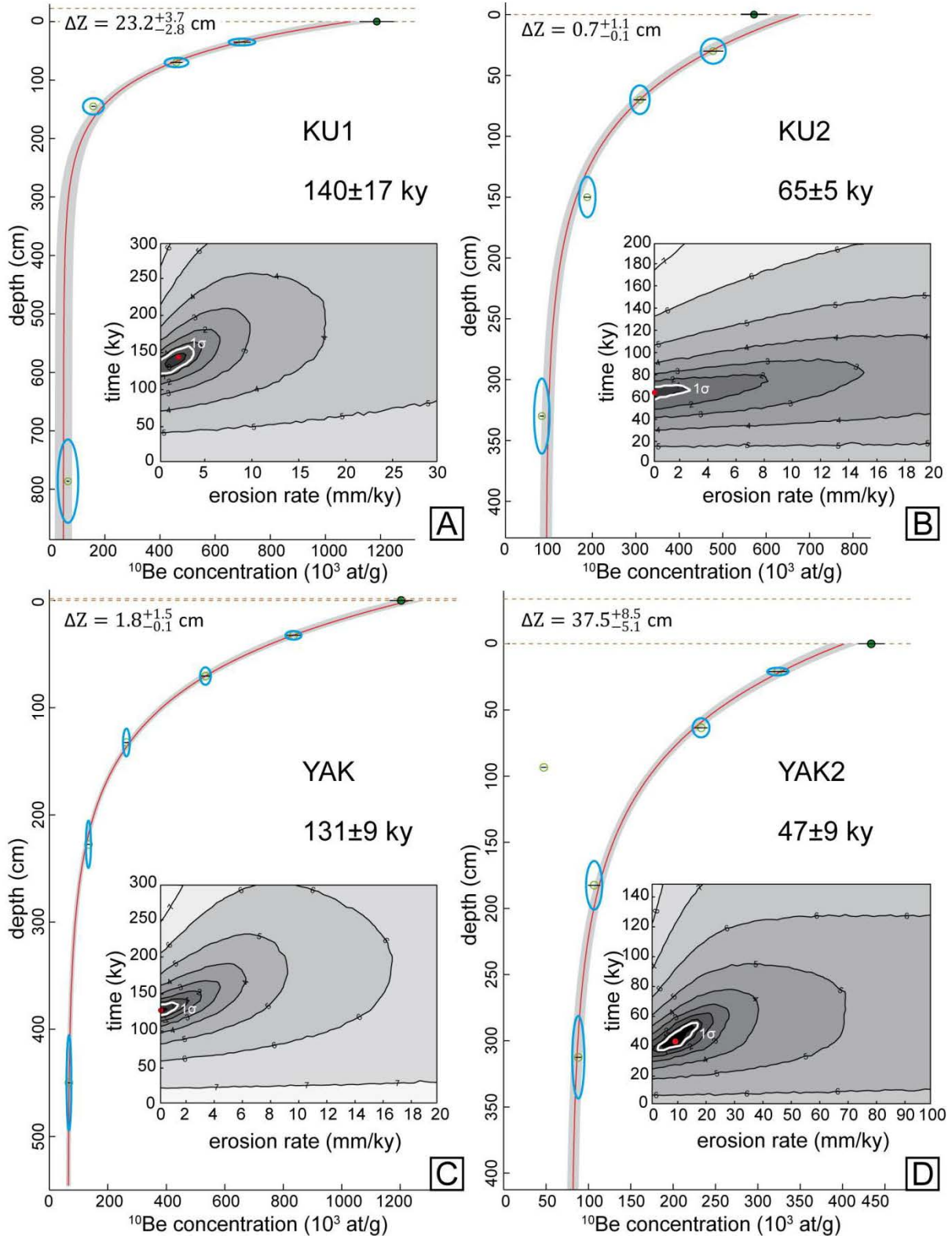


Fig. 4: Terrestrial cosmogenic depth profiles plus surface cobbles. The Chi-square values are displayed in logarithmic scale in time versus erosion rate plots where each contour line represent a 10^{n+1} interval. The red dots correspond to the best solution of the Chi-square test. ΔZ refers to the total amount of erosion (values in Table 2) and corresponds to the thickness between the two brown dashed lines. **A:** KU1; **B:** KU2; **C:** YAK; **D:** YAK2. It can be noticed that one point on the YAK2 sample site displays an unusual low concentration. This might be due to an error in the chemical processes. This point is considered as an outlier and is not considered in the age inversion.

Considering null erosion and inheritance, the cobble concentrations yielded mean ages of 133 ± 7 ka for T5 and 64 ± 3 ka for T2 on the Kuqa River. T5b along the Yaha River has a mean age of 130 ± 4 ka and the surface of the Erbatai section has a mean age of 46 ± 2 ka (Fig. III and Table I). If the inheritances are considered as equivalent to the ones computed from the depth profiles, the ages along the Kuqa River are 128 ± 7 ka and 54 ± 3 ka for T5 and T2, respectively. The mean age of T5b along the Yaha River is 123 ± 4 ka and the surface of the Erbatai section has a mean age of 38 ± 1 ka (Table I).

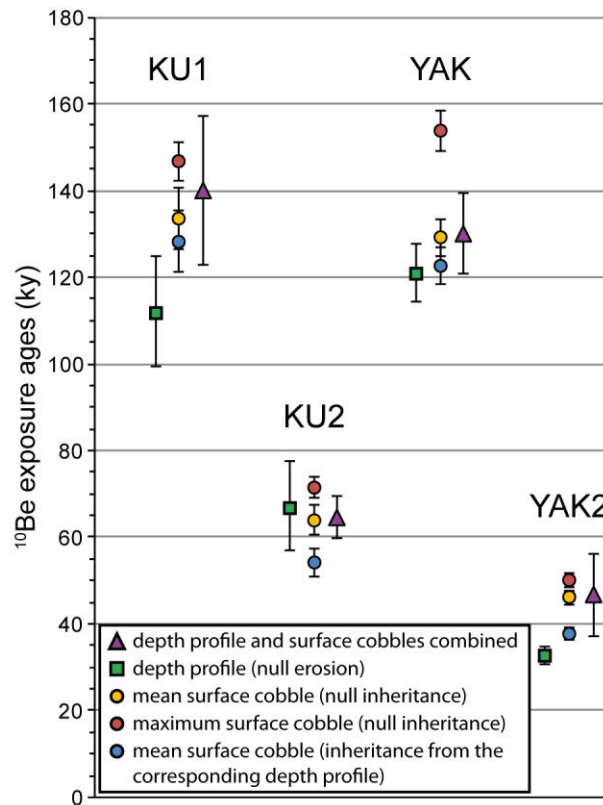


Fig. 5: Comparison of ages obtained from depth profiles, surface cobbles, and deep and surface samples combined. The green squares represent the minimum ages derived from depth profiles (Fig. II and Table 2). The yellow circles are the mean surface cobble ages without considering inheritance (Fig. III). The red circles correspond to the apparent ages of the surface cobbles with the highest concentrations, assuming zero inheritance. The blue circles represent the mean ages, with inheritance (derived from the respective depth profiles). The purple triangles represent the ages derived from the third method, in which depth profile and surface cobble data were combined (Fig. 4). (The horizontal scale is arbitrary and is used only to simplify the comparison.)

4.1.3 Combination of surface and deep samples

The method used to determine the most robust ages of the terraces combines data from both deep and surface samples. This approach allows erosion rates to be taken into account in our inversion of the depth profile. This additional constraint greatly reduces the range of the best fitting solutions (Fig. 4c compared to Fig. I in online depository) and in particular the range of acceptable values for the exposure age and the erosion rate. The results display a range of very similar, low values around the χ^2_{min} (when plotted on χ^2 versus time and χ^2 versus erosion rate) and the resulting χ^2_{min} from the different tests varies randomly within this range. As such, the central part of this range, instead of the χ^2_{min} , allows us to propose more stable solutions.

The resulting exposure ages are 140 ± 17 ka and 65 ± 5 ka for the upper and the lower alluvial surfaces of the Kuqa section, respectively. The age determined for the Yaha section site is 130 ± 9 ka and the age of the Erbatai section is 47 ± 9 ka (Table 1 and Fig. 4). The associated erosion rates inferred from this method are between $0.1^{+1.4}_{-0.1}$ and $8.0^{+9.0}_{-5.4}$ mm/ky, corresponding to total deflation of less than 1 cm to almost 40 cm (Table 2).

The results obtained from this last method are displayed in Figure 5 and summarized in Table 2. The exposure ages determined by the three different methods are seen to be quite coherent at each of our four sites. When the erosion rates are included, the exposure durations are higher than estimates obtained when assuming zero erosion which is unlikely to be true even in such arid environment. The exposure ages resulting from this last method are probably more robust, and were therefore considered below to derive the rates of deformation.

4.2. Shortening rates

4.2.1 Conservation of area

The decollement depth of the Yakeng anticline is 6200 m (He *et al.*, 2005) and 5700 m (Daëron *et al.*, 2007), below the Kuqa and Yaha rivers, respectively. East of the Erbatai River, the decollement is ~ 4500 m depth according to a seismic profile (Fig. 1 and Wang *et al.*, 2009). Because the Erbatai section is located mid-way between the Yaha River and this eastern profile, and assuming the existence of only one detachment level along strike, we therefore estimate the depth of the detachment level to be ~ 5100 m along this section. For all of these detachment depths, we estimated the uncertainty to be ± 250 m, and we use this value when calculating uncertainties.

In the Kuqa section, the T2 terrace appears to be diachronous, becoming younger in a downstream direction (Fig. 3a). However the sampling site is located in its upstream part, where T2 is at approximately the same elevation as T3. We can therefore assume that T3 is 65 ka old. Along the Kuqa River, if we assume uniform sedimentation upstream and downstream of the folds, the shortening recorded by the surface envelope of the T5 alluvial fan and the T3 terrace is 114 ± 74 m and 47 ± 27 m respectively, corresponding to average late Pleistocene shortening rates of 0.8 ± 0.5 mm/yr and 0.7 ± 0.4 mm/yr (Table 3, Fig. 3a and 3b).

In the Yaha section, once again assuming uniform sedimentation on both sides of the fold, the total shortening recorded by T5b is estimated to be 154 ± 50 m and the average shortening rate to be 1.2 ± 0.4 mm/yr (Table 3,

Fig. 3c). For the T5a surface, which is located along the seismic line, the shortening is estimated to be 222±55m and the rate to be 1.7±0.4 mm/yr (Table 3, Fig. 3d) if we consider it to be contemporaneous with T5b.

Similarly, in the Erbatiai section, the shortening absorbed by the marker envelopes is 95±12 m and the estimated shortening rate is 2.1±0.4 mm/yr (Table 3, Fig. 3e).

Sample	Age #1 (ka)	Age #2 (ka)	Age #3 (ka)	inheritance (sand) ×10 ³ (at/g)	inheritance (cobbles) ×10 ³ (at/g)	erosion rate ε (mm/ky)	amount of erosion Δz (cm)
Kuqa 1, T5 (KU1)	112 ⁺¹³ ₋₁₂	134±7	140±17	49 ⁺³³ ₋₃₄	38 ⁺⁴² ₋₃₈	1.7 ^{+2.1} _{-1.7}	23.2 ^{+3.7} _{-2.8}
Kuqa 2, T2 (KU2)	67 ⁺¹¹ ₋₁₀	64±3	65±5	94 ⁺¹³ ₋₁₆	0.5 ⁺⁵⁰ _{-0.5}	0.1 ^{+2.5} _{-0.1}	0.7 ^{+1.1} _{-0.1}
Yaha (YAK)	121 ⁺⁷ ₋₇	129±4	130±9	63 ⁺⁸ ₋₉	21.5 ⁺⁴⁹ ₋₂₁	0.1 ^{+1.4} _{-0.1}	1.8 ^{+1.5} _{-0.1}
Erbatai (YAK2)	33 ⁺² ₋₂	46±2	47±9	80 ⁺⁷ ₋₇	66 ⁺²⁰ ₋₆₆	8.0 ^{+9.0} _{-5.4}	37.5 ^{+8.5} _{-5.1}

Table 2: Age #1: Ages derived from inversion of the depth profile samples assuming no erosion. Age #2: Ages derived from the weighted mean of the surface cobbles, assuming no inheritance and no erosion. Age #3: Ages obtained using Method 3 (surface and depth-profile samples combined). The following data also correspond to the best results of the third method.

	sedimentation rate (mm/yr)	age (ka)	ΔS (cm)	excess area (km ²)	uplift (m)		uplift rate (mm/yr)		shortening (m)		shortening rate (mm/yr)	
					#1	#2	#1	#2	#1	#2	#1	#2
Kuqa section (detachment depth below surface: 6200±250 m)												
T5	0.40±0.19	140±17	56±28	0.71±0.46	82±28	47±9	0.6±0.2	0.3±0.1	114±74	54±11	0.8±0.5	0.4±0.1
T3	0.40±0.19	65±5	26±13	0.29±0.17	38±13	23±5	0.6±0.2	0.4±0.1	47±27	26±5	0.7±0.4	0.4±0.1
Yaha section (detachment depth below surface: 5700±250 m)												
T5b	0.48±0.21	130±9	62±28	0.88±0.28	154±28	-	1.2±0.2	-	155±50	-	1.2±0.4	-
T5a	0.48±0.21	130±9*	63±28	1.27±0.31	193±28	240±48	1.5±0.2	1.8±0.4	223±56	320±64	1.7±0.4	2.5±0.5
Erbatai section (detachment depth below surface: 5100±250 m)												
T5	0.33±0.12	47±9	16±7	0.48±0.06	85±7	-	1.9±0.4	-	95±13	-	2.1±0.4	-

*assuming that T5a is contemporaneous with T5b

Table 3: Summary of results: sedimentation rate; ages (from Method 3); total sedimentation derived from ages (ΔS); absolute uplift, uplift rate, absolute shortening and shortening rate for Methods 1 (excess area) and 2 (modeling).

4.2.2 Fold modeling

Daëron *et al.* (2007) modeled the depth structure and the geomorphic markers in the Yaha section (Fig. IV in online depository), and estimated the finite shortening to be 1200 m and the shortening recorded by the T5a terrace to be 320 m.

Because no seismic data exist along the Erbatiai section, we therefore limited our analysis to the Kuqa section where, using the seismic line, we identified 24 hinge zones at regular 500 m intervals (Fig. IV). The displacement field was calculated following equation (15) in Bernard *et al.* (2007) from manually digitalized horizons, and from

the finite shortening absorbed by the fold. An estimated value of 340 m was obtained (He *et al.*, 2005). We restored the DGPS elevation profile of the T5 and T3 terraces until we reached the smallest misfit between the restored geometry and a straight line which mimics the presumed initial geometry of the terrace. The shortening, after terrace abandonment, is estimated to be 54 ± 11 m and 26 ± 5 m, respectively, resulting in a shortening rate of 0.4 ± 0.1 mm/yr for both T5 and T3 (Fig. 6 and Table 3).

Incremental retro-folding of T5 and T3 along the Kuqa River until a nearly uniform gradient that mimics the presumed initial geometry of the terraces is reached suggests that during the formation of T5 and T3, the river was around 19 ± 4 m and 10 ± 2 m, respectively, below its present level. These discrepancy would require a sedimentation rate of 0.15 ± 0.03 mm/yr for both T5 and T3 since their respective abandonments.

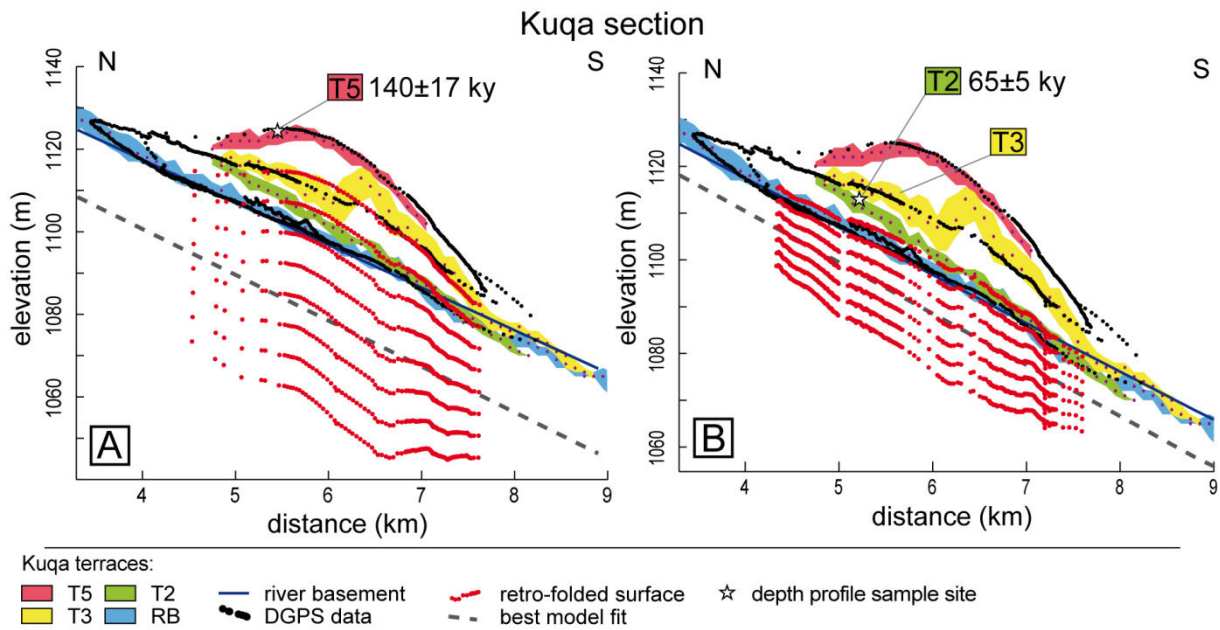


Fig. 6: Elevation as a function of topographic data for the Kuqa section projected along the projection line (Fig. 2a). Black dots = DGPS data (Poisson, 2002). Colored areas = topographic swath extracts from the SRTM 1 arc-second DEM (top of trapeze = the highest point; bottom of trapeze = lowest point; dots = mean value). Red = T5a; yellow = T5b; blue = river. The blue lines represent the simplified river. Red dots = results obtained from the modeling used to retro-fold the DGPS data (Daëron *et al.*, 2007).

5. Discussion

5.1 Exposure ages

Along the southern piedmont of the Tianshan, the combined profile and cobble analysis of the cosmogenic data indicates that the flat and near-horizontal surfaces have not been affected by significant erosion or deflation (Fig. 5) as the mean erosion rate of all studied surfaces is $2.5^{+2.4}_{-1.4}$ mm/ky. In the unusually arid conditions of this environment, we make three key observations. (1) If the erosion rate is assumed to be zero in the depth profile analysis, we obtain minimum apparent ages that underestimate the probable exposure ages by ~ 0 to 30 %. In other words, the assumption of negligible erosion provides reasonable first order estimates here. (2) Amalgamated and

single cobble samples from alluvial surfaces also provide exposure ages that are relatively close, on average, to the final age estimates. However, a large scatter in exposure ages is observed and their use is limited further by the absence of measurements of deep and shielded pebbles which would allow the amount of inheritance to be estimated. The strongest constraint brought by the measurement of surface cobble concentrations (for alluvial terraces) is probably the maximum age limit, as defined by the cobble with the highest concentration assuming zero inheritance and a null erosion (red dots in Fig. 5). (3) Combined depth profile and surface sample analysis allows us to account for exposure time, erosion rate and inheritance and we consider this method to be the one that provides the most realistic and precise exposure ages of the three methods. However, our method relies on the assumption that the cobbles on the present-day surface result from surface deflation via removal of fine particles and the accumulation of cobbles that were initially spread out over the entire thickness of the eroded layer (Fig. B1, *e.g.* Hein *et al.*, 2009; Molliex *et al.*, 2013). Accumulation such as this should, in theory, lead to surface coarsening or the formation of a pavement. Unfortunately, clast size analysis was not conducted during sampling. Furthermore, we also suspect that weathering of the limestone-rich clasts or particle fracture by frost weathering may have modified the cobble size distribution at the surface, thereby making it difficult to find evidence for such a pavement (Molliex *et al.*, 2013). In the future, measurements of a population of shielded cobbles at depth should enable us to confirm whether the observed scatter in cobble concentration indeed results from surface deflation and not from highly variable cobble inheritance.

5.2 Limitations of the different approaches and sedimentation across the fold

The excess area approach assumes that the initial, non-deformed markers were linear or exhibited a regular slope equivalent to that of the present river (Fig. 3). This assumption might be questioned if the long profile or sinuosity of the river channel has changed in response to the tectonic activity of the fold (Lavé and Avouac, 2000). The absence of knickpoints and major meandering patterns along the present rivers in the three sections indicates, however, that corrections for this are probably not necessary. On alluvial fans, channel profiles are also sensitive to grain sorting processes, in particular at the abrupt transition from gravel-bed channel reaches (proximal alluvial fans) to sand-bed channel reaches (distal alluvial fans), where a slope break is commonly observed (*e.g.* Dubille and Lavé, 2014). While Hubert-Ferrari *et al.* (2007), using satellite images, identified a major facies change across the fold between dark conglomerate and light finer sediments (see their Fig. 9), our observations in the field and from satellite images (Fig. 2) instead suggest a relative continuity in the conglomerate facies along the terraces, right across the fold structure, and also along the present river channels. Since we observe no evidence for a strong change in facies between the studied surfaces and the present rivers, we conclude that the initial slopes of the markers across the fold did not differ significantly from those of the present river channels.

The main uncertainty associated with the conservation area approach is whether or not the studied markers have been buried by alluvial fan deposits. Accurate estimation of the thickness of sediments deposited by large fans on a growing fold remains difficult. The regional sedimentation rates derived from the magnetostratigraphic studies (0.4 ± 0.12 , 0.48 ± 0.21 and 0.33 ± 0.19 mm/yr), as located 20-30 km north of the sampling sites and carried out on growth strata of the Quilitagh anticline, might overestimate the more distal sedimentation rates above the Yakeng anticline, and may not represent shorter-term variations in sedimentation. However, Sun *et al.* (1999) derived a similar sedimentation rate of ~ 0.31 mm/yr from a drilled well located closer to the basin, around 100 km east of

the Erbat'ai section. Moreover the average sediment rate is probably more controlled by the accommodation space which relies on large scale dynamics of the subducting plate or local tectonics than short term climate changes. In addition, the topographic emergence of the fold may have enhanced sedimentation upstream and downstream of the fold. Indeed, while on the one hand, the sediment might be trapped upstream, on the other hand, and as attested to by the presence of recent fans south of the Yakeng anticline, the convergence of most of the rivers on single channels across the fold would add to the erosion of the uplifted material within the fold and may have consequently increased the sedimentation rate directly downstream in the remaining rivers. As the recent sedimentation rates are susceptible to disturbance by uplift of the Yakeng anticline, our estimations of sedimentation thicknesses since abandonment of the alluvial surfaces should therefore be treated with caution.

In the Kuqa section, the restoration of two abandoned terraces using fold modeling indeed suggests that sedimentation occurred right across the fold but at a rate of only 0.15 ± 0.03 mm/yr, much lower than the regional magnetostratigraphic rate (0.40 ± 0.19 mm/yr). We recognize that our fold modeling relies on a low quality seismic line and must therefore be treated with caution. Nevertheless, the Kuqa fan is a large, shallow-dipping fan and the present river channel is regionally uniform (Fig. 6). This morphology suggests that the fold has had little impact on the evolution of the Kuqa alluvial fan and river channel in this area, and that it did not significantly enhance sedimentation upstream or downstream. Furthermore, the lower sedimentation rate might be related to the more distal position of our site compared to the magnetostratigraphic study, and/or to a low period of sedimentation in the Kuqa River.

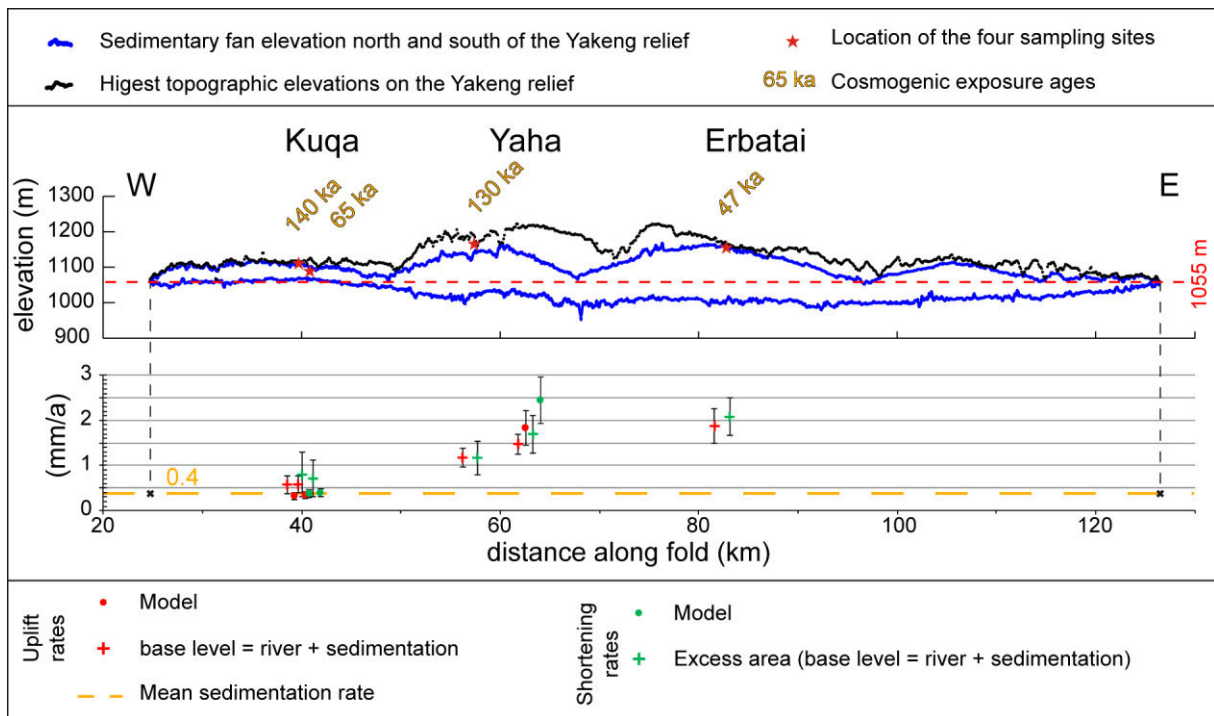


Fig. 7: Analysis and summary topographic profiles along the Yakeng anticline versus the shortening and uplift rates proposed. Note that the sedimentary fan elevation north and south of the Yakeng anticline (in blue) corresponds to the limit between eroding and sedimentation area (Fig. 1D).

In the Yaha section in contrast, the two methods yielded different results. The shortening rate derived from the excess area of the T5b terrace is greater than that derived from the fold modeling carried out 6-7 km east of the

Yaha River (Table 2) (Daëron *et al.*, 2007). Even though the seismic line is of better quality here, and the modeling might therefore be considered more reliable, these estimates were calculated under the assumption that the T5a surface was contemporaneous with the T5b surface, which we dated to 130 ka. As the T5a surface is located 30 m above terrace 5b, it is therefore most likely older than this. Consequently, the derived shortening rate must be considered as a maximum. Nevertheless, restoration of T5a yields a line that slopes at 1.3% (see Fig. 11 in Daëron *et al.*, 2007), which is different from the slope of the present river. This discrepancy suggests that sedimentation might have been preferentially trapped upstream, which might be explained by the fact that the study area is located far from the active rivers, and therefore outside the region in which a river maintains its own equilibrium.

More importantly, in both the Yaha and Kuqa sections the shortening estimates derived both from the excess area method including sedimentation (Approach 1 in Table 3) and from our fold restoration model (Approach 2 in Table 3) are broadly similar and also display the same E-W pattern (Fig. 7). Despite the large uncertainties in sedimentation rates across the fold, this similarity adds confidence to the shortening value that we obtained for the Erbatai section, in which only the first approach could be applied.

5.3 Evolution of folding and lateral distribution of the deformation

In the Yaha section, our shortening rate estimates for the last ~130 ka range from 1.2 ± 0.4 mm/yr to 2.5 ± 0.5 mm/yr (Table 3) and are 8 to 16 times greater than the long term rates of ~0.14-0.16 mm/yr established for the last 5.5 Myr (Hubert Ferrari *et al.*, 2007; Daëron *et al.*, 2007). These new results clearly support a recent acceleration in the fold growth, as was proposed by Hubert-Ferrari *et al.* (2007) and Daëron *et al.* (2007) on the basis of morphological evidences, seismic profile analysis and surface structural measurements. This acceleration may have been more progressive, and may have therefore started earlier. However, the very similar shortening rates determined from the two surfaces in the Kuqa section suggest that the growth rate has remained relatively constant since at least 65 ka.

The Quaternary deformation rates of most of the other structures of the piedmont remain unknown and it is unclear yet if this acceleration is regional or rather traduces a sequential transfer of the deformation to the south as the Tianshan encroaches on the Tarim basin. According to Hubert-Ferrari *et al.* (2007), giant facets in the southern limb of the Quilitagh anticline suggest an order-of-magnitude acceleration in the shortening rate from ~0.6 to ~4-5 mm/yr since the topographic emergence of the fold, apparently contemporaneous with Yakeng. However, these are somewhat loose estimates as they were based only on morphological analysis. On a larger spatial and temporal scale, the thermochronological data ([U-Th]/He) of Yu *et al.* (2014) independently confirm the basinward propagation of deformation in the Kuqa basin between 46 Ma and 6 Ma.

As the long-term rates have only been documented in the Yaha section, it remains unclear if the acceleration occurred everywhere along strike and whether or not it was synchronous. Nevertheless, it most likely led to the topographic emergence of the fold, although Hubert-Ferrari *et al.* (2007) suggested that a late flow of evaporites into the core of the fold may have also played a role. While the structure and its topography are relatively continuous along strike, our results show a diachronic emergence of the fold. In the Kuqa and Yaha sections, the folds emerged ~130-140 ka ago, and perhaps even earlier in the central part. In contrast, in the Erbatai section,

although the shortening rates and hence uplift rates are similar to those of the Yaha section (Table 3), the fold emerged later, around 47 ka. The sampling site is located directly in front of the Erbatay River main channel, at the center of the fan where the fastest sedimentation rate occurs. Assuming the sedimentation rate is greater than the uplift rate, the sedimentation would have buried the uplift downstream, delaying topographic emergence of the fold. If so, the observed time lapse in fold emergence would be due to either the particularly high speed of the Erbatay River sedimentation rate until 47 ka or to a later propagation of the acceleration towards the eastern part of the fold.

We propose that the irregularities of the northern limit of the emerged fold are due not only to the differences in sedimentation rate (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007), but also to the initiation of a back-thrust in the central part of the fold (*i.e.* between the Yaha and the Erbatay River, see Fig. 1). This hypothesis is supported by the asymmetry of the limbs at this location. The topographic profile along the Yaha River displays a shorter and steeper northern limb (Fig. 3c and 3d), and the topographic map reveals a northward shift in the position of the crest line (Fig. 1).

Despite some discrepancies between the different methods, the results show an eastward increase in deformation rate along the study area (Fig. 7). Higher shortening and uplift rates occur at the center of the fold and lower rates are found at its western border. The finite deformation may also increase eastward, from the Kuqa to the Yaha section, but this trend is defined by only two estimates and must therefore be interpreted with caution. The Quilitagh anticline is a more mature fold-bend fold located less than 20 km north to the Yakeng anticline (Fig. 1). Over the same latitudinal segment, it exhibits a stepwise eastward decrease in structural relief (Fig. 18 in Hubert-Ferrari *et al.*, 2007), suggesting an eastward decrease in the deformation rate which may balance the deformation that occurs across the Yakeng anticline. The overall deformation across these two structures may therefore be relatively constant along strike. However, both recent and long-term quantitative estimates of the deformation across the Quilitagh anticline should be measured in future studies in order to test this conclusion. Finally, the topography of both structures decreases eastwards toward the Erbatay section, suggesting a shift of the shortening to somewhere else within the Tianshan range.

5.4 Deformation across the southern Tianshan.

Our study complements several previous analyses which document the recent deformation rates across the southern Tianshan piedmont (Brown *et al.*, 1998; Scharer *et al.*, 2004; Hubert-Ferrari *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2013, 2015) providing a comprehensive view of the deformation along strike of the range. In the Kashi region (western part of the southern Tianshan piedmont) Scharer *et al.* (2004) constrained the average shortening rates across the Kashi-Atushi anticline to ~5 mm/yr since ~1.2 Ma, on the same area, Li *et al.* (2013 and 2015) documented quaternary shortening rates on two structures, which sum up to ~6.5 mm/yr, while Hubert-Ferrari *et al.* (2005) measured a rate of ~7 mm/yr near Aksu City (~220 km west of Kuqa City). In the eastern part of the range, Brown *et al.* (1998) found a shortening rate of ~2 mm/yr ~150 km east of Kuqa which is relatively consistent with our rates of ~2 mm/yr close to Kuqa. Therefore, the rates of deformation seem to decrease from west to east accordingly to the shortening rates measured across the whole Tianshan from GPS (*e.g.* Yang *et al.*, 2008). However, these results must be handled with cautious as each of these studies focused on one single structure whereas the deformation of the southern piedmont could be also distributed over several active folds and faults.

6. Conclusion

We demonstrate that the shortening accommodated by the Yakeng anticline has increased by a factor of ten along the Yaha River, from 0.14-0.16 mm/yr (Daëron *et al.*, 2007; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007) to 1.2-1.7 mm/yr, since 150-200 ka. Because this acceleration led to the topographic emergence of the fold, the fold surfaces can be dated in order to constrain its timing.

We developed an innovative approach for deciphering exposure ages, erosion rates, and cosmogenic nuclide inheritance, which combines ^{10}Be concentrations measured along a depth profile with concentrations measured in surface cobble samples. We complemented the cosmogenic data with precise DGPS measurements of terrace surfaces that were combined with recently-released SRTM 1 arc second DEM datasets. These data were then incorporated into two different methods for calculating shortening: fold modeling and determination of excess area.

If the recent shortening rates recorded by GPS during the last twenty years (Fig. 1c) are representative of the average Late Pleistocene shortening rates, then the Yakeng anticline would accommodate a significant portion, up to 25%, of the total shortening that has occurred across the Tianshan, since ~150 ka and ~50 ka, along the eastern parts and western part of the fold, respectively. It would also suggest that, in the piedmont itself, the shortening has been progressively and rapidly shifting basinward during the Quaternary, as it did during the Cenozoic (Yu *et al.*, 2014).

Such basinward shift might appear as a classical or expected behavior of forward sequence propagation of the deformation in critical wedge theory (*e.g.* Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984). However, it has been shown in experimental and numerical case studies that adding erosion in the internal part of the wedge may modify the topographic slope and force balance, and trigger internal adjustments with out-of-sequence thrusting on previously inactive faults (*e.g.* Leturmy *et al.*, 2000). Conversely, a decrease in erosion efficiency may push the wedge toward an overcritical situation and foster forward deformation through activation of or acceleration on the most frontal folds or thrusts. The Yakeng anticline, and its rapid Late Pleistocene evolution, might represent from that point of view a promising case study for documenting a natural example of rapid adjustment following a change in tectonic or erosive forcing, including how the lateral variations of the fold activity might potentially be related to lateral variations of the orogenic wedge geometry or of the forcing. However, answering this question requires future study to document the distribution of shortening across the southern piedmont, and its Pleistocene evolution. Constraints on the recent lateral evolution of the Qiulitagh anticline, *i.e.* the penultimate structure in the wedge, might be of primary interest. Further tectonic constraints on the other more internal structures located in that area, as well as more information on paleo-climate or paleo-rates of erosion (Charreau *et al.*, 2009) would also be most welcome. Whatever the activation scenario, this study underscores the major role of frontal structure of foreland piedmont in accommodating the shortening across a given orogen (Lavé and Avouac, 2000).

The Yakeng anticline case study also illustrates the complexity of interactions between tectonics, sedimentation, and erosion along the southern Tianshan piedmont. Our conclusions can probably be extended to any area where thin skin tectonics develops through a rapidly subsiding and aggrading foreland basin. We confirm in particular the conclusion of Daëron *et al.* (2007), that sedimentation must be carefully taken into consideration when

constraining shortening rates, but add that sedimentation also has a strong effect on the mechanism of alluvial surface abandonment.

Acknowledgements

This study was financed by the French INSU/CNRS SYSTER program. We are grateful to Robert Joussemet (STEVAL mineral processing pilot plant, LEM, Nancy) for his help in separating quartz and to the ASTER team for the cosmogenic nuclide concentration measurements (M. Arnold, G. Aumaître, K. Keddadouche, L. Léanni and F. Chauvet). The ASTER national AMS facility (CEREGE, Aix en Provence) is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. We also thank two anonymous reviewers for their careful reading and contribution to the improvement of this manuscript. This is CRPG contribution n° 2415.

Appendix A: Error bars and inversion procedure for interpretation of CRN depth profiles

We follow an inversion procedure that was inspired by the previous approaches of Braucher *et al.* (2009) and Hidy *et al.* (2010). Our model involved inverting the ^{10}Be depth profile to obtain the best combination of three unknown parameters: the exposure age (t); the average cosmogenic inheritance ($\overline{C_0}$); and the average erosion rate (ε) at the surface of the sampled object. For each profile, 10^5 random sets of the above three variables and of sampling depths (Z_i) were generated and these were then used to compute a Chi-square criterion (χ^2):

$$\chi_{(Z_i, \varepsilon, t, \overline{C_0})}^2 = \sum_{i=1}^N \left(\left(\frac{C_{calc}(Z_i, \varepsilon, t, \overline{C_0}) - C_i}{\sigma_{C_i}^*} \right)^2 + \left(\frac{Z_i - z_i}{\sigma_{Z_i}^*} \right)^2 \right) \quad (\text{A.1})$$

where N is the number of samples, Z_i and C_i are the sampling depth and measured concentration; z_i and C_{calc} are the calculated depth and concentration according to eq.1; and $\sigma_{C_i}^*$ and $\sigma_{Z_i}^*$ are the uncertainties in the total concentration and sampling depth. The calculated depth uncertainty ($\sigma_{Z_i}^*$) includes not only the uncertainty in the depth below the surface and sample thickness, σ_z , but also the uncertainty in soil density, σ_ρ , estimated to be 0.2 g/cm^3 (*e.g.* Hancock *et al.*, 1999), so that:

$$\sigma_{Z_i}^* = \sqrt{\sigma_z^2 + \left(\frac{Z}{\rho} \sigma_\rho \right)^2} \quad (\text{A.2})$$

This is a first order approximation for accounting for density uncertainty, and is justified as long as the erosion term remains small. Similarly, the modified uncertainty in the concentration accounts for both the analytical error in C_i , σ_{C_i} , and for the inheritance uncertainties, σ_{C_0} , according to:

$$\sigma_{C_i}^* = \sqrt{\sigma_{C_i}^2 + \sigma_{C_0}^2} \quad (\text{A.3})$$

The inheritance C_0 may vary during the sediment deposition of the terrace material. Each individual sample may therefore have a different inheritance and this variability may be accounted for in the concentration uncertainty. σ_{C_0} was estimated by calculating the standard deviation between the measured concentrations and the theoretical concentrations derived from a classic χ^2 adjustment which only accounts for the analytical uncertainties (Braucher *et al.*, 2009). The best-fitting solution ($t, \bar{C}_0, \varepsilon$) was obtained for minimum χ^2 , and the final uncertainties in t, ε and \bar{C}_0 were evaluated following the approach of Braucher *et al.*, (2009), by investigating the combinations of parameters for which $\chi^2 < \chi^2_{\min} + 1$.

Appendix B: Determining the mean concentrations of cobbles that have accumulated at the top surface of a terrace subjected to steady deflation from either sand and gravel particle entrainment by water or wind, or to weathering:

A cobble sample at the terrace surface presents:

$$C = C_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_i} + \lambda} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_i}\right) \cdot t}\right) \quad (\text{B.1})$$

which can be simplified to:

$$C = C_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\lambda} \cdot (1 - e^{-\lambda \cdot t}) \quad (\text{B.2})$$

if we consider only the time spent exposed at the surface without any erosion of the cobble itself.

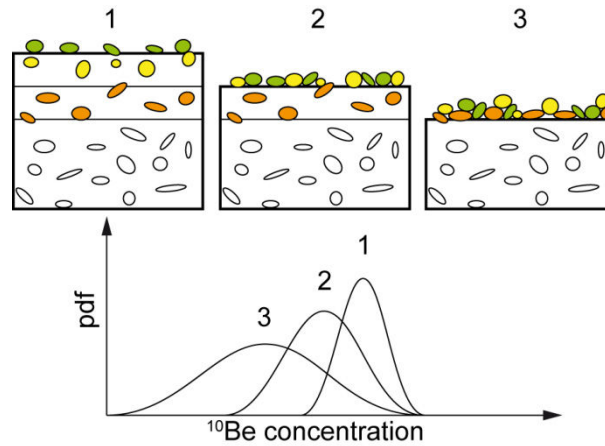


Fig. B1: Schematic diagrams illustrating three cases of erosion that yield the same exposure times since surface abandonment. The schematic graph represents the expected probability density function of the concentration of a single cobble on each of these three surfaces.

During surface deflation at a rate ε , a cobble experiences CRN accumulation in two phases: first below a deflating surface (Eq. B1) and then when it is continuously exposed at its surface once it has been exhumed (Eq. B2). The average concentration of a cobble initially exhumed from any depth between 0 and the total deflated surface, $z = \varepsilon.t$, is therefore:

$$\bar{C} = \frac{1}{\varepsilon.t} \int_0^{\varepsilon.t} \left[\left(\bar{C}_0 \cdot e^{-\lambda \left(\frac{z}{\varepsilon} \right)} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{A_i} + \lambda} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\rho}{A_i} \right) \left(\frac{z}{\varepsilon} \right)} \right) \right) \cdot e^{-\lambda \left(t - \frac{z}{\varepsilon} \right)} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\lambda} \cdot \left(1 - e^{-\lambda \left(t - \frac{z}{\varepsilon} \right)} \right) \right] dz \quad (\text{B.3})$$

which simplifies to Equation 3 in the main text.

Bibliography

- Aguilar, G.; Carretier, S.; Regard, V.; Vassallo, R.; Riquelme, R. & Martinod, J. Grain size-dependent ^{10}Be concentrations in alluvial stream sediment of the Huasco Valley, a semi-arid Andes region, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, **2014**, 19, 163-172, doi: 10.1016/j.quageo.2013.01.011
- Avouac, J. P.; Tapponnier, P.; Bai, M.; You, M. & Wang, G. Active Thrusting and folding Along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic Rotation of the Tarim Relative to Dzungaria and Kazakhstan, *Journal of Geophysical Research*, **1993**, 98, 6755-6804, doi: 10.1029/92JB01963
- Belmont, P.; Pazzaglia, F. & Gosse, J. C. Cosmogenic ^{10}Be as a tracer for hillslope and channel sediment dynamics in the Clearwater River, western Washington State, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, **2007**, 264, 123-135, doi: 10.1016/j.epsl.2007.09.013
- Bernard, S.; Avouac, J. P.; Dominguez, S. & Simoes, M. Kinematics of fault-related folding derived from a sandbox experiment, *Journal of Geophysical Research*, **2007**, 112, B03S12, doi: 10.1029/2005JB004149
- Braucher, R.; Del Castillo, P.; Siame, L.; Hidy, A. J. & Bourlès, D. L. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases, *Quaternary Geochronology*, **2009**, 4, 56-67, doi: 10.1016/j.quageo.2008.06.001
- Braucher, R.; Merchel, S.; Borgomano, J. & Bourlès, D. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach, *Earth and Planetary Science Letters*, **2011**, 309, 1-9, doi: 10.1016/j.epsl.2011.06.036
- Braun, J. Recent advances and current problems in modelling surface processes and their interaction with crustal deformation, *Geological Society, London, Special Publications, Geological Society of London*, **2006**, 253, 307-325, doi: 10.1144/GSL.SP.2006.253.01.16
- Brown, E. T.; Edmond, J. M.; Raisbeck, G. M.; Yiou, F.; Kurz, M. D. & Brook, E. J. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al , *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Elsevier, **1991**, 55, 2269-2283, doi: 10.1016/0016-7037(91)90103-C
- Brown, E. T.; Stallard, R. F.; Larsen, M. C.; Raisbeck, G. M. & Yiou, F. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, **1995**, 129, 193-202, doi: 10.1016/0012-821X(94)00249-X
- Brown, E. T.; Bourlès, D. L.; Burchfiel, B. C.; Deng, Q. D.; Li, J.; Molnar, P.; Raisbeck, G. M. & Yiou, F. Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans, *Geological Society of America Bulletin*, **1998**, 110, 337-386, doi: 10.1130/0016-7606(1998)1100377:EOSRIT>2.3.CO;2
- Burchfiel, B. C.; Brown, E. T.; Deng, Q. D.; Feng, X. Y.; Li, J.; Molnar, P.; Shi, J. B.; Wu, Z. M. & You, H. C. Crustal Shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China, *International Geology Review*, **1999**, 41, 665 - 700, doi: 10.1080/00206819909465164
- Burtman, V. Structural geology of variscan Tien Shan, *USSR American Journal of Science*, **1975**, 275, 157-186
- Charreau, J.; Gilder, S.; Chen, Y.; Dominguez, S.; Avouac, J. P.; Sen, S.; Jolivet, M.; Li, Y. & Wang, W. Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tien Shan mountains, *Geology, CCSD/HAL : e-articles server (based on gBUS) [http://hal.ccsd.cnrs.fr/oai/oai.php]* (France), *HAL - CCSD - CNRS*, **2006**, 34, 181-184, doi: 10.1130/G22106.1
- Charreau, J.; Gumiaux, C.; Avouac, J. P.; Augier, R.; Chen, Y.; Barrier, L.; Gilder, S.; Dominguez, S.; Charles, N. & Wang, Q. C. The Neogene Xiyu Formation, a diachronous prograding gravel wedge at front of the Tianshan: Climatic and tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, **2009**, 287, 298-310, doi: 10.1016/j.epsl.2009.07.035

Chapitre V : Le piémont Sud

- Chmeleff, J.; von Blanckenburg, F.; Kossert, K. & Jakob, D. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, **2010**, 268, 192-199, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.012
- Clapp, E. M.; Bierman, P. R. & Caffee, M. Using ^{10}Be and ^{26}Al to determine sediment generation rates and identify sediment source areas in an arid region drainage basin, *Geomorphology*, Elsevier, **2002**, 45, 89-104, doi: 10.1016/S0169-555X(01)00191-X
- Cording, A.; Hetzel, R.; Kober, M. & Kley, J. ^{10}Be exposure dating of river terraces at the southern mountain front of the Dzungarian Alatau (SE Kazakhstan) reveals rate of thrust faulting over the past ~400ka, *Quaternary Research*, **2014**, 81, 168 - 178, doi: 10.1016/j.yqres.2013.10.016
- Daëron, M.; Avouac, J. P. & Charreau, J. Modeling the shortening history of a fault tip fold using structural and geomorphic records of deformation, *Journal of Geophysical Research*, **2007**, 112, B03S13, doi: 10.1029/2006JB004460
- Dahlen, F.; Suppe, J. & Davis, D. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978--2012)*, Wiley Online Library, **1984**, 89, 10087-10101, doi: 10.1029/JB089iB12p10087
- Davis, D.; Suppe, J. & Dahlen, F. A. Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges, *Journal of Geophysical Research*, **1983**, 88, 1153-1172, doi: 10.1029/JB088iB02p01153
- Dubille, M. & Lavé, J. Rapid grain size coarsening at sandstone/conglomerate transition: similar expression in Himalayan modern rivers and Pliocene molasse deposits, *Basin Research*, Wiley Online Library, **2014**, 27, 26-42, doi: 10.1111/bre.12071
- Dumitru, T. A.; Zhou, D.; Chang, E. Z.; Graham, S. A.; Hendrix, M. S.; Sobel, E. R. & Carroll, A. R. Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, *Geological Society of America Memoir*, **2001**, 194, 71-99, doi: 10.1130/0-8137-1194-0.71
- Epard, J.-L. & Groshong Jr, R. H. Excess area and depth to detachment AAPG bulletin, *American Association of Petroleum Geologists*, **1993**, 77, 1291-1302
- Goode, J. K.; Burbank, D. W. & Ormukov, C. Pliocene-Pleistocene initiation, style, and sequencing of deformation in the central Tien Shan, *Tectonics*, Wiley Online Library, **2014**, 33, 464-484, doi: 10.1002/2013TC003394
- Graveleau, F. Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale) Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, **2008**
- Hancock, G. S.; Anderson, R. S.; Chadwick, O. A. & Finkel, R. C. Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: Application to the Wind River, Wyoming, *Geomorphology*, Elsevier, **1999**, 27, 41-60, doi: 10.1016/S0169-555X(98)00089-0
- He, D., Suppe, J., Geng, Y., Shuwei, G., Shaoying, H., Xin, S., Xiaobo, W., Chaojun, Z., **2005**. Guide book for field trip in south and north Tianshan foreland basin, Xinjiang Uygur Autonomous Region, China. *International conference on theory and application of fault-related folding in foreland basins* 77.
- Hein, A. S.; Hulton, N. R.; Dunai, T. J.; Schnabel, C.; Kaplan, M. R.; Naylor, M. & Xu, S. Middle Pleistocene glaciation in Patagonia dated by cosmogenic-nuclide measurements on outwash gravels, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, **2009**, 286, 184-197, doi: 10.1016/j.epsl.2009.06.026
- Hendrix, M. S.; Dumitru, T. A. & Graham, S. A. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision, *Geology*, **1994**, 22, 457-490, doi: 10.1130/0091-7613(1994)0220487:LOEMUI>2.3.CO;2
- Hidy, A. J.; Gosse, J. C.; Pederson, J. L.; Mattern, J. P. & Finkel, R. C. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **2010**, 11, Q0AA10, doi: 10.1029/2010GC003084
- Hubert-Ferrari, A.; Suppe, J.; Van Der Woerd, J.; Wang, X. & Lu, H. F. Irregular earthquake cycle along the southern Tianshan front, Aksu area, China, *Journal of Geophysical Research*, **2005**, 110, B06402, doi: 10.1029/2003JB002603
- Hubert-Ferrari, A.; Suppe, J.; Gonzalez-Mieres, R. & Wang, X. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China), *Journal of Geophysical Research*, **2007**, 112, B03S09, doi: 10.1029/2006JB004362
- Jolivet, M.; Dominguez, S.; Charreau, J.; Chen, Y.; Li, Y. & Wang, Q. Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the central Chinese Tian Shan: Reactivated tectonic structures and active deformation, *Tectonics*, **2010**, 29, TC6019, doi: 10.1029/2010TC002712
- Kohl, C. & Nishiizumi, K. Chemical isolation of quartz for measurement of in situ produced cosmogenic nuclides, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Elsevier, **1992**, 56, 3583-3587, doi: 10.1016/0016-7037(92)90401-4
- Korschinek, G.; Bergmaier, A.; Faestermann, T.; Gerstmann, U.; Knie, K.; Rugel, G.; Wallner, A.; Dillmann, I.; Dollinger, G.; Von Gostomski, C. L. & others A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, **2010**, 268, 187-191, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.020

Chapitre V : Le piémont Sud

- Lal, D. *Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models*, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, **1991**, 104, 424-439, doi: 10.1016/0012-821X(91)90220-C
- Lavè, J. & Avouac, J. P. *Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal*, *Journal of Geophysical Research*, **2000**, 105, 5735-5770, doi: 10.1029/1999JB900292
- Leturmy, P.; Mugnier, J.; Vinour, P.; Baby, P.; Colletta, B. & Chabron, E. *Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia)*, *Tectonophysics*, Elsevier, **2000**, 320, 45-67, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00023-8
- Li, T.; Chen, J.; Thompson, J. A.; Burbank, D. W. & Yang, X. *Quantification of three-dimensional folding using fluvial terraces: A case study from the Mushu anticline, northern margin of the Chinese Pamir*, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, **2013**, 118, 4628-4647, doi: 10.1002/jgrb.50316
- Li, T.; Chen, J.; Thompson, J. A.; Burbank, D. W. & Yang, H. *Hinge-migrated fold-scarp model based on an analysis of bed geometry: A study from the Mingyaole anticline, southern foreland of Chinese Tian Shan*, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, **2015**, 120, 6592-6613, doi: 10.1002/2015JB012102
- Lupker, M.; Blard, P.; Lavè, J.; France-Lanord, C.; Leanni, L.; Puchol, N.; Charreau, J. & Bourlès, D. *¹⁰Be-derived Himalayan denudation rates and sediment budgets in the Ganga basin*, *Earth and Planetary Science Letters*, **2012**, 333-334, 146-156, doi: 10.1016/j.epsl.2012.04.020
- Malavieille, J. *Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies*, *GSA Today*, **2010**, 20, 4-10, doi: 10.1130/GSATG48A.1
- Molliex, S.; Siame, L. L.; Bourlès, D. L.; Bellier, O.; Braucher, R. & Clauzon, G. *Quaternary evolution of a large alluvial fan in a periglacial setting (Crau Plain, SE France) constrained by terrestrial cosmogenic nuclide (¹⁰Be)*, *Geomorphology*, Elsevier, **2013**, 195, 45-52, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.04.025
- Molnar, P.; Brown, E. T.; Burchfiel, B. C.; Deng, Q. D.; Feng, X. Y.; Li, J.; Raisbeck, G. M.; Shi, J. B.; Wu, Z. M.; Yiou, F. & You, H. C. *Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the North Flank of the Tien Shan, China*, *The Journal of Geology*, **1994**, 102, 583-602, doi: 10.1086/629700
- Nishiizumi, K.; Imamura, M.; Caffee, M. W.; Southon, J. R.; Finkel, R. C. & McAninch, J. *Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards*, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, **2007**, 258, 403-413, doi: 10.1016/j.nimb.2007.01.297
- Poisson, B. *Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont. Exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène*. Université de Paris XI, **2002**
- Poisson, B. & Avouac, J. P. *Holocene Hydrological Changes Inferred from Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China)*, *The Journal of Geology*, **2004**, 112, 231-249, doi: 10.1086/381659
- Puchol, N.; Lavè, J.; Lupker, M.; Blard, P.-H.; Gallo, F. & France-Lanord, C. *Grain-size dependent concentration of cosmogenic ¹⁰Be and erosion dynamics in a landslide-dominated Himalayan watershed*, *Geomorphology*, **2014**, 224, 55 - 68, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.06.019
- Repka, J. L.; Anderson, R. S. & Finkel, R. C. *Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah*, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, **1997**, 152, 59-73, doi: 10.1016/S0012-821X(97)00149-0
- Scharer, K. M.; Burbank, D. W.; Chen, J.; Weldon, R. J.; Rubin, C.; Zhao, R. & Shen, J. *Detachment folding in the Southwestern Tian Shan-Tarim foreland, China: shortening estimates and rates*, *Journal of Structural Geology*, **2004**, 26, 2119-2137, doi: 10.1016/j.jsg.2004.02.016
- Scharer, K. M.; Burbank, D. W.; Chen, J. & Weldon, R. J. *Kinematic models of fluvial terraces over active detachment folds: Constraints on the growth mechanism of the Kashi-Atushi fold system, Chinese Tian Shan*, *Geological Society of America Bulletin*, **2006**, 118, 1006-1021, doi: 10.1130/B25835.1
- Schmidt, S.; Hetzel, R.; Kuhlmann, J.; Mingorance, F. & Ramos, V. A. *A note of caution on the use of boulders for exposure dating of depositional surfaces*, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, **2011**, 302, 60-70, doi: 10.1016/j.epsl.2010.11.039
- Stone, J. O. *Air pressure and cosmogenic isotope production*, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **2000**, 105, 23753-23759, doi: 10.1029/2000JB900181
- Sun, Z.; Feng, X.; Li, D.; Yang, F.; Qu, Y. & Wang, H. *Cenozoic Ostracoda and palaeoenvironments of the northeastern Tarim Basin, western China*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, **1999**, 148, 37-50, doi: 10.1016/S0031-0182(98)00174-6
- Sun, J. M.; Li, Y.; Zhang, Z. Q. & Fu, B. H. *Magnetostratigraphic data on Neogene growth folding in the foreland basin of the southern Tianshan Mountains*, *Geology*, **2009**, 37, 1051-1054, doi: 10.1130/G30278A.1
- Tapponnier, P. & Molnar, P. *Active Faulting and Cenozoic Tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions*, *Journal of Geophysical Research*, **1979**, 84, 3425-3459, doi: 10.1029/JB084iB07p03425
- Thompson, S. C.; Weldon, R. J.; Rubin, C. M.; Abdrakhmatov, K.; Molnar, P. & Berger, W. *Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia*, *Journal of Geophysical Research*, **2002**, 107, 2203, doi: 10.1029/2001JB000596

Chapitre V : Le piémont Sud

- Uppala, S. M.; Källberg, P.; Simmons, A.; Andrae, U.; Bechtold, V.; Fiorino, M.; Gibson, J.; Haseler, J.; Hernandez, A.; Kelly, G. & others The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Wiley Online Library*, **2005**, 131, 2961-3012, doi: 10.1256/qj.04.176
- Wang, Q.; P. Z. Zhang; J. T. Freymueller; R. Bilham; K. M. Larson; X. Lai; X. You; Z. Niu; J. Wu; Y. Li; J. Liu; Z. Yang & Chen, Q. Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements, *Science*, **2001**, 294, 574-577, doi: 10.1126/science.1063647
- Wang, X.; Suppe, J.; Guan, S. W.; Hubert-Ferrari, A.; Gonzalez-Mieres, R. & Jia, C. Z. Cenozoic Structure and Tectonic Evolution of the Kuqa Fold Belt, Southern Tianshan, China, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **2009**, 94, 1-29, doi: 10.1306/13251339M94389
- Windley, B. F.; Allen, M. B.; Zhang, C.; Zhao, Z. Y. & Wang, G. R. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia, *Geology*, **1990**, 18, 128-131, doi: 10.1130/0091-7613(1990)0180128:PAACRO>2.3.CO;2
- Yang, S. M.; Li, J. & Wang, Q. The deformation pattern and fault rate in the Tianshan Mountains inferred from GPS observations, *Science in China Serie D Earth Sciences*, **2008**, 51, 1064-1080, doi: 10.1007/s11430-008-0090-8
- Yu, S.; Chen, W.; Evans, N. J.; McInnes, B. I.; Yin, J.; Sun, J.; Li, J. & Zhang, B. Cenozoic uplift, exhumation and deformation in the north Kuqa Depression, China as constrained by (U-Th)/He thermochronometry, *Tectonophysics*, **2014**, 630, 166 - 182, doi: 10.1016/j.tecto.2014.05.021
- Zhang, T.; Fang, X.; Song, C.; Appel, E. & Wang, Y. Cenozoic tectonic deformation and uplift of the South Tian Shan: Implications from magnetostratigraphy and balanced cross-section restoration of the Kuqa depression, *Tectonophysics*, **2014**, 628, 172 - 187, doi: 10.1016/j.tecto.2014.04.044

Online depository

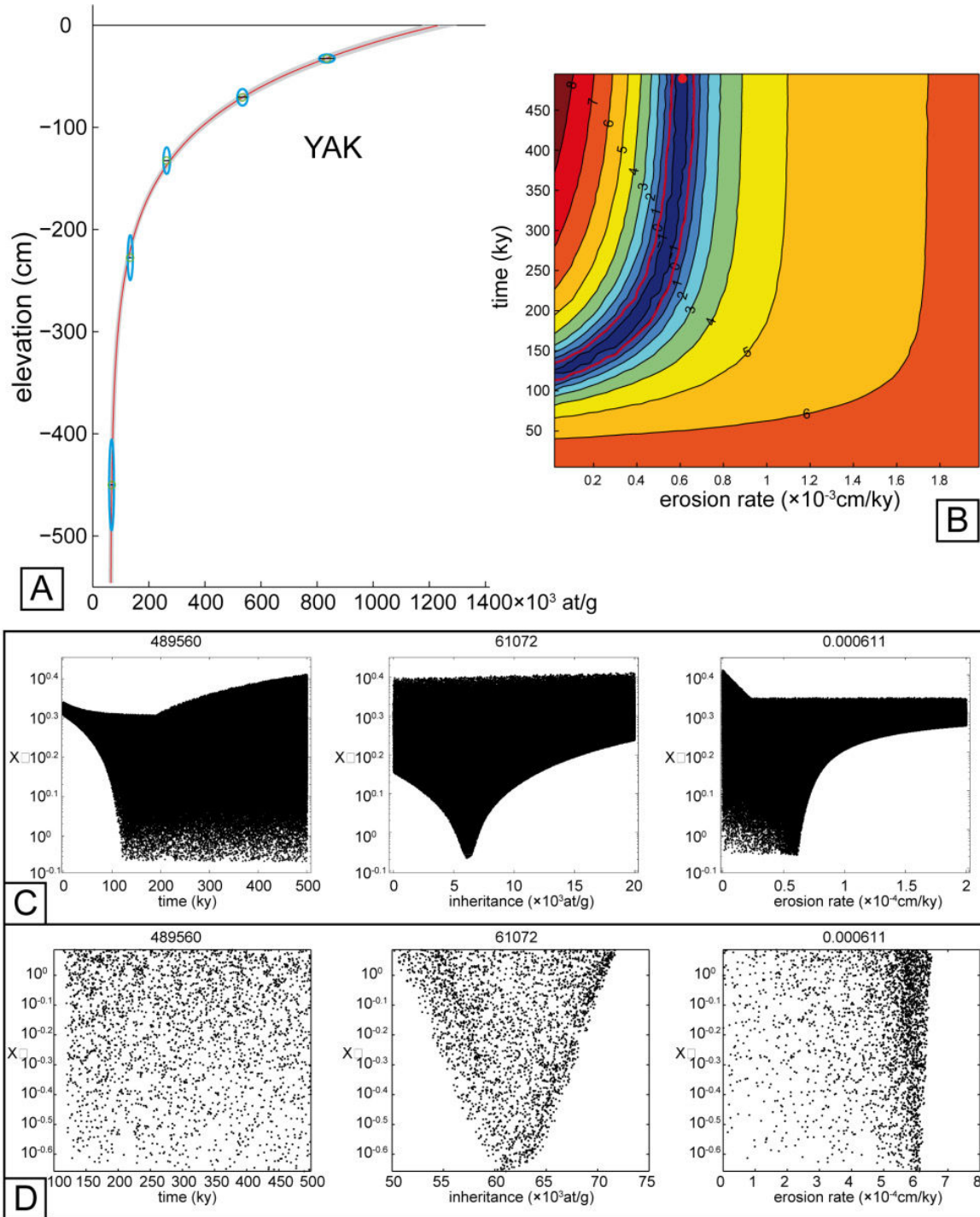


Fig. 1: **A:** Terrestrial cosmogenic depth profile of the YAK samples, located in the Yaha section. The inversion considers only the sand samples, and the erosion rate is set as a free parameter. **B:** Chi-square distribution as a function of erosion rates and time represented using a logarithmic scale (the contour lines correspond the 10^{n+1} intervals). **C to E:** Chi-square distribution plotted as a function of time, inheritance and erosion rates.

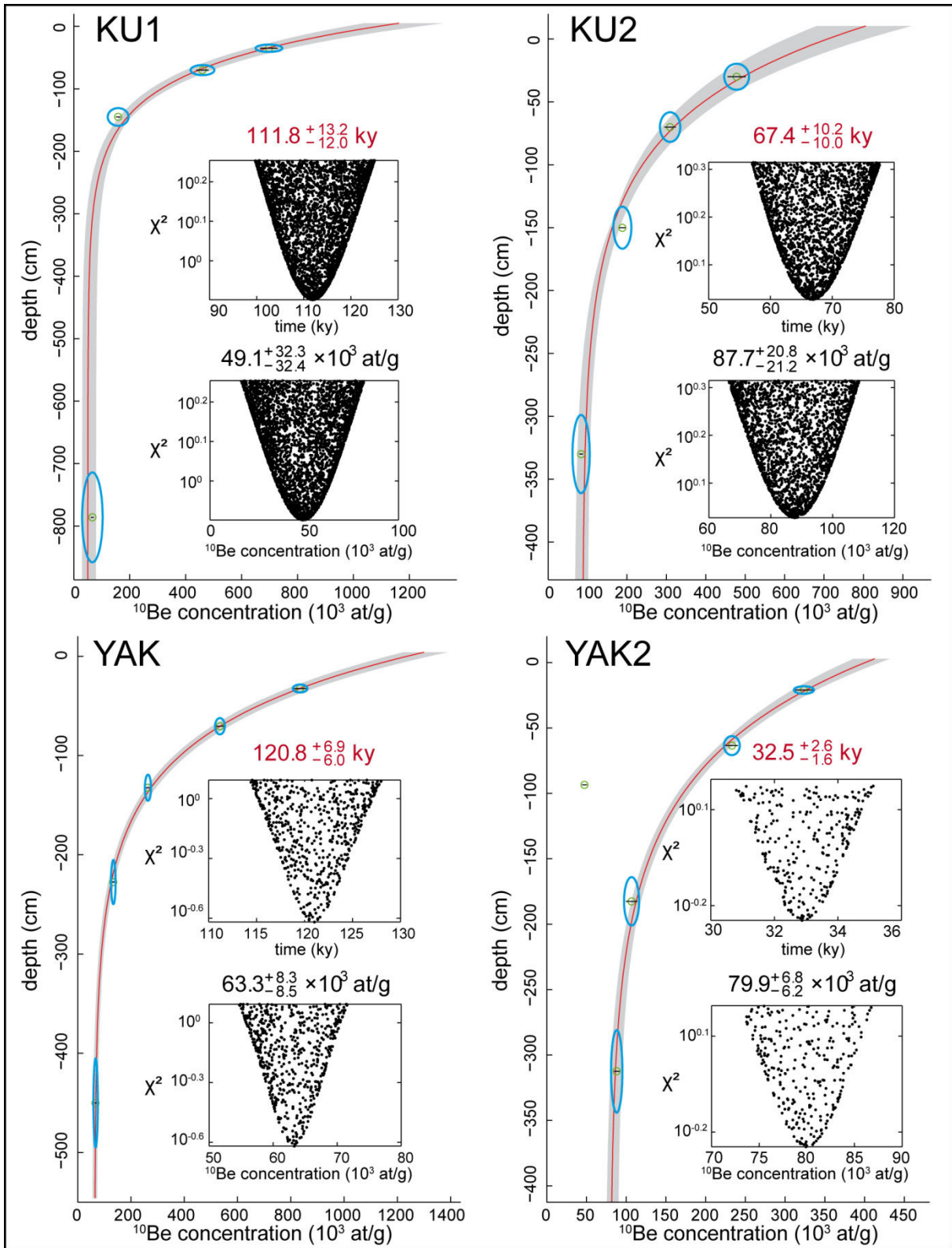


Fig. II: Terrestrial cosmogenic depth profiles for the four sites, considering a null erosion rate. The analytical uncertainties are represented by the black segments. Blue ellipses represent the total uncertainties of each sample. The best-fit solution is marked by the red curve. Grey areas represent the space occupied by the profile solutions matching the 1σ uncertainty. The χ^2 results versus age and inheritance are plotted for each sampling site.

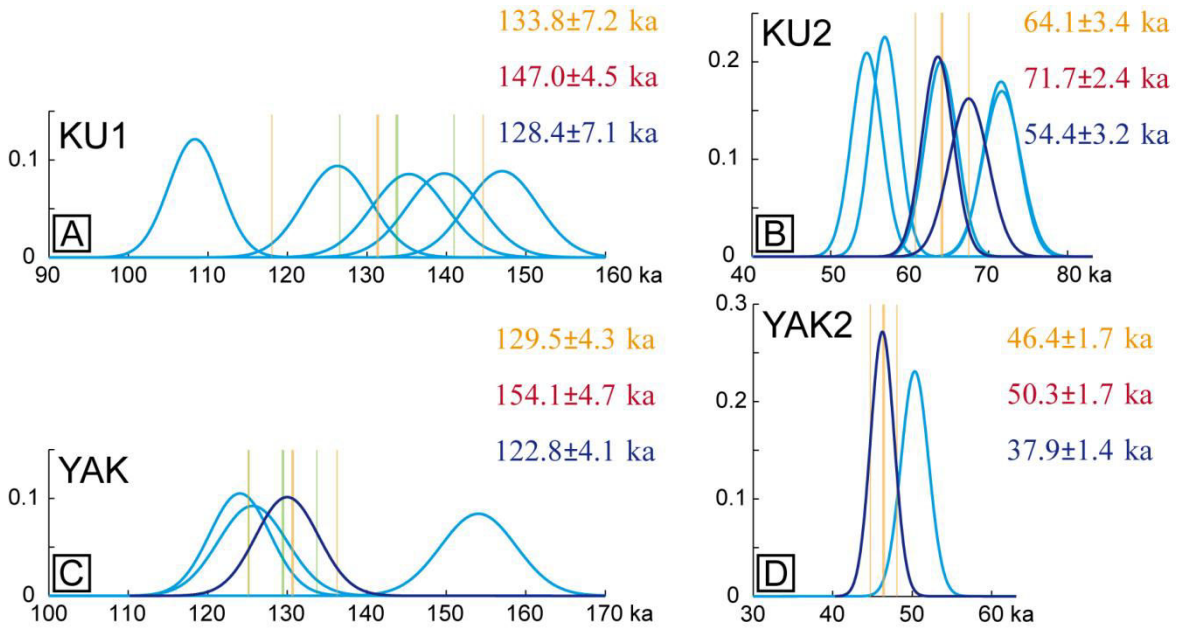


Fig. III: Surface samples collected from the fan and terrace along the Kuqa section (KU1 and KU2, respectively) and from the Yaha (YAK) and Erbatai (YAK2) sections. Parameters are the same as those used for the depth profiles. The ages are shown as Gaussian normalized curves (in blue) according to the 1σ analytical uncertainties and assuming zero inheritance ($C_0 = 0$; to constrain the maximum exposure age). The black dashed curves represent the sum of these curves and the orange lines represent the mean (in bold) and 1σ uncertainty (standard deviation of all samples). The red dashed curves and green lines represent the same parameters but with outliers discarded. The mean values are shown in orange. The red values correspond to the oldest cobbles sampled at each site (with no inheritance). The values in blue are the mean ages obtained if inheritance is accounted for (using the respective depth profile data) (Fig. II and Table 1).

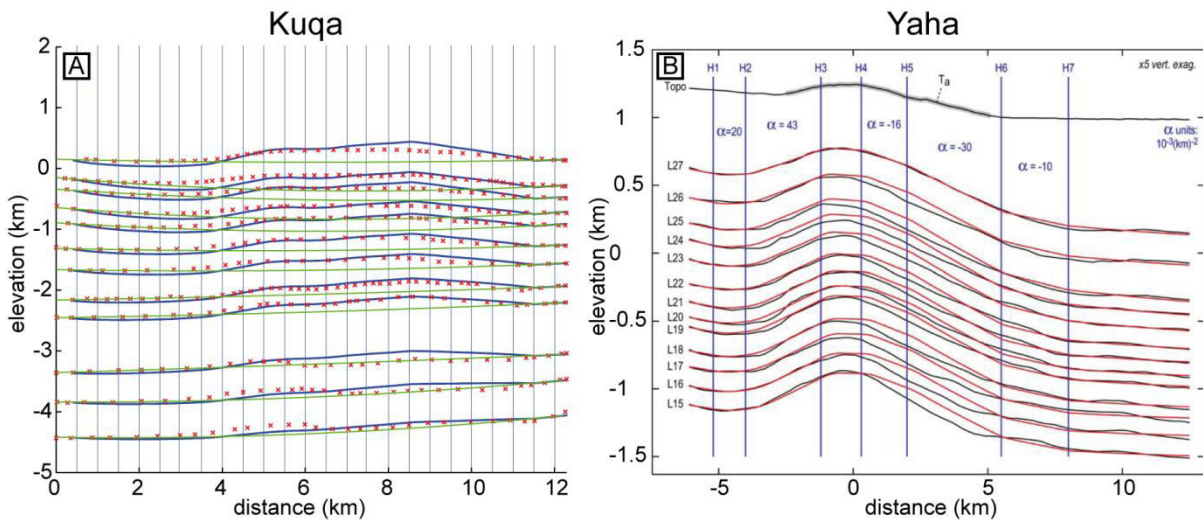


Fig. IV: Seismic markers (red crosses in A and black lines in B), model hinges (blue vertical line) and model results (blue lines in A and red lines in B) for (A) the Kuqa section and (B) the Yaha section (Daëron et al., 2007). Locations of seismic lines are given in Figure 1d. The alpha parameters defined the degree of deformation for each area separated by two hinges (Bernard et al., 2007).

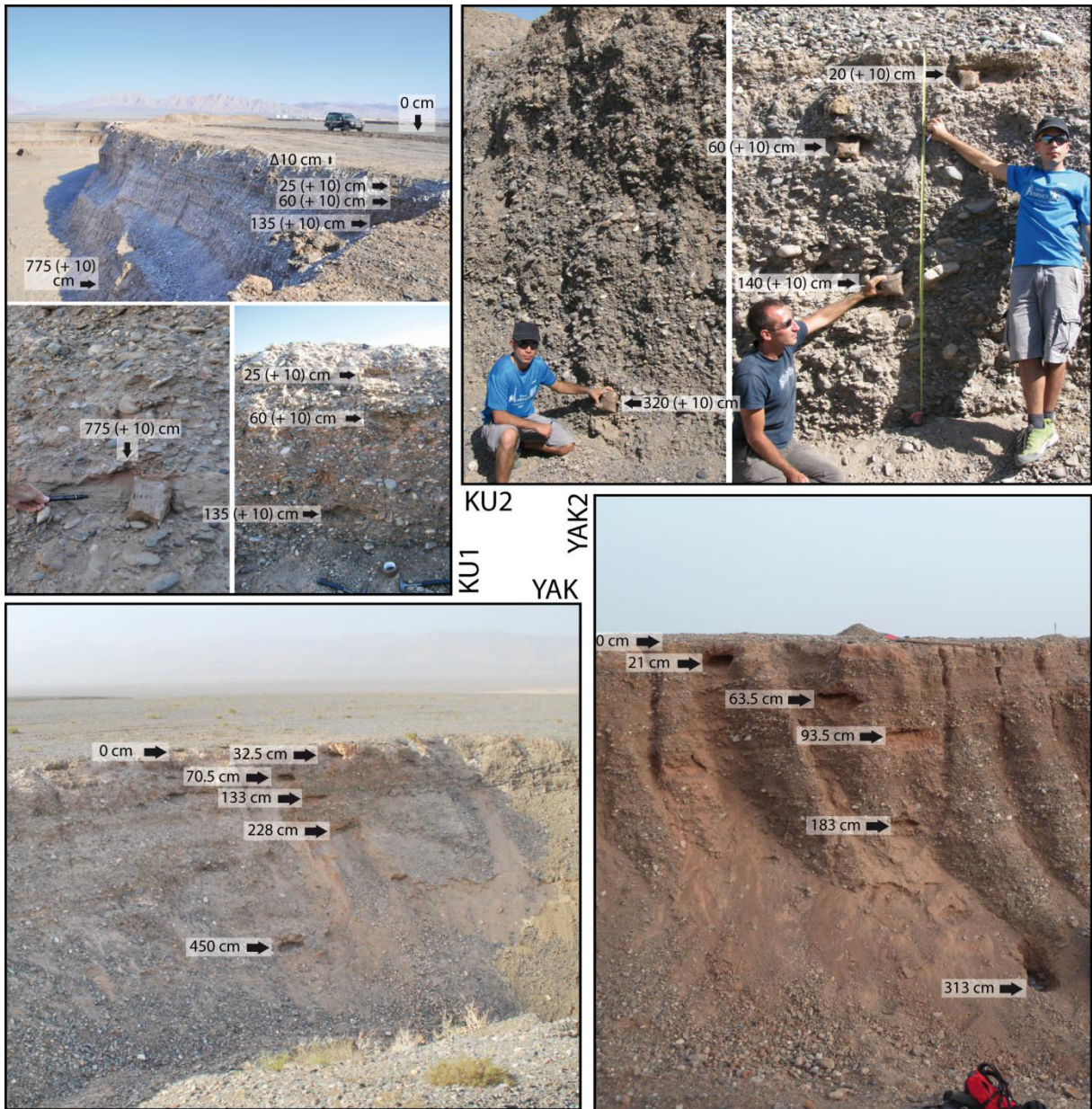


Fig. V: Photographs of sampling sites.

Samples	[¹⁰ Be] 10 ⁴ (at/g)	1 σ error 10 ⁴ (at/g)	age (ky) inheritance null	1 σ error (ky)	weighting coefficient	age (ky) depth profile inheritance	1 σ error (ky)
Kuqa 1, T5 (41.7609°N, 83.1057°E, elevation = 1125 m, local production rates: neutrons = 9.1131 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , fast muons = 0.0408 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , Slow muons = 0.0151 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , depth profile inheritance = 49127 atoms)							
TS10_KU1_P0a	130.0	4.0	147.0	4.5	0	141.6	4.3
TS10_KU1_P0b	112.2	3.8	126.3	4.3	1	120.9	4.1
TS10_KU1_P0c	96.7	2.9	108.4	3.3	0	103.0	3.1
TS10_KU1_P0d	120.0	4.1	135.3	4.7	1	129.9	4.5
TS10_KU1_P0e	123.7	4.1	139.7	4.6	1	134.4	4.5
		mean:	133.8	7.2	mean:	128.4	7.1
Kuqa 2, T2 (41.7625°N, 83.1145°E, elevation = 1111 m, local production rates: neutrons = 9.0135 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , fast muons = 0.0407 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , Slow muons = 0.0150 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , depth profile inheritance = 87733 atoms)							
TS10_KU2_P0a	63.9	2.1	71.7	2.4	1	62.0	2.1
TS10_KU2_P0b	57.1	1.8	64.0	2.0	1	54.3	1.7
TS10_KU2_P0c	60.2	2.2	67.5	2.5	6	57.8	2.1
TS10_KU2_P0d	63.8	2.0	71.6	2.3	1	61.9	1.9
TS10_KU2_P0e	50.8	1.6	56.9	1.8	1	47.2	1.5
TS10_KU2_P0f	48.8	1.7	54.6	1.9	1	44.9	1.6
TS10_KU3_P0b	56.7	1.8	63.6	2.0	35	53.9	1.7
		mean:	64.1	3.4	mean:	54.4	3.2
Yaha (41.8001°N, 83.3193°E, elevation = 1183 m, local production rates: neutrons = 9.5416 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , fast muons = 0.0413 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , Slow muons = 0.0155 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , depth profile inheritance = 63291 atoms)							
TS12_YAK_P0a	120.8	3.7	130.0	3.9	17	123.4	3.7
TS12_YAK_P0b	142.3	4.4	154.1	4.7	0	147.4	4.5
TS12_YAK_P0c	116.9	4.0	125.6	4.3	1	119.0	4.1
TS12_YAK_P0d	115.5	3.5	124.1	3.8	1	117.4	3.6
		mean:	129.5	4.3	mean:	122.8	4.1
Erbatai (41.8445°N, 83.6236°E, elevation = 1163 m, local production rates: neutrons = 9.4000 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , fast muons = 0.0412 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , Slow muons = 0.0154 atoms g ⁻¹ an ⁻¹ , depth profile inheritance = 79914 atoms)							
TS12_YAK2_P0a	43.2	1.4	46.3	1.5	27	37.8	1.2
TS12_YAK2_P0b	47.0	1.6	50.3	1.7	1	41.9	1.4
		mean:	46.4	1.7	mean:	37.9	1.4

Table I: Cobbles concentrations and exposure ages deduced from two different approaches: considering a null inheritance and considering the inheritance deduced from the paired cosmogenic profiles (Table 2 and Fig. 4). The mean values correspond to the weighted mean (the weight correspond to the number of cobbles per sample). The uncertainties are computed by a quadratic sum of the weighted standard deviation of samples and the weighted quadratic sum of their 1σ uncertainties.

Cosmogenic burial dating of syn-tectonic sediments and shortening history of the Quilitagh Anticline (Southern Tianshan piedmont, China)

Amandine Sartégou^{1,}, Dimitri Saint-Carlier¹, Julien Charreau¹, Jérôme Lavé¹, Pierre-Henri Blard¹, Stéphane Dominguez², ASTER Team^{3,+}, Wang Sheng Li⁴, Gang Rao⁵ and Xin Wang⁵*

¹ CRPG, UMR 7358, CNRS, Université de Lorraine, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France, amandine.sartegou@gmail.com

² Laboratoire Dynamique de la Lithosphère; UMR CNRS/UMII 5573, 34095 Montpellier Cedex, France

³ Aix-Marseille Université, CNRS-IRD-Collège de France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France

⁴ School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, 163 Xianlin Ave, Qixia District, Nanjing Jiangsu Province, 210046

⁵ Zhejiang University, Geosciences Department, Hangzhou, China

* corresponding author : amandine.sartegou@univ-perp.fr, now at Université de Perpignan–Via Domitia, CNRS UMR 7194 Histoire Naturelle de l'Homme Préhistorique, 52 avenue Paul Alduy, F-66860 Perpignan Cedex, France

+Maurice Arnold, Georges Aumaître, Didier L. Bourlès, Karim Keddadouche

To be submitted to Geology

Abstract

The Tian Shan is a wide intra-continental mountain range located in the Eurasian hinterland, accommodating a great part of the convergence between the Eurasian and Indian plates. The understanding of the absorption of the deformation and its quantification are important stakes, and the piedmonts of this range are key zones, because these objects focus the major part of the shortening. The deformation across the southern piedmont is accommodated by several folds and faults among which the anticlines of Qiulitagh and Yakeng, respectively a complex fault-bend fold and detachment fold. The shortening through the Qiulitagh structure since the Mio-Pliocene period was estimated with an anticline fault-bend fold kinematic model. This model allows to identify precisely syn-tectonic sediments and to quantify, horizon by horizon, shortening rates through the studied

structure. Field data (topography, strikes and dips) and samples were taken along the Kuqa River: indeed the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio may provide burial ages on the southern limb of the fold, and will complete the magnetostratigraphic results stemming from Sun *et al.* (2009), which are limited to the basement profile. Two successive shortening episodes are identified: a first phase from 6 to 1 My in the course of which the recorded average shortening is approximately $2,1\pm 0,3$ mm/yr and a drastic acceleration after 1 My with $5,2\pm 0,5$ mm/yr. These variations potentially report fluctuations in the activity of the fold-and-thrust belt, in particular the likely inactivation of an active overlapping until 1 My and having stopped accommodating the deformation. Qiulitagh-Yakeng fold system would then have undergone more shortening.

Introduction

In steady state orogen the accretionary flux is well documented from thermochronometric ages and/or numerical model (*e.g.* Willet and Brandon, 2002). However, it remains poorly known in young immature mountain range as the Tianshan in central Asia, where inherited structure may prevail, localizing the deformation and hence controlling the distribution of mass.

The Tian Shan, though still very active, results initially from the amalgamation during the Paleozoic of several individual continental blocks that were reactivated in the Cenozoic by the India-Asia collision (Windley, 1990, Hendrix, 1992; Métivier & Gaudemer, 1997; Sobel & Dumitru, 1997; Dumitru *et al.*, 2001). Its present day topography shows a series of individual ranges separated by high altitude intermountain basins that are filled by Mesozoic to Cenozoic sediments (Jolivet *et al.*, 2010) and is surrounded by two large endorheic basins.

In order to document how the deformation is accommodated within these complicated reliefs and more specifically along the piedmonts and how it is distributed between their different thin skin tectonic fold structures, we focused our analyses on the Qiulitagh anticline, a 225 km long complex fold-bend fault located in the southern Tianshan piedmont.

Along the Kuqa section (Fig. 1), where good seismic imaging and depositional age constraints exist (Sun *et al.*, 2009), we document the long-term shortening history of this fold. In order to complete the previous magnetostratigraphic dating of Sun *et al.* (2009) we first dated the upper conglomeratic part of the section using cosmogenic burial ages. Then, assuming a fold growth by a kink-band migration mechanism, we modeled the stratigraphic horizon at depth and recovered the shortening history of the fold by fitting the measured dip angles at surface using a least square adjustment.

Geological settings

The Qiulitagh anticline is located in the Kuqa foreland basin in the southern Tianshan (Fig. 1). This fold extends over approximately 225 km in length, with a width varying from 5 to 7 km, and a maximal relief of 1000 meters. In the Kuqa section, the structure of the Qiulitagh anticline is limited to a single anticline but corresponds to a complex fault-bend fold at depth which probably developed by kink band migration (Suppe, 1983; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007). In both limbs the fold roots in similar detachment faults that lie in the Paleogene gypsums rich

Kumugeliemu formation (Fig. 1). Both faults break through the surface in the core of the anticline steepening the strata up to the vertical. While lying at 7700m-depth in the southern side, in the northern side this Paleogene detachment and hence the entire northern limb were uplifted by a second and deeper detachment levels which is localized in the coal rich Jurassic formation at ~9km depth.

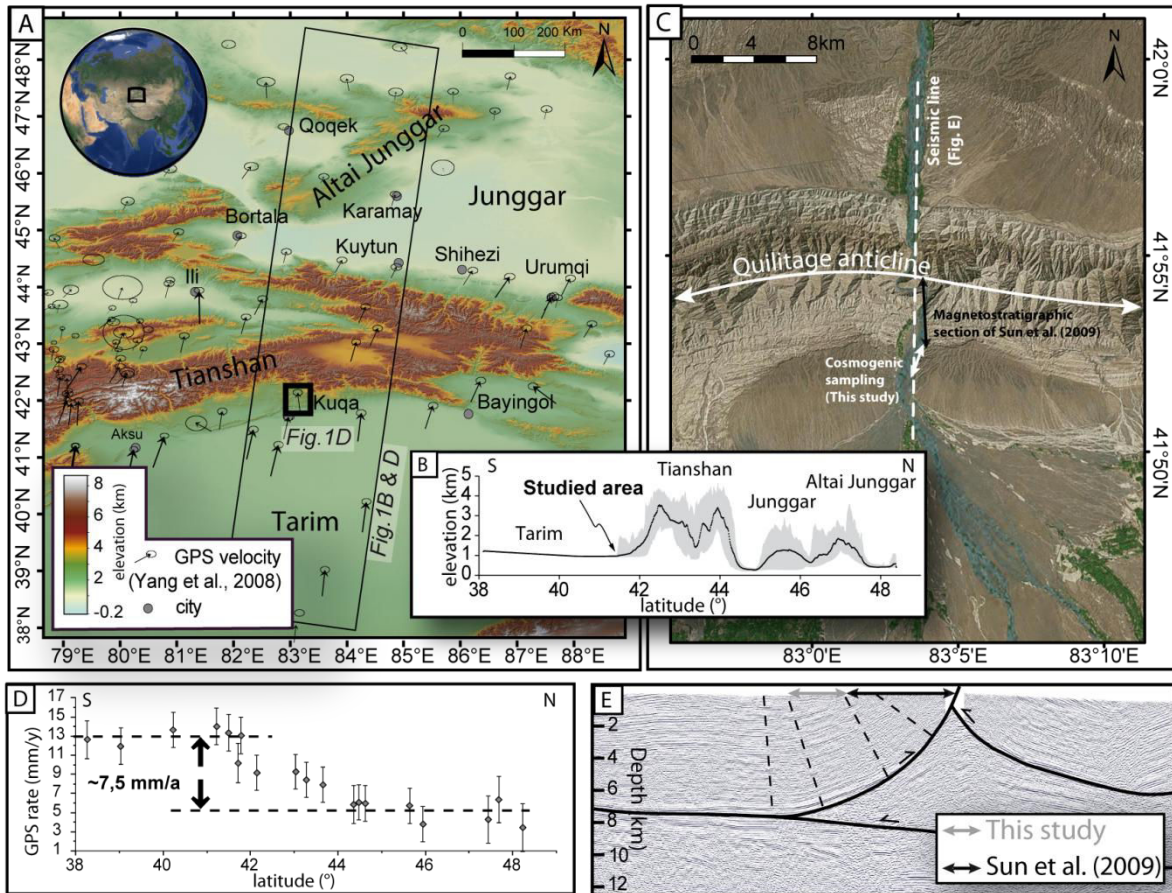


Fig. 1: **A:** topographic map of the Tianshan area with GPS velocity and location of the studied area; **B:** N/S swath profile of the Tianshan mountains; **C:** satellite image of the studied area with location of the Kuqa section in the southern limb of the Qiulitagh anticline; **D:** GPS velocities projected along a N/S section across the Tianshan range; **E:** seismic profile across the Qiulitagh anticline along the Kuqa section.

We focused our analyses on the southern limb of the fold, which can be subdivided in several hinge zones (Fig. 1) and where magnetostratigraphic study has well constrained the depositional ages of the strata from ~13 Ma up to ~2 Ma (Sun *et al.*, 2009). However, above this 3780-m-thick section the sediments are mainly constituted by the coarse conglomerate of the Xiyu formation (Charreau *et al.*, 2009b) not amenable for paleomagnetic sampling. Hence, their depositional ages remain poorly constrained limiting our understanding of the recent deformation recorded in these syn-tectonics strata.

Methods

Cosmogenic burial dating

We used $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ cosmogenic burial dating to constrain the depositional ages of sediments in the upper part of the section, (e.g. Granger *et al.*, 2001; Dunai, 2010). We collected six samples of quartzites pebbles along the Kuqa river. Well-shielded sites were selected to minimize the recent exposure to cosmic ray (see Fig. A in the Online depository data). Each sample is composed of a single clast. For samples TS12-KU-03 and TS12-KU-04, 3 different aliquots (i.e. 3 different clasts) were analyzed. This was an experiment to assess the inter-samples variability and the effect of possible complex exposure histories. For these 2 samples, we calculated an average age weighted by the uncertainties of each individual pebbles.

Moreover, to estimate the possible concentration of cosmogenic isotopes inherited from a previous cycle of erosion/deposition, we also collected and analysed one sample of sand in the present riverbed upstream of the studied section.

The sample treatment for quartz enrichment and ^{10}Be and ^{26}Al separation were carried out at CRPG (Nancy, France). The analyses of the cosmogenic concentration of the derived oxyde were then performed at the Accelerated Mass Spectrometer of the CEREGE (Aix-en-Provence, France). More details about the method, sample treatment and analysis are available in the supplementary information.

The measured concentrations in buried pebbles were then corrected from the measured concentration in the present river sand to account for inheritance and possible reworking of sediments.

Geometrical modeling

The geometry off any syn-tectonic layer can be modelled using a simple geometric formulation of the displacement assuming a fold growth by a curved hinge kink-band migration (Suppe *et al.*, 1997). In such model the hinge zone has a finite width and is limited by entry and exit axial surfaces (Fig. A, online depository data). The folding is only acquired inside the hinge zone which migrates through the hanging wall (Suppe *et al.*, 1997). The geometry of any layer that crosses the hinge zone can be easily computed from a series of equation (See Appendix of Charreau *et al.*, 2008) which relies on the shortening underwent by the modeled strata, S , the radius of curvature of the hinge zone, R_c , and the opening angle of the curved fold, β .

We focused our analyses only on the southern part of the southern limb and neglected its northern part where the ages of the steepened strata remain unknown. To constrain these R_c and β , as well as the location of the hinge zone (X) and its inclination, we considered a set of 10 flat pre-growth horizons submitted to a total shortening > 14 km (Sun *et al.*, 2009). All these parameters were then changed to model thousands of possible solutions and the best set was determined by a least-squares adjustment between the observed bedding of the pre-growth seismic reflectors and those of the modeled horizons (Fig. B, online depository data).

Then, using this fold geometry parametrization, we modelled a set of 38 horizons deposited across the axial surfaces during the fold growth. The shortening of each modelled layer was determined by a least square adjustment between the modelled dip angles and the observed dip angles that were measured in 32 sites along the

section (Fig. 3b). A summary of the methods and calculation can be found as online depository data and in the references therein.

Results

Cosmogenic burial dating

The complete cosmogenic results and burial ages are given in Table 1 as online depository data. The measured concentrations range between $9.5 \pm 2.1 \times 10^3$ at g^{-1} to $69 \pm 3 \times 10^3$ at g^{-1} and between $11 \pm 4 \times 10^3$ at g^{-1} to $253 \pm 31 \times 10^3$ at g^{-1} , for ^{10}Be and ^{26}Al , respectively. These values were then corrected from inheritance using the concentration measured in the present river sample (Table 1) and the burial ages calculated accordingly (Table 1 and Fig. 2). The obtained burial ages range from the middle Pliocene (4.02 ± 2.46 Ma) up to the middle Pleistocene (0.12 ± 0.95 Ma).

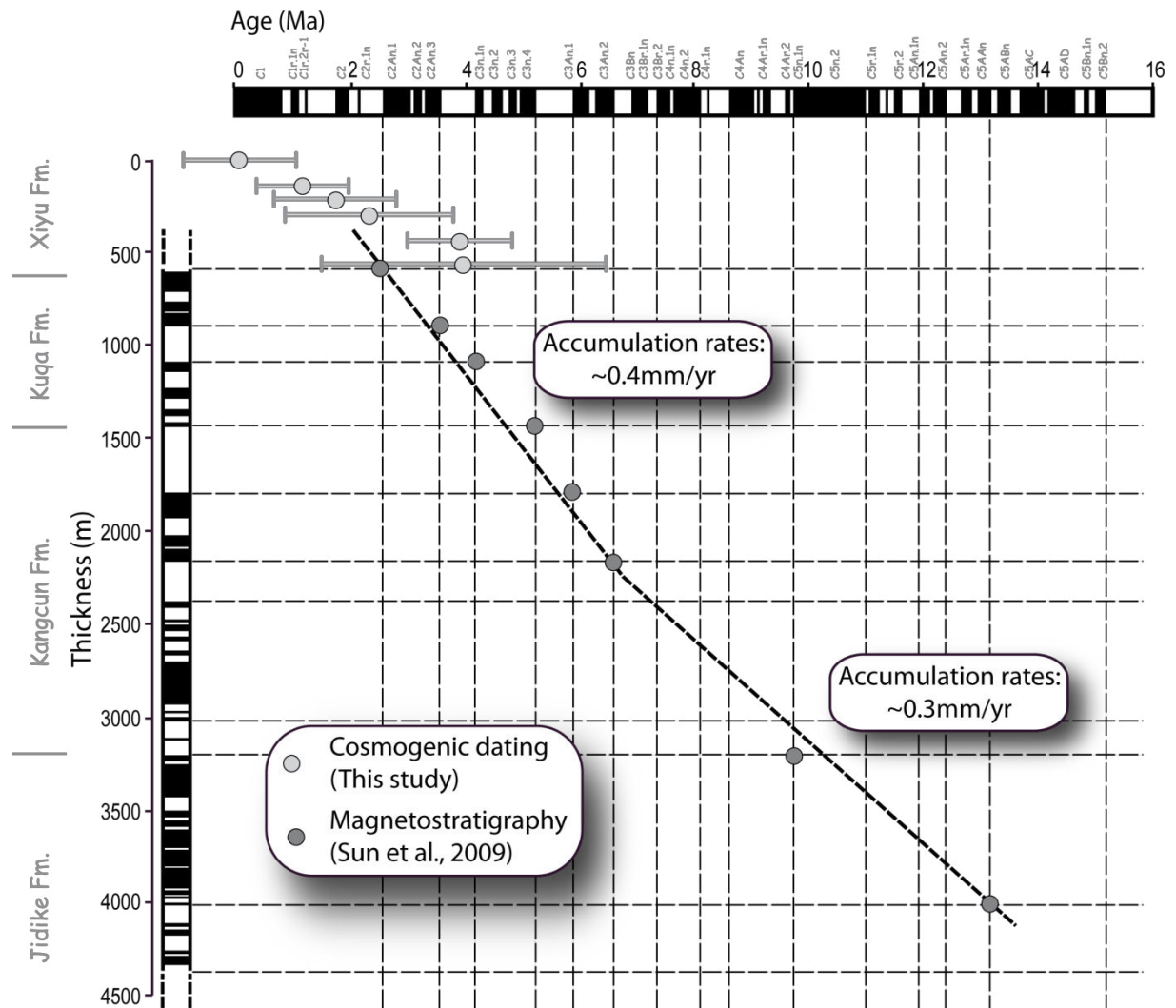


Fig. 2: stratigraphic ages derived from our cosmogenic burial dating and the magnetostratigraphic correlation of Sun et al. (2009) against depth along the Kuqa section.

Geometry of the fold and shortening

From the 10000 models of the 10-pregrowth strata we constrained the radius of curvature of the hinge zone, R_c , and its horizontal location to 11546 m and 10331 m, respectively (Fig. B, online depository data). The opening angle of the curved fold, β was estimated to 49° (Fig. B, online depository data).

Using this geometry, the least square adjustment of the 38 modeled growth strata to the measured dip angle at surface (Fig. 3b) yield to shortening that progressively increase with depth (Fig. 3a) ranging between $\sim 4\text{km}$ to $\sim 14\text{km}$ (Fig. 3c).

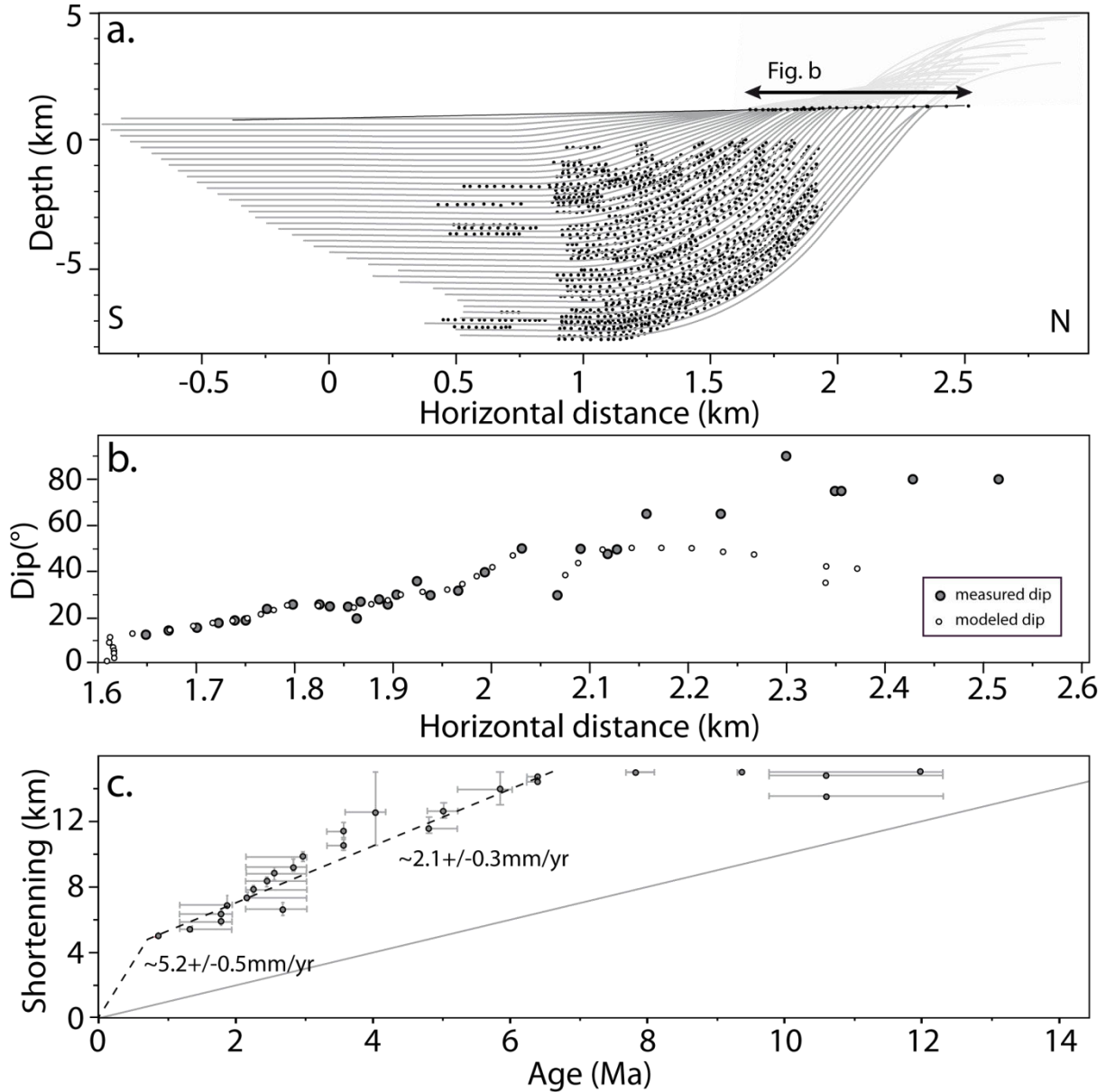


Fig. 3: *A: modeled growth strata against the seismic profile along the Kuqa section; B: modeled dip against measured dip.; C: shortening evolution of the Qiulitagh anticline for the last 12Ma. For each layer, the shortening is determined by the least-square adjustment between the observed dip angles.*

Discussion

Consistency of the cosmogenic ages

Figure 2 reports our cosmogenic burial ages against the thickness as well as the magnetostratigraphic correlation proposed by Sun *et al.* (2009). First, our average cosmogenic burial ages progressively decrease upward of the section consistently to their stratigraphic positions. Moreover, despite large uncertainties, all ages but one (TS12-KU-03) are relatively consistent with the magnetostratigraphic correlation proposed by Sun *et al.* (2009) if we extrapolate to the top the sedimentation rate. However, the two samples at the bottom of our own section show higher discrepancy. As the magnetostratigraphic correlation is relatively robust, we suspect higher inheritance in those two samples which may rejuvenate their ages.

Nevertheless, as our ages are ever consistent or older than the magnetostratigraphic ages or the ages expected by extrapolating the sedimentation rates, this shows that the recent exposure has little impacted the sampled sediments as it should have rejuvenated the burial ages with respect to their true stratigraphic ages. It moreover reinforces the fact that the inheritance should be accounted, because if not, the burial ages would be older in average by ~1Myr. This would be inconsistent with the magnetostratigraphic ages of the underlying strata.

History of folding and shortening rates

The stratigraphic ages of the modelled horizons were constrained using their horizontal position along the present river where the strata have been well dated by magnetostratigraphy (Sun *et al.*, 2009) and our new cosmogenic burial ages.

According to these ages our fold modeling suggests that the growth of the Qiulitagh anticline started ~6.5 Myrs ago which is consistent with previous ages of 6 Ma and at least 5.5 Ma proposed by Sun *et al.* (2009) and Hubert-Ferrari *et al.* (2007), respectively.

Over this period of activity, the fold would have recorded a total shortening >14km suggesting an average shortening rate of >2.2 mm/yr. Figure 3c plots the shortening rates against the depositional ages and underscore an average shortening of 2.1 ± 0.3 mm/yr from 6.5 My to 1 My which rapidly accelerates to 5.2 ± 0.5 mm/yr after 1 Ma. However, these results must be handled with caution. They strongly rely on the assumption that the fold grew by a curved hinge kink-band migration (Suppe *et al.*, 1997). Yet, one may also suspect a significant limb rotation resulting in steep bedding as seen in the core of the fold. This may explain the discrepancy between our modeled and the measured dip close to the core of the fold (between the horizontal distances 2.1 to 2.5km in Fig. 3b).

Nevertheless, according to Hubert-Ferrari *et al.* (2007) the presence of triangular facets in the southern limb of the fold few kilometers farther west implies a growth by kink band migration in the recent history of folding. It also suggests a late acceleration of its deformation yielding to its emergence. Our results also agree to the acceleration of the deformation recorded across the Yakeng anticline (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007) as both structures are linked at depth by a common detachment and may share a similar history. Assuming that, before emergence of the fold, the uplift balanced sedimentation, Hubert-Ferrari *et al.* (2007) estimated the long-term slip rate to ~0.6mm/yr, dividing the sedimentation rate by the sine of the dip of the thrust. These authors, based on the facets dips, also estimated a total shortening of 1.1–1.6 km since emergence of the fold and hence slip rate of 4–5Mm/yr assuming a

time of acceleration at 220–280 ka (or later). Our data are therefore consistent with this previous estimate but remain more detailed and rely on better-constrained ages and structural data.

It is unclear yet if this acceleration of the deformation, seen synchronously in both the Yakeng and Qiulitagh anticline was regional or rather traduces a southward migration of the deformation as the foreland piedmont encroaches the Tarim basin.

According to GPS measurements, 7-8 mm/yr are accommodated across the Tianshan range at the Kuqa longitude (Reigber *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2001; Yang *et al.*, 2008). Even if these values are only recent and inter-seismic they remain consistent to the longer term Holocene estimates of 6+/-3mm/yr derived from terraces offset (Avouac *et al.*, 1993). Therefore, our analyzes suggest that a significant part of the deformation of the whole Tianshan has been accommodated across the Qiulitagh anticline only.

Aknowledgments

E. Davy, A. Zitouni, R. Joussemet and the STEVAL crew (GeoRessources, Nancy) are acknowledged for technical support on the sample crushing and mineral separation. The ASTER Team is supported by INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. This is CRPG contribution n°?.

References

- Abdrakhmatov, K. Y.; Aldazhanov, S. A.; Hager, B. H.; Hamburger, M. W.; Herring, T. A.; Kalabaev, K. B.; Makarov, V. I.; Molnar, P.; Panasyuk, S. V.; Prilepin, M. T.; Reilinger, R. E.; Sadybakasov, I. S.; Souter, B. J.; Trapeznikov, Y. A.; Tsurkov, V. Y. & Zubovich, A. V. **1996**. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature*, 384: 450-453
- Avouac, J.P.; Tapponnier, P.; Bai, M.; You, H. and Wang G. **1993**. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *Journal of Geophysical Research*. 98: 6755-6804
- Burbank, D., and Anderson, R. **2001**. Tectonic Geomorphology, *Blackwell Science, Inc.*, 274 pp.
- Burchfiel, B.C.; Brown, E.T.; Qidong, D.; Xianyue, F.; Jun, L.; Molnar, P.; Jianbang, S.; Zhangming, W. & Huichuan, Y. **1999**. Crustal Shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China. *International Geology Review*. 41, 665-700.
- Charreau, J.; Gumiaux, C.; Avouac, J.-P.; Augier, R.; Chen, Y.; Barrier, L.; Gilder, S.; Dominguez, S.; Charles, N & Wang, Q. **2009b**. The Neogene Xiyu Formation, a diachronous prograding gravel wedge at front of the Tianshan : Climatic and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 287, 298–310
- Charreau, J.; Avouac, J. P.; Chen, Y.; Dominguez, S. & Gilder, S. **2008**. Miocene to present kinematics of fault-bend folding across the Huerquosi anticline, northern Tianshan (China), derived from structural, seismic, and magnetostratigraphic data. *Geology*, 36: 871-874
- Charreau, J.; Gilder, S.; Chen, Y.; Dominguez, S.; Avouac, J. P.; Sen, S.; Jolivet, M.; Li, Y. & Wang, W. **2006**. Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tian Shan mountains. *Geology*, 34: 181-184
- Dumitru, T. A., Zhou, D., Chang, E. Z., Graham, S. A., Hendrix, M. S., Sobel, E. R., and Carroll, A. R. **2001**. Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, in Hendrix, M. S., and Davis, G. A., eds., Geological Society of American Memoir: Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation: Boulder, Colorado, p. 71-99.
- Dunai, T. J. **2010**. Cosmogenic Nuclides, Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences. *Cambridge University Press*, 198 pages; ISBN-13: 9780521873802
- Granger, D. E. and Muzikar, P. F. **2001**. Dating sediment burial with in-situ produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, 1888, 269–281.

Chapitre V : Le piémont Sud

- Hardy, S., Poblet, J., McClay, K., and Waltham, D. **1995**. Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related fold structures, *in* Buchanan, P. G., and Nieuwland, D. A., eds., *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling*, London, The Geological Society, Special Publication, p. 265-282
- Hendrix, M.S.; Graham, S.A.; Carroll, A.R.; Sobel, E.R.; McKnight, C.L.; Schulein, B.J.; Wang, Z. **1992**. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan basins, northwest China. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 53-79
- Hendrix, M.S. ; Dumitru, T.A. ; Graham, A.S. **1994**. Late Oligocene–early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: an early effect of the India–Asia collision. *Geology* 22, 487–490.
- Hubert-Ferrari, A.; Suppe, J.; Gonzalez-Mieres, R. & Wang, X. **2007**. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China). *Journal of Geophysical Research*, 112: B03S09
- Jin, Z. J.; Yang, M. H.; Lu, X. X.; Sun, D. S.; Tang, X.; Peng, G. & Lei, G. L. **2008**. The tectonics and petroleum system of the Qiulitagh fold and thrust belt, northern Tarim basin, NW China. *Marine and Petroleum Geology*, 25: 767-777
- Lavé, J. & Avouac, J.-P. **2000**. Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills (Himalaya of central Nepal), *Journal of Geophysical Research*, 105, 5735–5770.
- Métivier, F., and Gaudemer, Y., **1997**. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics and topography. *Geophysical Journal International*, 128, 1-17.
- Molnar, P. & Tapponnier, P. **1975**. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science*, 189: 419-426
- Poisson, B. **2002**. Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont. Exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène – 288 pages – Thèse d'État. Université Paris XI, France.
- Puchol, N. **2013**. Détermination des paléo-taux d'érosion par l'utilisation des isotopes cosmogéniques. Cas de la transition Pliocène-Pléistocène – 264 pages – Thèse d'État. Université de Lorraine, France.
- Reigber, C., Michel, G. W., Galas, R., Angermann, D., Klotz, J., Chen, J. Y., Papschev, A., Arslanov, R., Tzurkov, V. E., and Ishanov, M. C. **2001**. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in the Central Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 91, 157-165.
- Simoes, M.; Avouac, J.-P.; Chen, Y.-G.; Singhvi, A.K.; Wang, C.-Y.; Jaiswal, M.; Chan, Y.-C. & Bernard, S. **2007**. Kinematic analysis of the Pakuashan fault tip fold, west central Taiwan: Shortening rate and age of folding inception. *Journal of Geophysical Research*, 112(B03S14), doi: 10.1029/2005JB004198
- Sobel, E. R., and Dumitru, T. A. **1997**. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *Journal of Geophysical Research*, 102, 5043-5063.
- Sun, J., Yang, L., Zhang, Z., and Fu, B. **2009**. Magnetostratigraphic data on Neogene growth folding in the foreland basin of the southern Tianshan Mountains. *Geology*, 37: 1051-1054; doi:10.1130/G30278A.1
- Suppe, J. **1983**. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283: 648-721
- Suppe, J., Chou, G.T. & Hook, S.C. **1992**. Rate of folding and faulting determined from growth strata, *in* *Thrust Tectonics*, edited by K. McClay, pp. 105-122, CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Suppe, J., Sabat, F., Muñoz, J.A., Poblet, J., Roca, E. & Verges J. **1997**. Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees, *Journal of Structural Geology*, 19, 443-461.
- Tapponnier, P., and Molnar, P. **1979**. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and the Baykal regions. *Journal of Geophysical Research*, 84, 3425-59.
- Yin, A. ; Nie, S. ; Craig, P. ; Harrison, T.M. ; Ryerson, F.J. ; Xianglin, Q. & Geng, Y. **1998**. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan. *Tectonics*, 17(1): 1-27
- Wang, Q., Zhang, P., Freymueller, J. T., Bilham, R., Larson, K. M., Lai, X., You, X. Z., Niu, Z. J., Wu, J. C., Li, Y. X., Liu, J. N., Yang, Z. Q., and Chen, Q. Z. **2001**. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements. *Science*, 294, 574-577.
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.Y., & Wang, G.R. **1990**. Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan range, central Asia. *Geology*, 18, 128-131.

Online depository data:

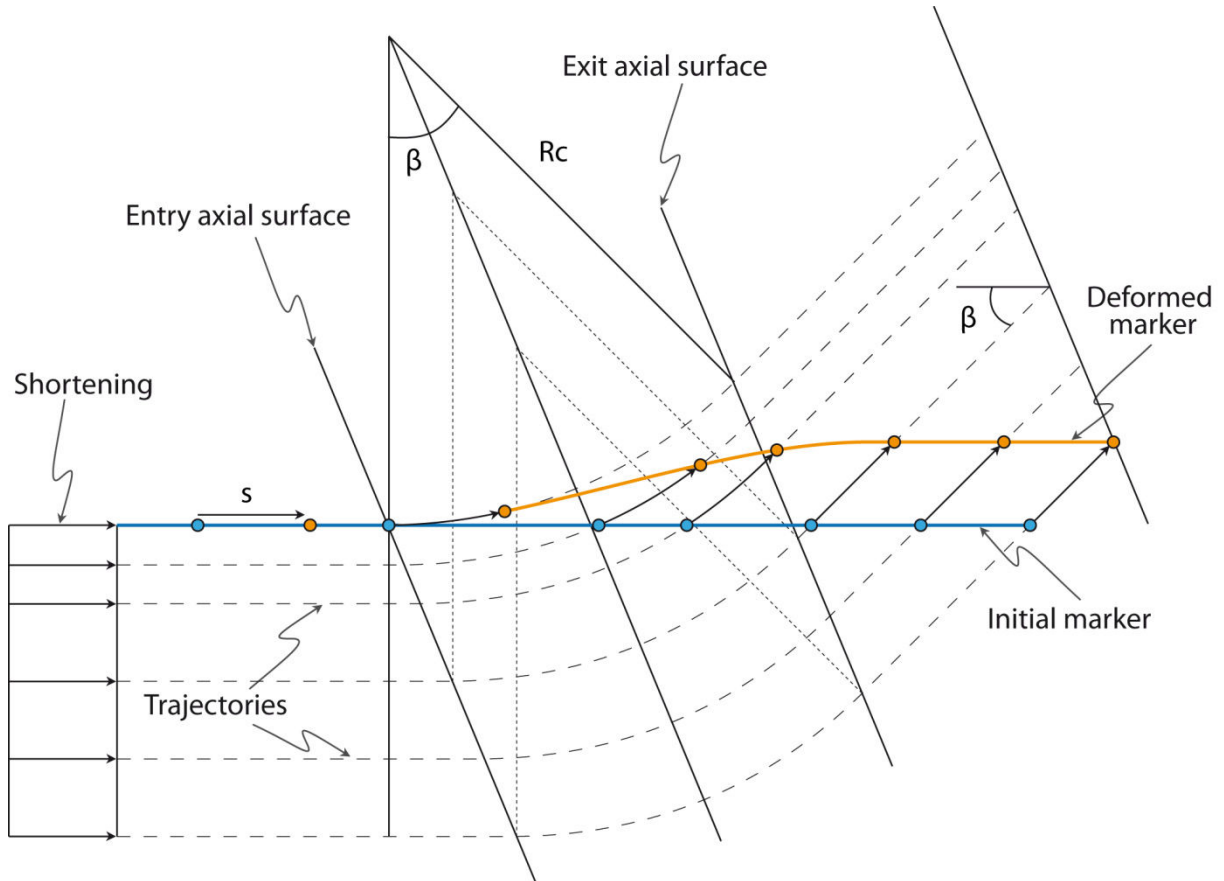


Fig. A: structural model showing particle trajectories and deformation of an initially flat layer horizon deposited across the fold zone, assuming fold-bend folding but with hinge of finite width that bound a curved fold (after Charreau et al., 2008).

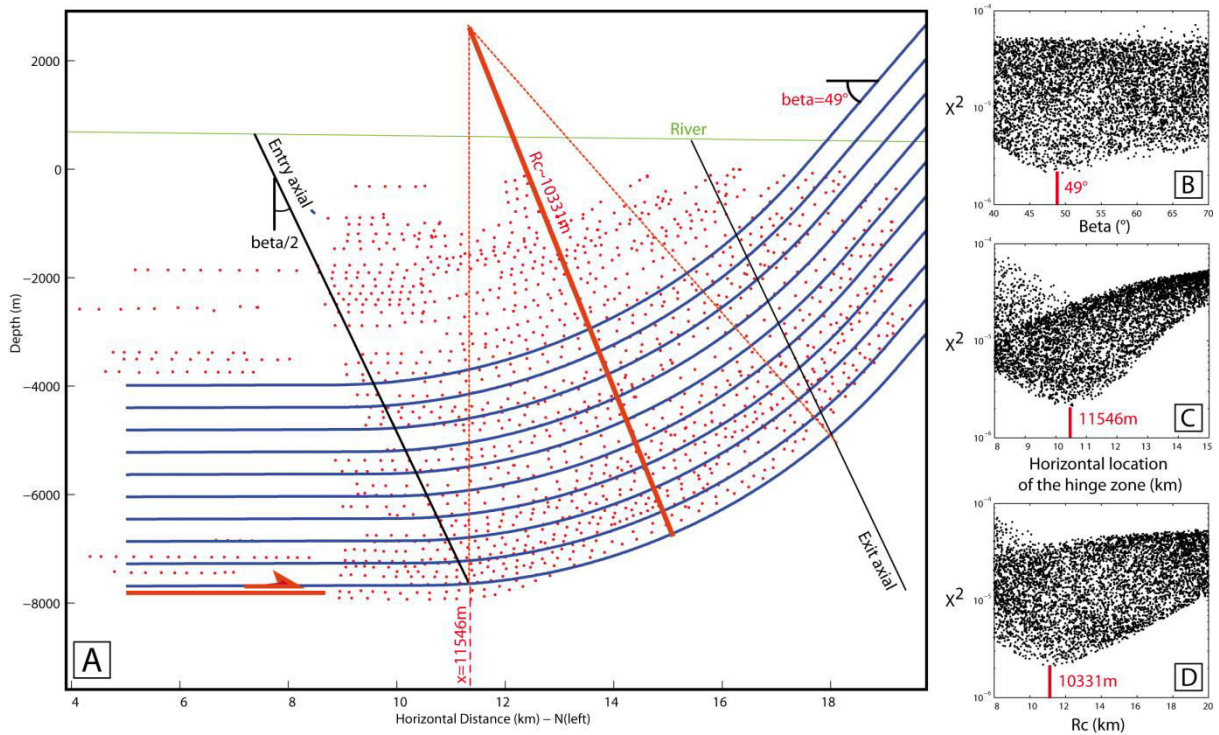


Fig B: A: modelled pre-growth strata against the seismic line and geometry of the fold model with the location and inclination of the entry and exit axial surfaces, the ramp dip angle and the radius of curvature. These parameters were determined by a least square adjustment of the modelled pre-growth strata to the seismic line as shown on figure B, C and D.

Sample	Masse (g)	Concentration (at g ⁻¹)				Burial ages (Ma)					
		¹⁰ Be		²⁶ Al		¹⁰ Be/ ²⁶ Al	Ba	1σ	Ba _c	1σ	
		Na	1σ	Na	1σ						
<u>TS12-KU-RB (N41.87438° ; E83.06027° ; z=1252 ; River Bed)</u>											
TS12-KU-RB	15.57	68976.60	2891.55	252718.45	31023.85	3.66	1.18	0.27	n.a.	n.a.	
<u>TS12-KU-02 (N41.87749° ; E83.62523° ; z=1301)</u>											
TS12-KU-2C	22.12	44134.61	8640.25	22949.28	27045.72	0.52	5.20	2.46	4.02	2.46	
<u>TS12-KU-03 (N41.87502° ; E83.87502° ; z=1258)</u>											
TS12-KU-3A	14.38	11567.34	1269.29	11271.82	7399.10	0.97	3.91	1.37	2.73	1.37	
TS12-KU-3B	16.09	40572.93	5843.01	41020.90	44595.44	1.01	3.83	2.26	2.65	2.26	
TS12-KU-3C	34.37	43557.72	21742.89	10796.29	4373.39	0.25	6.72	1.32	<u>5.54</u>	<u>1.32</u>	
									Mean:	3.95	0.90
<u>TS12-KU-04 (N41.87250° ; E83.14305° ; z=1234)</u>											
TS12-KU-4B	16.41	35808.70	3801.80	24239.66	27439.85	0.68	4.66	2.34	3.48	2.34	
TS12-KU-4C	16.76	11252.07	4038.53	20349.90	24683.53	1.81	2.63	2.60	1.45	2.60	
TS12-KU-4D	12.14	9513.09	2132.47	13526.65	16265.31	1.42	3.13	2.52	<u>1.95</u>	<u>2.52</u>	
									Mean:	2.37	1.45
<u>TS12-KU-05 (N41.87083° ; E83.05805° ; z=1281)</u>											
TS12-KU-5C	26.29	47816.63	2830.14	73699.91	36382.45	1.54	2.96	1.02	1.78	1.02	
<u>TS12-KU-06 (N41.86943° ; E83.05733° ; z=1249)</u>											
TS12-KU-6A	15.29	37223.31	4899.32	75245.92	25927.48	2.02	2.40	0.76	1.22	0.76	
<u>TS12-KU-08 (N41.86559° ; E83.05706° ; z=1263)</u>											
TS12-KU-8A	15.60	18647.12	4277.02	64427.42	25859.97	3.46	1.30	0.95	0.12	0.95	

Table 1: ¹⁰Be and ²⁶Al data. Abbreviations are: Na (1σ), the ¹⁰Be and ²⁶Al concentrations measured in the sample and their 1σ analytical uncertainty. Ba are the burial ages calculated assuming a pre-burial ²⁶Al/¹⁰Be ratio of 6.5. Ba_c are the burial ages using the ¹⁰Be/²⁶Al measured in the present-day river bed (TS12-KU-RB). Last column gives the weighted averaged burial ages Ba_c. Ba and Ba_c were calculated using the equation: $Ba = \ln(R_m/R_i)/(\lambda_{10} - \lambda_{26})$ where R_m is the measured ²⁶Al/¹⁰Be ratio and R_i the initial ratio.

Supplementary information

Sampling

The upper part of the section was conglomeratic and was thus not suited for paleomagnetic dating. Six sampling sites were thus selected for cosmogenic $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ dating (e.g. Granger and Muzikar, 2001). Samples were collected at the base of overhang cliffs, cave or inside deeply entrenched canyon to ensure that the recent cosmic ray exposure was negligible. The samples were notably collected below >20 m thick overlying sediments, in order to minimize the muogenic production (e.g. Blard *et al.*, 2006). Figure 1 presents photographs of typical sampling sites. Table 1 gives the detailed coordinates location of the samples.

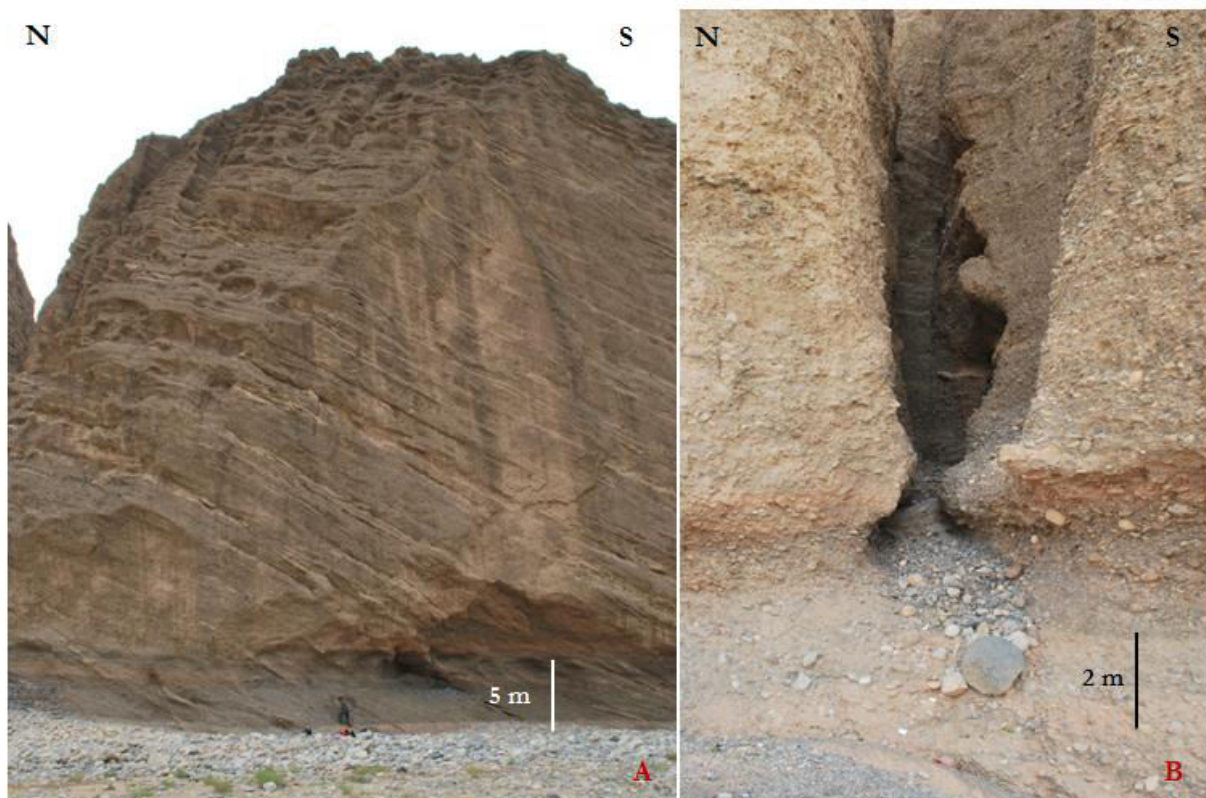


Fig. 1: *A:* Sampling site TS12-KU-03 showing the typical conditions of outcrop of the studied section; *B:* Sampling of site TS12-KU-08 (inside the canyon).

Sample preparation and analysis

Each sample is a single pebble from which pure quartz was extracted. For samples TS12-KU-03 and TS12-KU-04, 3 different aliquots (i.e. 3 different clasts) were analyzed, as an experiment to assess the inter-samples variability and the effect of possible complex exposure histories. Samples were prepared for measuring ^{10}Be and ^{26}Al at CRPG (Nancy, France) according to the following procedure. Pebbles were crushed and sieved in order to process the 180-840 fraction μm . Quartz was then concentrated through magnetic separation and selective dissolution in a 1/3 HCl – 2/3 H_2SiF_6 mixture. Remaining minerals such as muscovite were then eliminated in a (HNO_3 – HF) 1%

solution heated at 80°C during 12 h in an ultrasonic bath. Pure quartz was then decontaminated from the atmospheric ^{10}Be by dissolving 30% of their mass in three successive HF leaching (Brown *et al.*, 1991). Quartz samples were then spiked with 100 to 200 μg of a 2020-ppm in-house ^9Be carrier, and 1 mg of a 982 ppm ^{27}Al carrier. Finally, dissolution was completed in concentrated HF.

BeO and Al_2O_3 were then purified and extracted using a succession of alkaline precipitation and separations on ionic-exchange resins. Finally, dehydration was realized at 700°C under atmosphere. The final step of the samples treatment was realized at CEREGE (Aix-en-Provence, France): BeO and Al_2O_3 powders were respectively mixed with Nb and Ag conductive powders, then introduced in a copper cathode to be pressed, and the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ and $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ ratios were finally measured at the ASTER AMS facility. The AMS ratio was calibrated against the National Institute of Standards and Technology (NIST) 4325, using a certified $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $(2.79\pm 0.03) \times 10^{-11}$ (Nishiizumi *et al.*, 2007) and a ratio of $(7.40\pm 0.06) \times 10^{-12}$ for $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$. Analytical uncertainties included the counting statistics, the machine stability ($\sim 0.5\%$; Arnold *et al.*, 2010) and blank correction.

Total contents in ^{27}Al and ^9Be were respectively analysed by ICP-OES and ICP-MS (perform by SARM, CRPG Nancy, France).

References

- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gott dang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 268, 1954–1959.
- Blard, P.-H., Bourlès, D., Lavé, J., Pik, R., 2006. Applications of ancient cosmic-ray exposures: Theory, techniques and limitations. *Quaternary Geochronology* 1, 59-73.
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of antarctic moraines using insitu produced Be-10 and Al-26. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 2269-2283.
- Granger, D.E., Muzikar, P. 2001. Dating sediment burial with cosmogenic nuclides : theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 269–281.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., McAninch, J., 2007. Absolute calibration of 10 Be AMS standards. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 258, 403-413

V.4. Anticlinal de Qiulitagh le long de la rivière de Yaha

V.4.1 Introduction

Je présente ici les résultats obtenus sur un dernier site dans le piémont Sud localisé au niveau de la rivière de Yaha qui traverse l'anticlinal de Qiulitagh (Fig. V.4.1). L'incision de la rivière a en effet créé une vallée d'environ 400 mètres de dénivelé au cœur du relief, y révélant un magnifique anticlinal coffré (Fig. V.4.2) et surtout les détails de cette structure complexe. Ce site a fait l'objet d'études sismiques et un forage y a été réalisé (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007 ; Wang *et al.*, 2009 ; Fig. V.4.3). Ainsi, on connaît assez bien la géométrie en profondeur des structures tectoniques. De plus, les âges des formations à l'affleurement ont été contraints par des études magnétostratigraphiques (Charreau *et al.*, 2006, 2008, 2009a ; Huang *et al.*, 2006, 2010). Par ailleurs, cet anticlinal semble fonctionner essentiellement en suivant une cinématique de migration au travers de charnières (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007). Cet ensemble de données nous permet donc de quantifier les vitesses de raccourcissement pliocènes à l'aide du modèle de plissement (Chapitre IV.2). Des vestiges de terrasses sont aussi présents le long de la rivière, et l'une de ces terrasses a pu être mesurée par DGPS (Poisson, 2002) et datée grâce à un profil cosmogénique, ce qui permet de quantifier la vitesse de raccourcissement quaternaire accommodée le long du chevauchement principal. Ce site se trouvant à environ 20 km à l'est de l'autre site d'exploration de l'anticlinal de Qiulitagh, situé le long de la rivière de Yaha (Chapitre V.3), il nous permet également de discuter de l'évolution latérale de l'accommodation de la déformation par l'anticlinal de Qiulitagh.

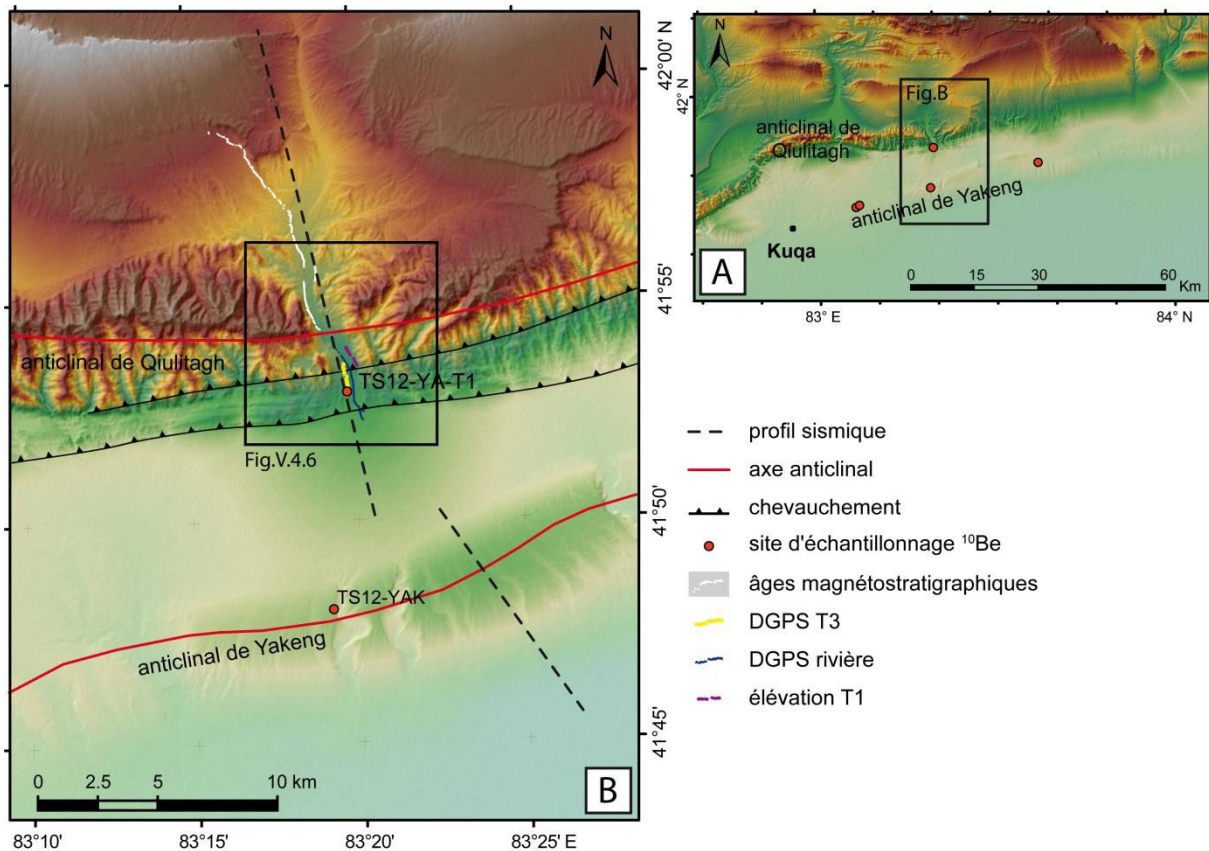


Figure V.4.1 A : Partie est du piémont Sud. B : Carte des plis frontaux du piémont Sud du Tianshan à l'Est de Kuqa. (Le profil sismique de la figure V.4.3 se compose des deux tracés sismiques présentés sur cette carte).



Figure V.4.2 : Photographie du cœur coffré de l'anticlinal de Qiulitagh découpé par le passage de la rivière de Yaha (2012). La photographie est prise depuis la rive gauche de la rivière de Yaha, au niveau de l'axe anticlinal. (Une voiture en bas à gauche de la falaise donne l'échelle.)

Ces résultats sont en partie le fruit du travail de deux groupes d'étudiants que j'ai encadré et qui y ont consacré leurs stages de deuxième année d'école d'ingénieur (environ trois semaines, niveau M1). Tout d'abord Mathilde Baron et Benjamin Lauer (en mars 2014) et l'année suivante Maya Le Pargneux.

V.4.2 Structures profondes et raccourcissement total

Au niveau de la rivière Yaha, l'anticlinal de Qiulitagh est contrôlé par un chevauchement à vergence sud (Fig. V.4.3), contrairement au site plus à l'ouest le long de la rivière Kuqa où il est généré par un rétro-chevauchement (voir Chapitre V.3). La structure se développe sur deux niveaux de décollement, à environ 9 et 5 km de profondeur (*e.g.* Wang *et al.*, 2009). La déformation est induite par les écailles de socle qui chevauchent la plaque du Tarim (Fig. V.4.3). Au niveau de l'anticlinal de Qiulitagh ces deux niveaux de décollement participent à la création d'une structure complexe en mâchoire de crocodile constituée de l'imbrication de trois chevauchements (deux chevauchements et un rétro-chevauchement ; Fig. V.4.3&4). Le chevauchement actif est celui le plus haut, qui contrôle la mise en place du relief actuel. Sur la carte (Fig. V.4.1) on peut remarquer deux chevauchements parallèles qui sont préalablement liés à la subdivision du chevauchement en deux branches vers sa partie finale. En effet, la rampe présente un pendage d'environ 12° dans sa partie haute (d'après l'interprétation de Wang *et al.* 2009), le chevauchement le plus au nord est donc probablement dû à une faille secondaire présentant un pendage un peu plus fort et venant se brancher à la rampe principale. La vitesse de raccourcissement moyenne, accommodée par l'anticlinal de Qiulitagh, est de 0.6-0.65 mm/an depuis son initiation autour de 6 Ma (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007 ; Wang *et al.*, 2009).

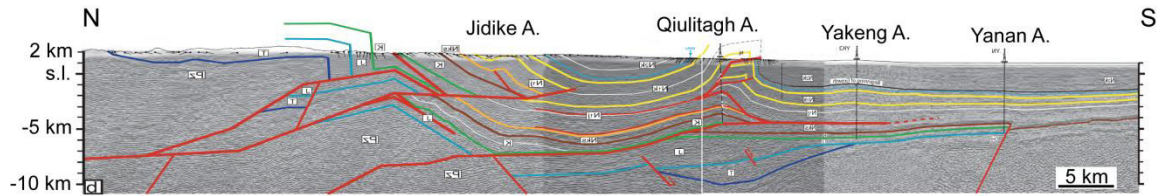


Figure V.4.3 Profil sismique le long de la rivière Yaha interprété (Wang et al., 2009) Localisé en Fig. 5.4.1.

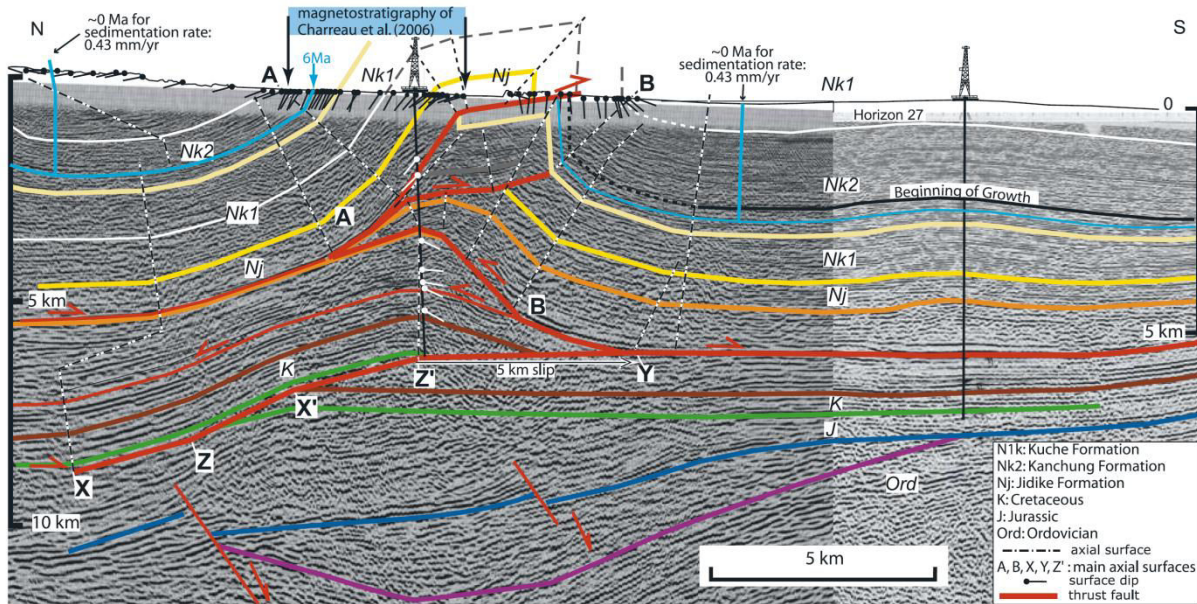


Figure V.4.4 : Profil sismique et coupe équilibrée de l'anticlinal de Qiulitagh le long de la rivière Yaha (Hubert-Ferrari et al., 2007), localisé en Fig. 5.4.1.

V.4.3 Déformation pliocène.

Afin de quantifier la déformation pliocène, nous avons appliqué le modèle de plissement de l'anticlinal de rampe (Chapitre IV.2). Nous nous sommes servis du profil sismique de Wang *et al.* (2009) comme référence pour fixer la géométrie de la zone de charnière. Un test de nombreux triplets de paramètres (angle de la rampe : β , rayon de courbure : R_c et abscisse de la première charnière : X) permet de bien contraindre les paramètres R_c et X (Fig. V.4.5). Cependant, l'angle de la rampe (β) n'est pas bien contraint par cette première étape et présente des solutions statistiquement acceptables entre 45 et 90° (Fig. V.4.5A). Cette liberté de l'angle théorique de la rampe est en fait due à l'absence d'une rampe rectiligne en sortie de la zone de charnière. L'arc de cercle décrit par cette zone de charnière peut donc être continué sans limite dans la partie aérienne par le modèle (Fig. V.4.5D), ce qui l'empêche de pouvoir contraindre β . Pour la suite des calculs, j'ai effectué un nouveau test de paramètres pour définir la géométrie de la zone de charnière en forçant β à $49 \pm 1^\circ$ (d'après les données sismiques). Les résultats utilisés par la suite sont donc $\beta = 49,1^\circ$; $R_c = 14300$ m et $X = 270$ m.

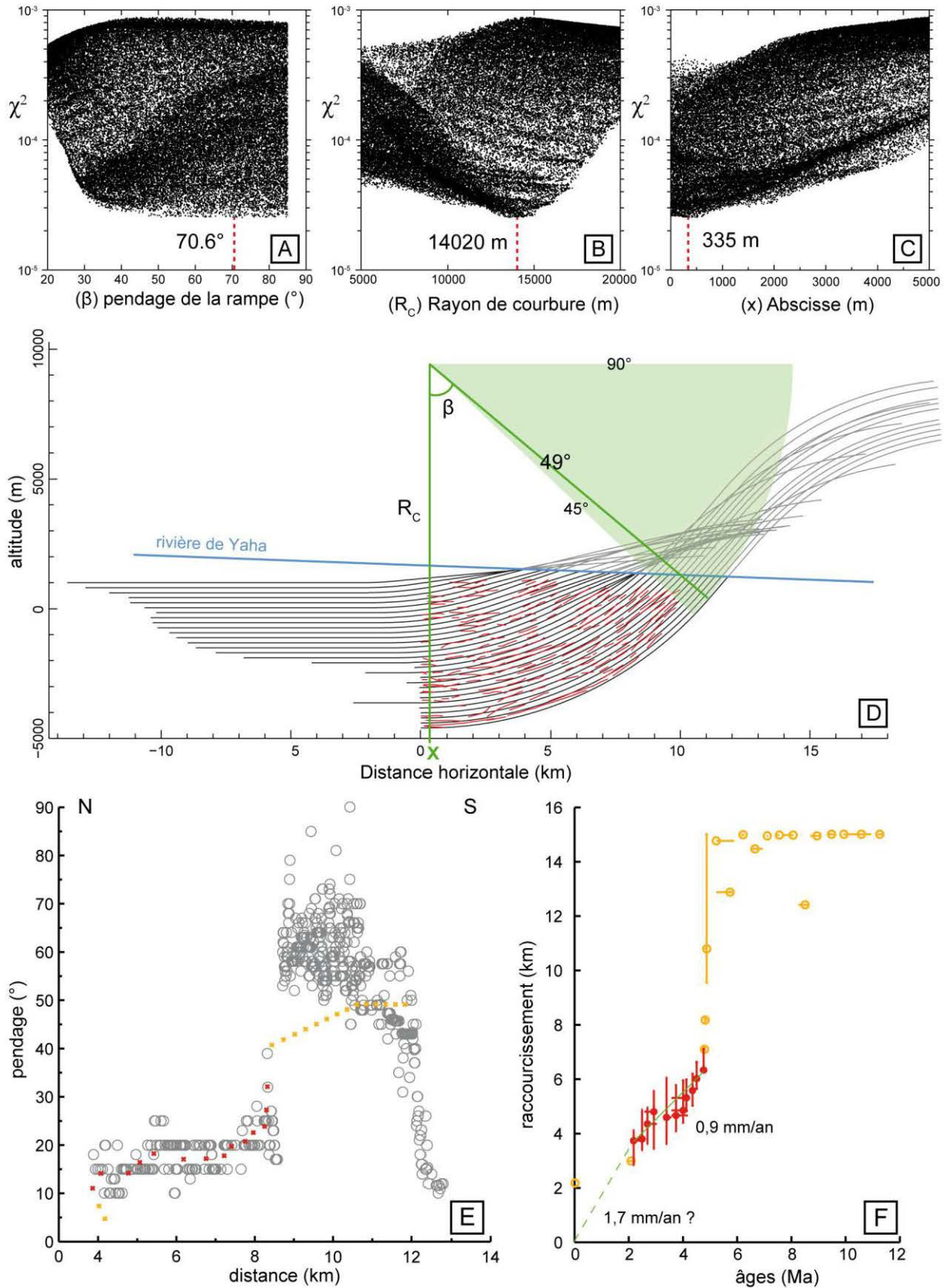


Figure V.4.5 : Résultats de la modélisation des couches syntectoniques sur l'anticlinal de Quilitagh le long de la rivière de Yaha. **A**, **B** et **C** : Tests par la méthode statistique de χ^2 des triplets de paramètres définissant la géométrie de la rampe principale. **D** : Géométries des couches simulées par le modèle pour les raccourcissements reproduisant le mieux les données de pendage au niveau de la rivière. **E** : Données de pendage le long de la

rivière de Yaha (cercles gris). L'augmentation observée entre 8,5 et 12 km correspond au flanc sud du pli coffré. Tandis que la diminution après 12 km correspond au cœur de ce même pli. Les données représentées en orange et rouge sont les pendages issus du modèle. F : Raccourcissement pour chaque horizon testé en fonction de son âge (issu des données magnétostratigraphiques : Charreau et al., 2006). Les données en orange et en rouge proviennent du modèle.

Les données de pendage en surface sont bien reproduites par le modèle après raccourcissement sur la rampe (Fig. V.4.5E). Les raccourcissements nécessaires pour reproduire ces pendages de surface, combinés aux âges donnent des tendances de vitesses assez claires, qui présentent une vitesse de raccourcissement continue dans le temps, de l'ordre de 0,9 mm/an (Fig. V.4.5E). Cependant, on constate que dès que les angles augmentent (au delà de la distance de ~8 km), c'est-à-dire dès que l'on arrive dans le flanc sud de l'anticlinal coffré, les raccourcissements et les vitesses qui en sont déduites (aux alentours de 4,5 Ma) augmentent brusquement (Fig. V.4.5F). Cette augmentation est probablement liée à la composante rotationnelle du flanc nord de l'anticlinal coffré, et n'est donc pas prise en compte dans les estimations de vitesses. La vitesse suggérée par la pente pour atteindre l'origine après la fin des données d'âges (entre 0 et 2 Ma) est d'environ 1,7 mm/an. Cette vitesse pourrait éventuellement traduire une accélération de la structure.

Les estimations issues du modèle de plissement sont donc en bon accord avec celles issues des coupes équilibrées. Le taux de raccourcissement sur le chevauchement principal de l'anticlinal de Qiulitagh entre 6 et 2 Ma est donc de 0,6 à 0,9 mm/an au niveau de la rivière de Yaha.

V.4.4 Déformation Quaternaire

Quelques vestiges de terrasses alluviales sont présents le long de la vallée de Yaha (Fig. V.4.6 et V.4.7). Afin de compléter ces estimations de raccourcissement de long terme et de voir si la vitesse de raccourcissement a évolué récemment, nous avons daté et mesuré la déformation subie par une terrasse alluviale (T3). Pour cela, lors de la mission de terrain de 2012, nous avons prélevé des échantillons le long d'un profil en profondeur pour calculer un temps d'exposition, à partir des concentrations en isotope cosmogénique (Chapitre IV.1).

La topographie de la terrasse datée avait auparavant été mesurée par DGPS (Poisson, 2002, Fig. V.4.8). Et pour compléter ces données topographiques, nous avons effectué une série de photographies des vestiges de deux terrasses présentes en rive gauche de la rivière de Yaha, afin d'évaluer leurs élévations respectives (Fig. V.4.7 et Fig. V.4.8). La vallée présente donc trois niveaux de terrasses, mais seule celle mesurée par DGPS a pu être datée et mesurée en amont et en aval d'un des deux chevauchements. Cette terrasse (T3) est décalée de $18,4 \pm 0,9$ m par le chevauchement nord. Mais elle se trouve surtout $38,9 \pm 1,9$ m au dessus de la rivière en aval. On suppose que ce décalage est essentiellement lié à la présence du chevauchement au sud.

L'angle du chevauchement en profondeur est ici assez mal contraint, puisqu'il s'aplanit dans sa partie supérieure et se situe dans la partie la moins bien définie du profil sismique. Son évaluation est donc essentiellement basée sur les interprétations des coupes équilibrées. Ainsi on peut déduire que l'angle de la rampe est de $12 \pm 5^\circ$ d'après la coupe présentée par Wang *et al.* (2009).

Si cette rampe est bien à l'origine du chevauchement au sud, on peut en déduire un raccourcissement minimum de la terrasse T3 de 187 ± 79 m, sur la base des $38,9 \pm 1,9$ m de surélévation de T3 par rapport à la rivière. Si le

chevauchement a un angle de $12\pm 5^\circ$ jusqu'à l'accident le plus au sud, le décalage de $18,4\pm 0,9$ m mesuré par le DGPS doit probablement son origine à une faille secondaire qui se redresse à partir de ce niveau de décollement. Évaluer le pendage de cette faille nord est délicat, et on ne peut que le supposer plus élevé que 12° . Ainsi, si l'on considère le décalage vertical total, $57,3\pm 2,9$ m, on peut évaluer un maximum de 276 ± 116 m de raccourcissement total sur la terrasse T3.

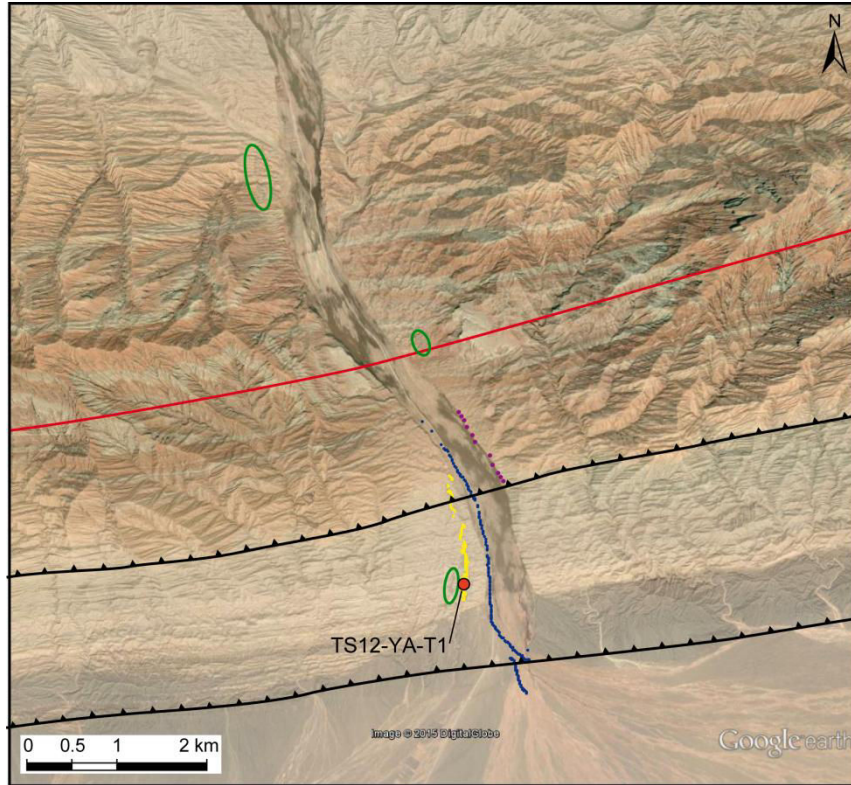


Figure V.4.6 : Image satellite (google earth) de la zone centrale de l'anticlinal de Qiulitag (localisée sur la figure V.4.1). La légende est similaire à celle de la figure V.4.1. Les quelques vestiges de terrasses visibles sur le terrain et sur les images satellites n'ayant pas été mesurés sont entourés en vert.

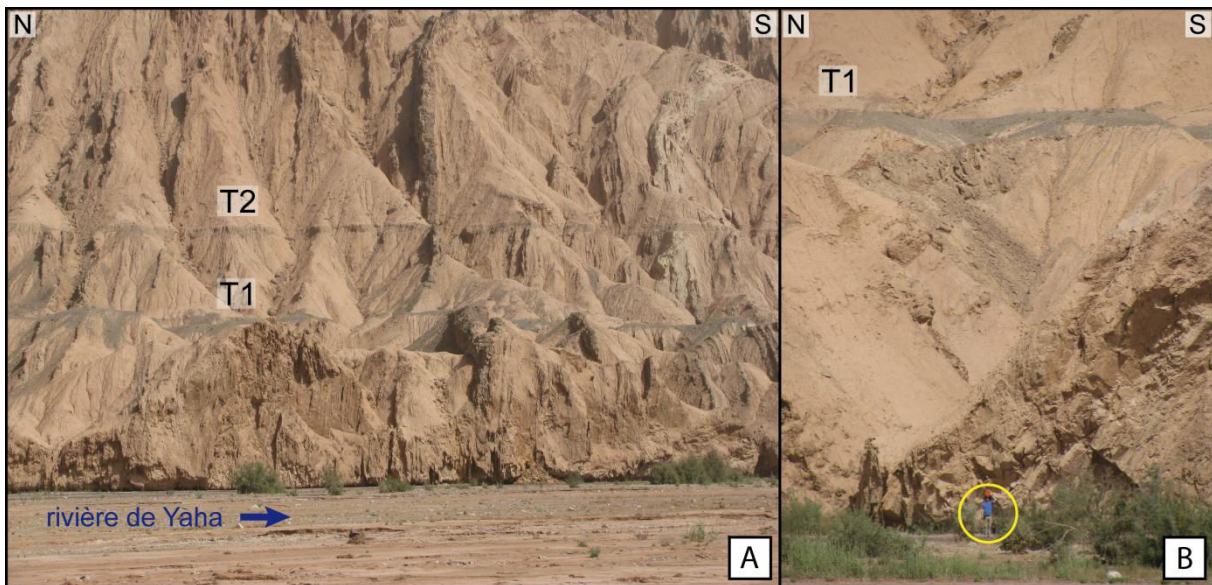


Figure V.4.7 : *A* : Photographies des deux terrasses les plus jeunes (T1 et T2), préservées sous forme de quelques reliquats, en rive gauche de la vallée de la rivière Yaha. *B* : Exemple d'une des photographies prises à plus courte distance pour évaluer l'élévation de la terrasse T1 par rapport au niveau de la rivière (Nicolas Puchol en échelle).

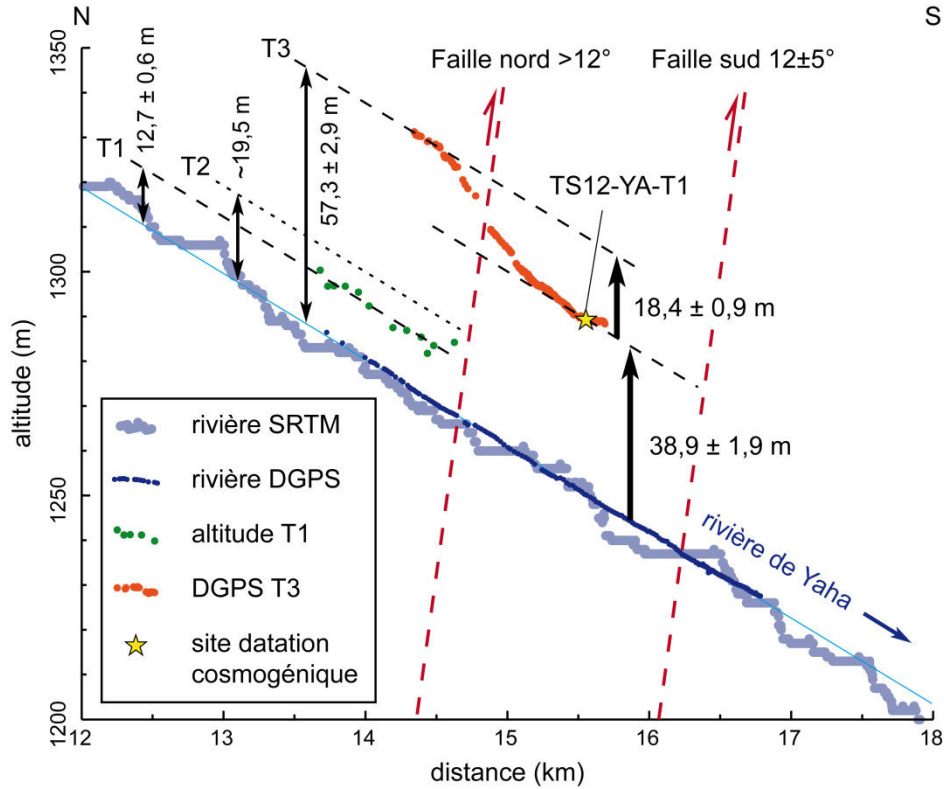


Figure V.4.8 : Données topographiques des trois niveaux de terrasses le long de la rivière de Yaha. (La terrasse T1 a été mesurée à partir de photographies).

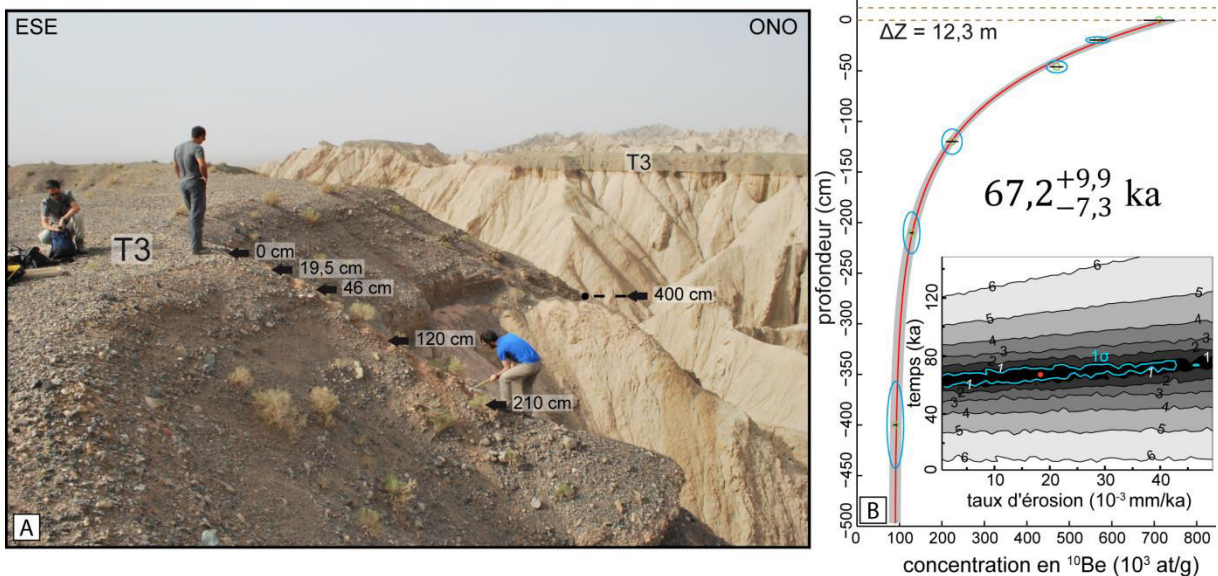


Figure V.4.9 : *A* : Photographie du site de prélèvement des échantillons pour la datation par profil cosmogénique sur la terrasse T3 en rive gauche de la rivière Yaha, dans la partie sud de l'anticlinal de Qiulitagh (voir Fig. V.4.1 pour la localisation). *B* : Profil des concentrations de ^{10}Be par gramme de quartz en fonction de la profondeur pour la terrasse T3.

noms	prof. (cm)	épaisseur (cm)	type d'échantillon	poids Qz (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 10^{-14}	^{10}Be counts	$[^{10}\text{Be}]$ $10^4(\text{at/g})$	erreur $10^4(\text{at/g})$
Yaha T3 (41.8818°N, 83.3289°E, Z = 1295 m)								
TS12_YA_T1_P0a	0	5	1 galet	10,00	24,77	1235	67,3	2,3
TS12_YA_T1_P0b	0	5	7 galets	10,67	29,10	1223	74,6	2,4
TS12_YA_T1_P0c	0	5	35 graviers grossiers	9,83	25,72	1248	71,5	2,2
TS12_YA_T1_P1	-19,5	2,5	sable et graviers fins	10,69	22,49	1203	56,7	2,0
TS12_YA_T1_P2	-46	4	sable et graviers fins	13,01	22,82	1258	47,1	1,5
TS12_YA_T1_P3	-120	5	sable et graviers fins	3,73	3,23	363	22,4	1,4
TS12_YA_T1_P4	-210	5	sable et graviers fins	18,57	8,92	1074	12,9	0,5
TS12_YA_T1_P5	-400	20	sable et graviers fins	14,27	4,89	484	9,0	0,5

Tableau V.4.1 : Détails des données en concentration en ^{10}Be cosmogénique pour les échantillons du profil en profondeur : TS12-YA-T1, qui a été effectué sur la terrasse T3 en rive droite de la rivière de Yaha.

Dans le but de dater la terrasse T3, nous avons prélevé 5 échantillons de sables entre 400 et 20 cm de profondeur et 3 échantillons de galets en surface, dont 1 galet seul et 2 amalgames de galets (Fig. V.4.9 ; Tableau V.4.1). Les concentrations en ^{10}Be dans les quartz de ces échantillons montrent une décroissance exponentielle en profondeur bien définie (Fig. V.4.9). En utilisant la même procédure que celle mise en place pour les profils prélevés sur l'anticlinal de Yakeng plus au sud (voir Chapitre V.2), nous calculons un temps d'exposition de $67,2_{-7,3}^{+9,9}$ ka (Fig. V.4.9).

Cette datation de la terrasse T3, combinée aux raccourcissements, permet d'estimer qu'entre $2,8 \pm 1,2$ et $4,1 \pm 1,8$ mm/an sont accommodés au Quaternaire par l'anticlinal de Qiulitagh à la longitude de la rivière de Yaha.

Les vitesses de raccourcissement accommodées au travers de l'anticlinal de Qiulitagh au niveau de la rivière de Yaha au Pliocène sont de moins de 1 mm/an, et semblent accélérer ensuite à $2,8-4,1$ mm/an.

Cette partie de l'anticlinal de Qiulitagh évolue donc de manière assez similaire à celle située au niveau de la rivière de Kuqa, qui se trouve ~ 20 km plus à l'ouest. En effet, l'anticlinal de Qiulitagh le long de la rivière de Kuqa accommode ~ 2 mm/an entre 6 et 1 Ma, et a accéléré à ~ 5 mm/an depuis 1 Ma.

La rivière de Yaha croise, une dizaine de kilomètres plus au sud, l'anticlinal de Yakeng. À cette longitude, l'anticlinal de Yakeng accommode environ 1,5 mm/an de raccourcissement depuis ~ 130 ka (Chapitre V.2), alors qu'il n'en accommodait qu'environ 0,15 mm/an depuis 5,5 Ma (Daëron *et al.*, 2007 ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007). L'accélération subie par l'anticlinal de Yakeng n'est donc pas causée par un ralentissement de l'anticlinal de Qiulitagh. En conséquence, il faut chercher à plus grande échelle la source de cette accélération. Elle pourrait être due au ralentissement ou à l'arrêt d'une structure au nord de l'anticlinal de Qiulitagh, ou à une accélération sur l'ensemble du piémont, ou bien encore à une accélération générale du Tianshan.

V.5. Synthèse et conclusion sur la tectonique récente du piémont Sud

Le piémont Sud du Tianshan, à la longitude de la ville de Kuqa (~83°E), est constitué d'un emboîtement de plis et de chevauchements. Ce piémont se trouve à la jonction entre le bloc du Tarim et le sud de la chaîne paléozoïque du Tianshan. Les déformations étant ici facilitées par la présence d'un important niveau de roches évaporitiques, servant de niveau de décollement (*e.g.* Wang *et al.*, 2009 ; Li *et al.*, 2012a).

Les différents chantiers que nous avons menés, et qui sont présentés dans ce Chapitre V, se sont focalisés sur la zone regroupant l'est de l'anticlinal de Qiulitagh et l'ouest de l'anticlinal de Yakeng (Fig. V.5.1). Nous avons pu précisément quantifier la déformation récente en trois points le long de l'anticlinal de Yakeng. Et ce, grâce notamment à des datations par isotopes cosmogéniques des surfaces alluviales abandonnées et déformées. Nous avons aussi contraint l'histoire plio-pléistocène de l'anticlinal de Qiulitagh en deux sections (le long des rivières de Kuqa et Yaha). Et enfin, nous avons quantifié la vitesse de raccourcissement quaternaire du chevauchement majeur de l'anticlinal de Qiulitagh le long de la rivière de Yaha, grâce à la datation d'une terrasse alluviale déformée.

V.5.1 Bilan des vitesses de raccourcissement de l'anticlinal de Yakeng

Ces travaux nous permettent de confirmer et de compléter les vitesses de déformation quaternaires de l'anticlinal Yakeng. Cet anticlinal accommode depuis ~150 ka des vitesses de raccourcissement qui sont de l'ordre de 0,5 mm/an dans sa partie ouest, d'environ 1,5 mm/an au niveau de la rivière de Yaha, et augmentent progressivement jusque plus de 2 mm/an dans sa partie centrale (Chapitre V.2). Les vitesses décroissent ensuite probablement progressivement vers l'est, à l'image de son relief. Ces vitesses traduisent une brusque accélération, puisque ce pli de détachement n'évoluait depuis 5,5 Ma qu'à une vitesse d'environ 0,15 mm/an (Daëron *et al.*, 2007 ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007).

V.5.2 Bilan des vitesses de raccourcissement de l'anticlinal de Qiulitagh

L'étude des strates syntectoniques de l'anticlinal de Qiulitagh a permis de quantifier sa vitesse d'accommodation du raccourcissement à $2,1 \pm 0,3$ mm/an entre 1 et 6,5 Ma (Chapitre V.3). Nous avons aussi pu confirmer des vitesses de déformation récentes de l'ordre de 4 à 5 mm/an dans sa partie ouest (au nord-ouest de la ville de Kuqa). Cependant, notre étude suggère que cette accélération ait commencé depuis près d'1 Ma (Chapitre V.3), et non 200 ka, comme proposé par Hubert-Ferrari *et al.* (2007). Environ 20 km plus à l'est, au niveau de la rivière de Yaha, l'anticlinal de Qiulitagh accommode au Néogène une vitesse de raccourcissement de l'ordre de 0,6-0,9 mm/an (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007 ; Wang *et al.*, 2009 ; Chapitre V.4). Ensuite, la quantification de la déformation et la datation d'une terrasse alluviale nous permettent d'estimer à 2,8-4,1 mm/an la vitesse de raccourcissement accommodée par cet anticlinal au Quaternaire.

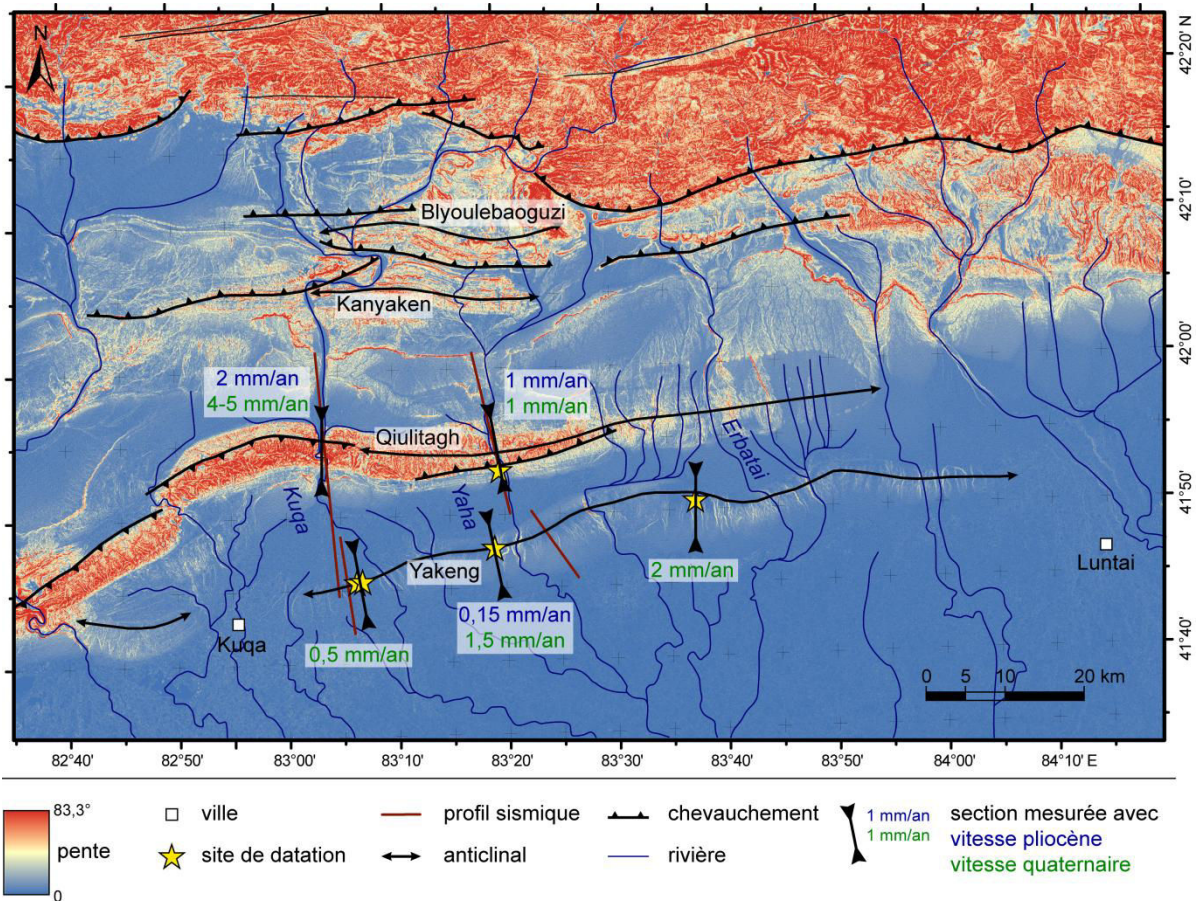


Figure V.5.1 : Carte des pentes et structurale de la partie est du piémont Sud du Tianshan. Les vitesses des structures au Pliocène et au Quaternaire reportées sur cette carte proviennent des résultats de l'ensemble du Chapitre V.

V.5.3 Evolution géographique et temporelle de l'accommodation de la déformation

La cinématique de la mise en place de ces différentes structures est contrainte, pour les structures les plus au nord, par des études de thermochronologie (e.g. Dumitru *et al.*, 2001 ; Yu *et al.*, 2014). Ainsi, Yu *et al.* (2014) proposent que le piémont se développe en séquence normale, c'est-à-dire que les structures se créent en se propageant depuis la chaîne vers le bassin. Ils détaillent la cinématique ainsi : 1) Vers 42 Ma réactivation du front chevauchant de la chaîne au nord du bassin de Kuqa, jusque vers 36 Ma. 2) Ensuite activation de la faille au nord de l'anticlinal de Blyoulebaoguzi entre 36 et 10 Ma. 3) Puis activation de celle au sud de l'anticlinal de Blyoulebaoguzi entre 10 et 6 Ma. 4) Et enfin activation depuis 6 Ma de la faille de l'anticlinal de Kanyaken (voir Fig. V.5.1).

Les variations latérales, observées tant sur l'anticlinal de Yakeng que sur celui de Qiuilitagh, sont le fruit de la répartition de la déformation entre les différentes structures. Ainsi, à la longitude où l'anticlinal de Qiuilitagh accommode le maximum de raccourcissement au Quaternaire (4 à 5 mm/an), l'anticlinal de Yakeng est inexistant. Environ 20 km plus à l'est, l'anticlinal de Qiuilitagh est un peu moins rapide (2,8-4,1 mm/an), ce qui s'explique par l'activité de l'anticlinal de Yakeng qui accommode à cette longitude une vitesse de raccourcissement d'environ 1,5 mm/an. Et enfin, au niveau de la rivière d'Erbatai, l'anticlinal de Yakeng accommode environ $2,1 \pm 0,4$ mm/an de la déformation. À cette longitude, nous n'avons pas de mesure du raccourcissement de l'anticlinal de Qiuilitagh, cependant, sa topographie présente un gradient diminuant vers l'est qui semble indiquer une diminution progressive de son activité. Le raccourcissement total au travers de ces deux structures est donc de 4 à 5 mm/an

dans la partie ouest et décroît ensuite probablement vers l'est à mesure que les déformations du piémont se réduisent, jusqu'aux environ 2 mm/an mesurés par Brown *et al.* (1998) quelques 150 km à l'est de la ville de Kuqa.

La répartition de la déformation se fait aussi temporellement, ainsi, les accélérations détectées sur les anticlinaux au sud sont probablement liées à la diminution, voire l'arrêt de l'accommodation du raccourcissement par des structures plus au nord. Le candidat à l'arrêt le plus probable étant l'anticlinal de Kanyaken et les structures qui l'entourent. Et ce, puisqu'il constitue la structure antécédente à l'anticlinal de Qiulitagh et que son activité est démontrée par thermochronologie, mais qu'aucun indice ne suggère qu'il soit actif au Quaternaire.

Et enfin, des données de vitesses issues de stations GPS fixes démontrent que près de ~8 mm/an de raccourcissement sont accommodés au travers l'ensemble de la chaîne du Tianshan à cette longitude (*e.g.* Yang *et al.*, 2008 ; Wang *et al.*, 2014). Ces études GPS démontrent aussi que la vitesse de raccourcissement accommodée au travers le Tianshan diminue d'ouest en est. Ainsi, la partie ouest du Tianshan accommode près de 20 mm/an tandis que l'extrême est n'en accommode qu'environ 4 mm/an.

De manière globale, les vitesses de raccourcissement néogènes et quaternaires semblent diminuer vers l'est, ce qui est en accord avec les données GPS, mais aussi avec le fait que le piémont Nord du Tianshan semble prendre le relais. En effet, la contrainte principale étant orientée ~N10 (Yang *et al.*, 2008 ; Wang *et al.*, 2014), la terminaison orientale de la ceinture de plis et de chevauchement de Kuqa correspond à la terminaison ouest de celle située sur le piémont Nord. Bien qu'il existe encore des structures actives sur le piémont Sud à l'est du bassin de Kuqa (Brown *et al.*, 1998).

Intéressons nous maintenant à la partie ouest du bassin de Kuqa. Wang *et al.* (2009) estiment le raccourcissement sur la section de Yaha à 16-19 km au total, et en déduisent une vitesse de raccourcissement moyenne de ~0,6 mm/an depuis ~25-26 Ma. De la même manière, Li *et al.* (2012a) analysent plusieurs profils sismiques plus à l'ouest, au sein du bassin de Kuqa, et en déduisent une vitesse de raccourcissement long terme (depuis 20-25 Ma), un peu plus élevée, de 0,9-1,2 mm/an. Ces mêmes auteurs démontrent une diminution vers l'est des longueurs totales de raccourcissement accommodées au travers le piémont. Cependant ils proposent qu'une majeure partie du raccourcissement se fasse depuis la fin du Miocène seulement, et en déduisent deux accélérations : une autour de 5,2-5,8 Ma et une autour de 2,58 Ma, avec des vitesses passant d'abord à 2,8-3,5 mm/an puis à ~5,4 mm/an.

Les accélérations sur le rétro-chevauchement de l'anticlinal de Qiulitagh et sur l'anticlinal de Yakeng ne sont donc pas uniquement dues à la migration du nord vers le sud de la déformation au sein du piémont. Mais aussi à une, voir plusieurs, phase(s) d'accélération du raccourcissement dans l'ensemble du piémont depuis quelques millions d'années.

Chapitre VI : Les zones internes de la chaîne



Bassin de Bayanbuluk (2400 m a.s.l.)

"Ce n'est pas dans la science qu'est le bonheur, mais dans l'acquisition de la science."

Edgar Allan Poe

Contenu du Chapitre VI

Introduction.....	149
The Tianshan, an immature orogenic wedge: evidence from active deformation in the Bayanbuluk intermontane basin	150
Introduction.....	151
Geological setting	152
Methods.....	152
Results.....	153
Discussion	155
Supplementary Information	158
Topography of the tianshan.....	158
Calculation of shortening rates.....	158
Sampling and treatment.....	158
Depth profile inversion	160
Evidences of active deformation in the Nalati and Yili basins.....	163
Tables.....	165

Introduction

Ce Chapitre VI se compose d'un article portant sur les structures actives du bassin de Bayanbuluk. C'est un bassin intra-chaîne situé à mi-chemin entre les villes de Kuqa et de Kuitun.

Le Tianshan présente de nombreux bassins intra-chaînes répartis sur toute sa longueur. Des déformations tectoniques sont observables sur les bordures de la plupart de ces bassins (*e.g.* Thompson *et al.*, 2002 ; Fu *et al.*, 2003 ; Jolivet *et al.*, 2010 ; Selander *et al.*, 2012). La partie ouest du Tianshan présente d'importantes déformations (Abdrakhmatov *et al.*, 2001 ; Thompson *et al.*, 2002). Tandis que les parties centrale et orientale se composent de bassin plus ouverts.

L'extrémité ouest de la chaîne a été détaillée par Thompson *et al.* (2002). Ils quantifient le raccourcissement dans de nombreux bassins, et trouvent qu'environ 9 mm/an de raccourcissement sont accommodés à l'intérieur de la chaîne. Plus à l'est, Selander *et al.* (2012) explorent la bordure nord du bassin d'Issik Kul et proposent les seules estimations de vitesses néogènes dans les bassins intra-chaînes du Tianshan. Ces vitesses sont en l'occurrence de ~1 mm/an, et restent équivalentes au Quaternaire (Bowman *et al.*, 2004b ; Selander *et al.*, 2012). Cording *et al.* (2014) étudient des terrasses déformées dans le nord-ouest du bassin de Yili et y trouvent des vitesses de raccourcissement très faibles, de l'ordre de 0,25 mm/an. Ce n'est ensuite, seulement à l'extrémité est du Tianshan, que deux autres études proposent de quantifier les déformations à l'intérieur de la chaîne. Huang *et al.* (2014) mesurent des taux de surrection de l'ordre de 0,2 mm/an sur un anticlinal dans la partie ouest du bassin de Yanqi. Et enfin, Shen *et al.* (2011) mesurent des décalages dextres dans la partie ouest du bassin de Turfan, où ils proposent une vitesse de cisaillement d'environ 1 mm/an.

L'exploration de ces bassins intra-chaînes est donc pour l'instant encore très incomplète. L'étude que je présente au cours de ce chapitre prend sa place au cœur de cette thèse en complétant la quantification du raccourcissement au travers du Tianshan oriental. Elle permet aussi d'aborder la question de la répartition du raccourcissement dans la chaîne et de proposer des hypothèses quant à la dynamique que cela implique.

The Tianshan, an immature orogenic wedge: evidence from active deformation in the Bayanbuluk intermontane basin

Dimitri Saint-Carlier¹, Stéphane Dominguez², Julien Charreau¹, Jérôme Lavé¹, Pierre-Henri Blard¹, Jean-Philippe Avouac³, Marc Jolivet⁴, ShengLi Wang⁵, Luca Malatesta⁶, Edward Rhodes⁷, and ASTER Team^{8*}

1. University of Lorraine, Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique, UMR 7358 CNRS-UL, 15 rue Notre Dame des Pauvres, 54501 Vandœuvre lès Nancy, France

2. University of Montpellier, Géosciences Montpellier, UMR 5243, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

3. University of Cambridge, Department of Earth Sciences, Cambridge, United Kingdom

4. University of Rennes, Géosciences Rennes, UMR 6118, Campus de Beaulieu 35042 Rennes, France

5. Nanjing University, Department of Earth and Sciences, Nanjing, China

6. California Institute of Technology, Division of Geology and Planetary Sciences, 1200 E California Blvd, Pasadena CA 91125, United States

7. University of California, Department of Earth and Space Sciences, Los Angeles, California 90095-1567, United States

8. University of Aix-Marseille, CNRS-IRD-Collège de France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, 13545 Aix-en-Provence, France

* M. Arnold, G. Aumaître, D.L. Bourlès, K. Keddadouche

Keywords: Tianshan; ¹⁰Be exposure dating; shortening rates; Intermontane basin; Bayanbuluk basin.

Abstract

The Tianshan mountain range originates from the reactivation, during Cenozoic, of an old Paleozoic orogenic belt in response to the India/Asia collision. Today, this range exhibits high topography, tectonically active forelands and, more surprisingly, several large E-W oriented intermontane basins. Clear evidences of active deformation reveal that these basins tend to close progressively. Based on quantitative morphotectonic observations and ¹⁰Be cosmogenic dating in the Bayanbuluk basin and surrounding region, we demonstrate that the Quaternary shortening rate accommodates in the central part of the range could represent nearly a quarter of the total shortening rate at this longitude. This unusual distribution of crustal shortening for a major orogenic belt suggests that the Tianshan range is still in an immature stage of growing and has not yet reached a global state of dynamic equilibrium. This could be explained considering that inherited Paleozoic crustal structures strongly controlled the early localization and propagation of the crustal deformation.

Introduction

The Tianshan is one of the largest and most active intracontinental mountain range in Central Asia (Fig. 1). Its topography extends, E-W, over more than 2000 km. It is composed of series of elevated ranges (> 4000 m) bounded by two large forelands basins and separated by large intermontane basins (Fig. A in supplementary information). Their presence within an active orogenic belt strongly contrasts to others large intracontinental collision zones like the Himalaya or the Zagros (e.g. Lavé et Avouac 2001; Alavi, 1994).

This unusual topography was originally built during a long geological history from Paleozoic to Mesozoic (e.g. Carroll *et al.*, 1990). It has been later rejuvenated during late Cenozoic in response to the India/Asia collision (e.g. Tapponnier and Molnar, 1979) which still controls the present day deformation (e.g. Yang *et al.*, 2008). But how and why these intermontane basins have been persevered during reactivation remain unclear. It is therefore critical to document how the recent and active deformation is distributed within this complex geology.

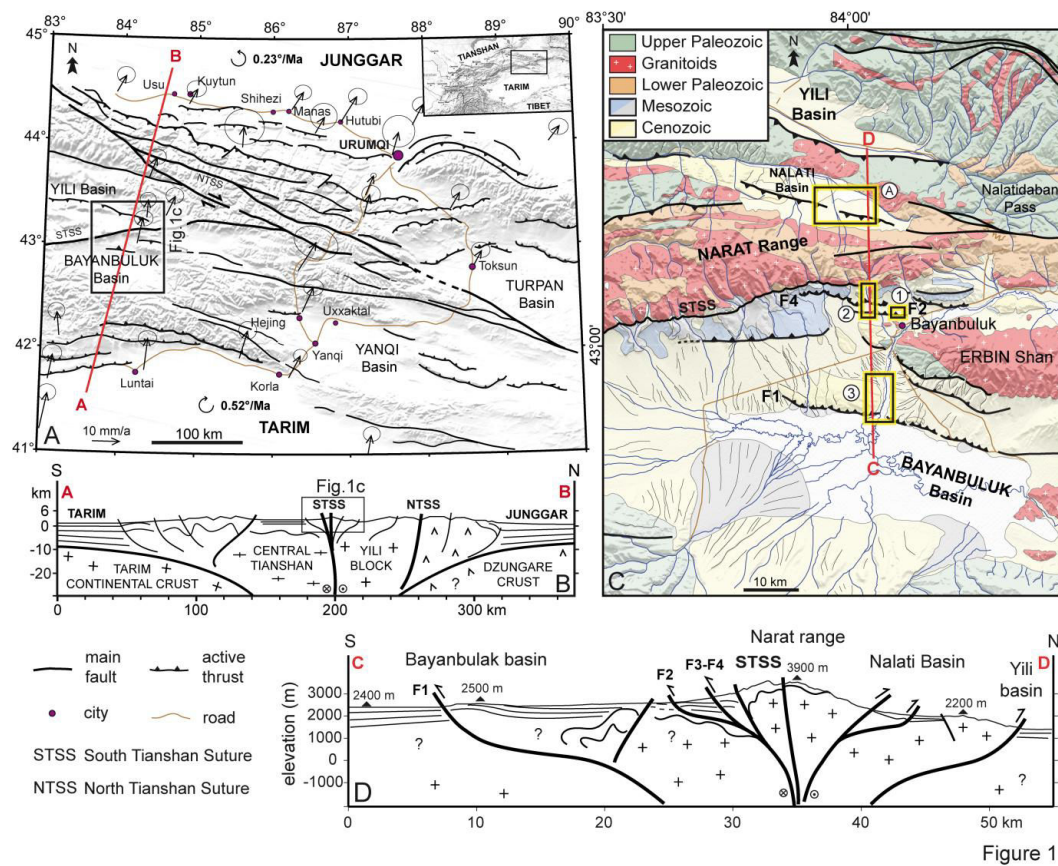


Figure 1: *A:* Structural map of the eastern Tianshan (GPS velocities from Yang *et al.*, 2008). *B:* Interpretative cross section. *C:* Geological map of the Bayanbuluk basin. 1, 2, 3 and A refer to the locations of the figure 2, 3A, 3B in the main text and the figure D in sup. material, respectively. *D:* Interpretative cross section of the Bayanbuluk basin.

The active crustal shortening rate across the whole range reaches 20 mm/yr in the western Tianshan (e.g. Yang *et al.*, 2008) and decrease to about 8 mm/yr in the east, in accordance to the clockwise rotation of the Tarim block (e.g. Avouac *et al.*, 1993). It is not only distributed along the north and south piedmonts (e.g. Avouac *et al.*, 1993; Yin *et al.*, 1998; Burchfiel *et al.*, 1999; Daëron *et al.*, 2007; Hubert-Ferrari *et al.*, 2005, 2007; Charreau *et al.*,

2008; Heermance *et al.*, 2008) but, in the western Tianshan, also within the most central parts of the range (Thompson *et al.*, 2002). However, in the Eastern Tianshan while active tectonics has been also evidenced in the internal part (Jolivet *et al.*, 2010) the deformation rate remains poorly constrained.

Therefore, in the present study we document, in the Bayanbuluk basin, a large endorheic intermontane basin located in the central part of Eastern Tianshan (Fig. 1), the Late Quaternary deformation recorded by abandoned alluvial terraces (Fig. 2&3) that we date using ^{10}Be cosmogenic depth profiles.

Geological setting

The Bayanbuluk basin lies at ~2400 m.a.s.l. (Fig. 1B) and is a 130x50 km intermontane endorheic trough surrounded by high reliefs (> 4000m) mainly composed of Paleozoic sedimentary and granitic rocks (Fig. 1C). It might have originated during the Permian to Late Triassic post-orogenic transtensive phase (*e.g.* Jolivet *et al.*, 2010) but was later infilled by Mesozoic and mostly Cenozoic sediments which create a nearly flat surface over most of the basin.

The northern border of the basin is locally uplifted and deformed by several stepped parallel north dipping E-W trending fault which create scarps (Fig. 1C) of ~10 km long and 10 to 25 m high. To quantify the kinematics of these faults we focused our study on two sites (BBK1 and BBK2) located at the base of the Narat Range relief (Fig. 1C) which document three E-W fault scarps intersected by southward rivers (Fig. 2). The BBK1 morphology is characterized by 2 terraces affected by the fault F2 (Fig. 2A) while BBK2 is located ~4 km further west along strike of this fault where 2 other fault scarps outcrop ~5 km northward offsetting 4 terrace levels (T1 to T4, Fig. 3A).

We studied a third site located roughly at the same longitude than BBK1 and BBK2 but ~20 km further south where the Bayanbuluk River entrenches a large EW trending anticline, abandoning two levels of fluvial terraces (Fig. 3B). This anticline is bordered to the south by a thrust (F1) whose activity may have deformed the abandoned terraces.

Methods

Topographic high resolution datasets were collected using a Trimble DGPS device to quantify the 3D geometry of all dated alluvial surfaces and associated fault scarps (Fig. 2&3). Because no direct observations of active fault plane geometries could be done, due to poor outcrop conditions and the lack of subsurface geophysical data, to estimate the shortening we used a simple kinematic fault bend fold model (Fig. B, sup. material) and assumed the fault dip around $30\pm 10^\circ$ accordingly to Thompson *et al.* (2002).

To infer the ages of abandonment of these alluvial surfaces we used the method of cosmogenic depth profile (*e.g.* Gosse and Phillips, 2001; Dunai, 2010) measuring the ^{10}Be concentrations in quartz extracted from sands or cobbles samples (Figs. C and D, sup. material). The detail of sampling and treatment is presented in the supplementary material as well all results and parameters that are listed in Table A. To derive the exposure ages

from the depth profiles we followed an inversion procedure similar to previous approaches (Braucher *et al.*, 2009; Hidy *et al.*, 2010; and also detailed in the Supplementary).

We also consider the few tens of centimeters of loess deposit covering the terraces to occur at a constant rate since their abandonment. Additionally, we compute extreme age hypotheses by considering an instantaneous deposition right after the terrace abandonment.

We also took one sample for Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) dating in the site BBK3 where the terrace T2 is covered by a thick layer of loess (70cm). The precise applied methodology is described in the online supplementary material.

Results

In site BBK1, on both sides of the river, the upper (T2) alluvial surface displays a mean vertical offset of 11 ± 1 m (Fig. 2B), whereas the lower (T1) terrace presents an offset of 5 ± 1 m and hence horizontal shortening of 22 ± 7 and 10 ± 4 m, respectively (Table 1). The small frontal bulge that affects the terraces T1 and T2 on the left bank of the gully is not continuous along strike and might be linked to local complexities of the fault plane geometry near the surface. Consequently, we assume terrace uplift using exclusively the offset observed at large scale.

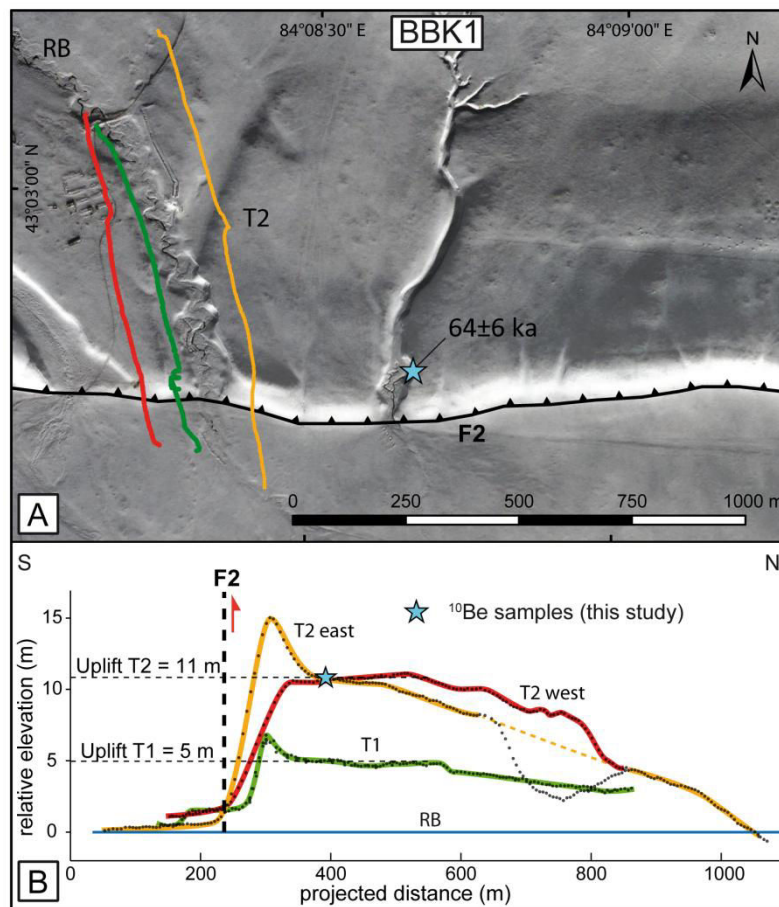


Figure 2: *A:* Satellite image of site BBK1 (Fig. 1C for location). *B:* DGPS elevations of the alluvial surfaces relative to the river and projected on a line perpendicular to the fault scarps.

In BBK2, because the offset of T1 level due to F2 is light and cannot be precisely quantified and since the T4 surface has not been sampled for dating, we focus our analyses on T2 and T3. As closely linked, the offsets faults F3 and F4 was summed. F2 and F3-F4 offset T2 by ~ 3 m and 6 m, corresponding to 6 ± 3 and 13 ± 4 m of shortening, respectively. F2 and F3-F4 offset T3 by 17 ± 1 m and 18 ± 1 m (Fig. 3 and Table 1) yielding to shortening of 34 ± 10 and 36 ± 11 m, respectively. However, as T2 cannot be found south to the fault this measured offset must be considered as a minimum. In BBK3, T1 and T2 display maximum offsets of 6.9 ± 1 and 9.5 ± 1 m, and shortening of 14 ± 5 and 19 ± 6 m, respectively.

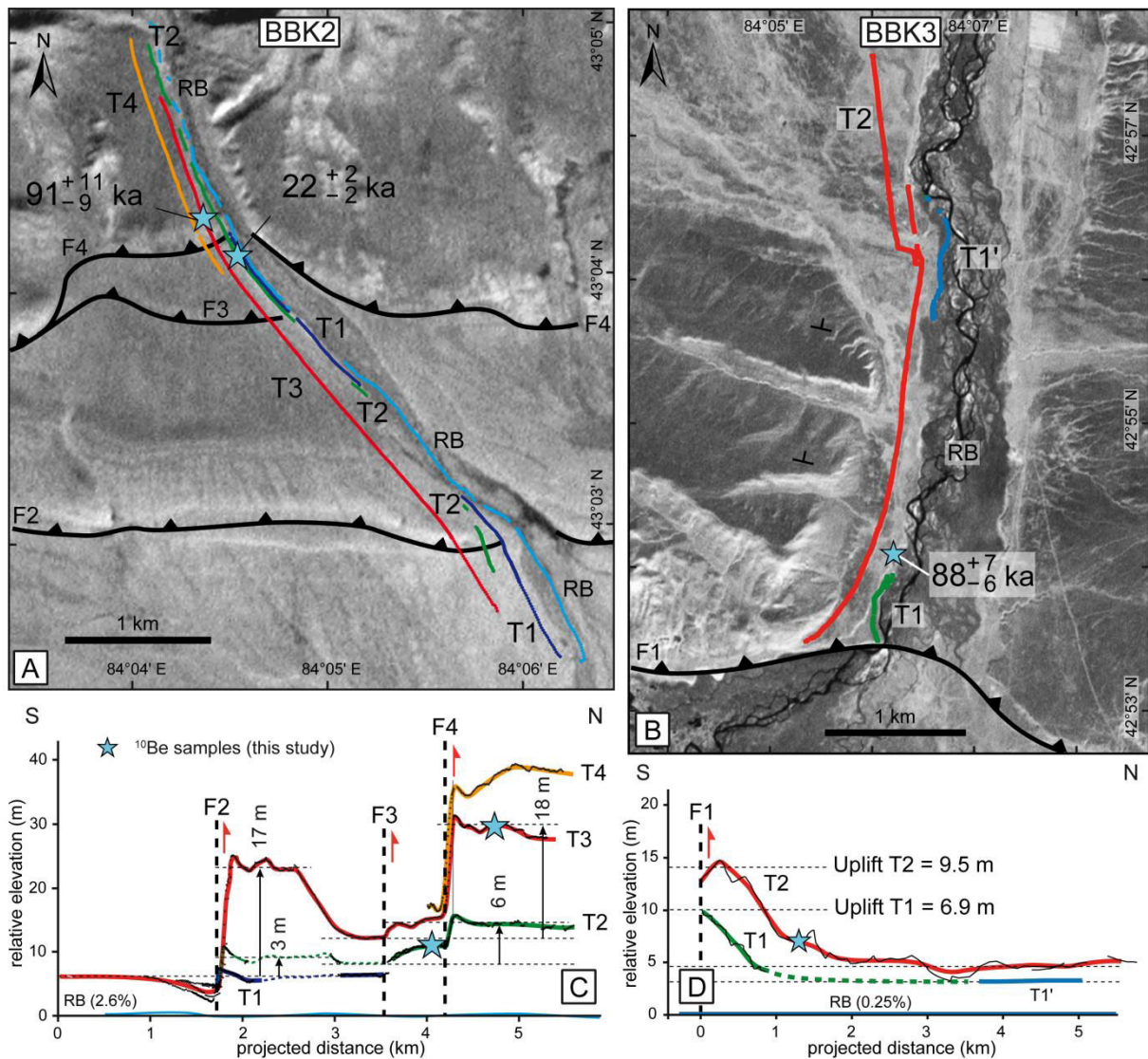


Figure 3: A & B: Satellite images of sites BBK2 and BBK3, respectively (Fig. 1C for location). C & D: DGPS elevations of the alluvial surfaces relative to the river.

The inversion of the cosmogenic depth profiles, considering a continuous sedimentation, constrains the exposure time of the terraces to 64 ± 6 ka, 22 ± 2 ka, 91^{+11}_{-9} ka and 88^{+7}_{-6} ka for the sites BBK1, BBK2-T2, BBK2-T3 and BBK3-T2, respectively (Table 1, Fig. B, sup. material). The extreme hypotheses of ages strictly frame these ages by less than 20% of error (Table B, sup. material). Furthermore, the IRSL dating constrains the abandonment age of BBK3-T2 to 38.3 ± 3.1 ka. This dating was performed on silt/loess cover sealing the terrace deposit and is therefore a minimum estimation of the terrace abandonment.

Chapitre VI : Les zones internes de la chaîne

Sample	Age (ka)	Uplift (m)	Uplift rate (mm/yr)	Shortening (m)	Shortening rate (mm/yr)
BBK1 Fault 2					
T2	64±6	10.8±1	0.17±0.02	21.7±6.9	0.34±0.11
BBK2 Fault 2 (south)					
T2	22±2	2.9±1	0.14±0.02	5.9±2.7	0.26±0.12
T3	91 ⁺¹¹ ₋₉	17.0±1	0.19±0.02	34.0±10.5	<u>0.37±0.12</u>
					mean: 0.32±0.07
BBK2 Fault 3 (center) & Fault 4 (north)					
T2	22±2	6.3±1	0.28±0.05	12.6±4.3	0.56±0.20
T3	91 ⁺¹¹ ₋₉	17.8±1	0.20±0.03	35.6±11.0	<u>0.39±0.13</u>
					mean: 0.48±0.12
BBK3 Fault 1					
T2	88 ⁺⁷ ₋₆	9.5±1	0.11±0.02	19.0±6.1	0.22±0.07
T2 _(OSL)	38.3±3.1		0.25±0.03		<u>0.50±0.16</u>
					mean: 0.36±0.09

Table 1: Age, uplift and shortening rates for each dated and deformed surfaces.

Discussion

We derived shortening rates accordingly to these measured offset and the terrace abandon ages (Table 1). The averaged shortening rates on the faults F1, F2 and F3-F4 can then be evaluated to 0.22±0.07, 0.32±0.07 and 0.48±0.12 mm/yr, respectively. Adding these values to the rates in BBK3,

A total shortening of 1.02±0.15 mm/yr to 1.20±0.16 mm/yr is accommodated along the northern border of the Bayanbuluk basin since ~100 ka. However, this overall estimate represents only a lower bound of the total shortening accommodated in the internal Tianshan. Indeed, additional evidences of active thrusting can be found just north of BBK2 site (Fig. 1C), in the Nalati basin on the northern flank of the Narat Range and also on the southern border of the Yili basin situated a few tens of kilometers to the north (Fig. E, sup. material).

Despite this limitation, this value fall between the >9mm/yr underwent in the western Tianshan intermontane basins (Thompson *et al.*, 2002) and the shortening accommodated in the eastern Turfan and Yanqi basins where the deformation is <1mm/yr (Shen *et al.*, 2011; Huang *et al.*, 2014). Moreover, the intermontane basins display increasing elevations and degrees of closure from east to west. The deformation accommodated within the intermontane basins increase from east toward west, coherently with the general pattern of GPS velocity (Yang *et al.*, 2008). Nevertheless, assuming the geodesic rates equivalent to the recent geologic rates (Li *et al.*, 2012b), in the western Tianshan ~45% of the whole deformation is accommodated within the intermontane basins (Thompson *et al.*, 2002), while in the eastern Tianshan a minimum of 13% is distributed between the Bayanbuluk, Nalati and Yili basins. Yet, in several model, orogenic wedges initiate more or less as a unique triangular shape, which evolved by accreting materials on one or both of its borders, when inner deformation remains minor

(Tapponnier *et al.*, 2001; Vanderhaeghe *et al.*, 2003; Beaumont *et al.*, 2004). Therefore, such unusual distribution of crustal shortening suggests that the Tianshan range is still in an immature stage of evolution. The anomalous large scale topography of the range (Fig. 1 and A in sup. material), far from the simple double vergent orogenic wedge model that characterize a mature stage of orogenic evolution (Beaumont *et al.*, 2004), reinforces this conclusion.

During the Cenozoic reactivation of the range, the deformation probably located first on preexisting crustal zones of weakness generated by previous tectonic phases. As a result, the deformation likely propagated out of sequence, isolating large underformed areas between active zones of deformation. Considering the critical coulomb wedge theory applied to orogenic wedges (*e.g.* Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Willett and Brandon, 2002), an active range should reach a steady-state topographic equilibrium. The quaternary activity inside these intermontane basins, testify of the equilibrium catching up. It is very likely that all intermontane basins in the Tianshan will close gradually in a geologically near future. The crustal shortening will be, then, essentially accommodated along both north and south forelands. The E-W gradient of deformation accommodated in the internal part might represents the gap from this equilibrium related to the initial width of the pre-existent weakness area which is larger in the western part.

We suggest and propose that the Tianshan might be a reference case study of the re-activation of a peneplained range.

Acknowledgments

This study was financed by the French INSU/CNRS SYSTER program. This is CRPG contribution n° ?.

Bibliography

- Alavi, M. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, Elsevier, 1994, 229, 211-238, doi: 10.1016/0040-1951(94)90030-2
- Relative to Dzungaria and Kazakhstan, *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98, 6755-6804, doi: 10.1029/92JB01963
- Beaumont, C.; Jamieson, R. A.; Nguyen, M. H. & Medvedev, S. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 2004, 109, doi: 10.1029/2003JB002809
- Braucher, R.; Del Castillo, P.; Siame, L.; Hidy, A. J. & Bourlès, D. L. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ¹⁰Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases, *Quaternary Geochronology*, 2009, 4, 56-67, doi: 10.1016/j.quageo.2008.06.001
- Burchfiel, B. C.; Brown, E. T.; Deng, Q. D.; Feng, X. Y.; Li, J.; Molnar, P.; Shi, J. B.; Wu, Z. M. & You, H. C. Crustal Shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China, *International Geology Review*, 1999, 41, 665 - 700, doi: 10.1080/00206819909465164
- Carroll, A. R.; Yunhai, L.; Graham, S. A.; Xuchang, X.; Hendrix, M. S.; Jinchi, C. & McKnight, C. L. Junggar basin, northwest China: trapped Late Paleozoic ocean, *Tectonophysics*, Elsevier, 1990, 181, 1-14, doi: 10.1016/0040-1951(90)90004-R
- Charreau, J.; Avouac, J. P.; Chen, Y.; Dominguez, S. & Gilder, S. Miocene to present kinematics of fault-bend folding across the Huerguosi anticline, northern Tianshan (China), derived from structural, seismic, and magnetostratigraphic data, *Geology*, 2008, 36, 871-874, doi: 10.1130/G25073A.1
- Daëron, M.; Avouac, J. P. & Charreau, J. Modeling the shortening history of a fault tip fold using structural and geomorphic records of deformation, *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, B03S13, doi: 10.1029/2006JB004460

- Dahlen, F. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 1984, 89, 10125-10133, doi: 10.1029/JB089iB12p10125
- Davis, D.; Suppe, J. & Dahlen, F. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 1983, 88, 1153-1172, doi: 10.1029/JB088iB02p01153
- Dunai, T. J. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*, Cambridge University Press, 2010, 187
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20, 1475-1560, doi: 10.1016/S0277-3791(00)00171-2
- Heermance, R. V.; Burbank, D. W. & Miao, J. J. Temporal constraints and pulsed Late Cenozoic deformation during the structural disruption of the active Kashi foreland, northwest China, *Tectonics*, 2008, 27, TC6012, doi: 10.1029/2007TC002226
- Hidy, A. J.; Gosse, J. C.; Pederson, J. L.; Mattern, J. P. & Finkel, R. C. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2010, 11, Q0AA10, doi: 10.1029/2010GC003084
- Huang, W.-L.; ping Yang, X.; Li, A.; Thompson, J. A. & Zhang, L. Climatically controlled formation of river terraces in a tectonically active region along the southern piedmont of the Tian Shan, NW China, *Geomorphology*, 2014, 220, 15 - 29, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.05.024
- Hubert-Ferrari, A.; Suppe, J.; Van Der Woerd, J.; Wang, X. & Lu, H. F. Irregular earthquake cycle along the southern Tianshan front, Aksu area, China, *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110, B06402, doi: 10.1029/2003JB002603
- Hubert-Ferrari, A.; Suppe, J.; Gonzalez-Mieres, R. & Wang, X. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China), *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, B03S09, doi: 10.1029/2006JB004362
- Jolivet, M.; Dominguez, S.; Charreau, J.; Chen, Y.; Li, Y. & Wang, Q. Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the central Chinese Tian Shan: Reactivated tectonic structures and active deformation, *Tectonics*, 2010, 29, TC6019, doi: 10.1029/2010TC002712
- Lavé, J. & Avouac, J. P. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106, 26561-26591, doi: 10.1029/2001JB000359
- Li, T.; Chen, J.; Thompson, J. A.; Burbank, D. W. & Xiao, W. Equivalency of geologic and geodetic rates in contractional orogens: New insights from the Pamir Frontal Thrust, *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, 2012, 39, L15305, doi: 10.1029/2012GL051782
- Shen, J.; Wang, Y. & Li, Y. Characteristics of the Late Quaternary right-lateral strike-slip movement of Bolokenu-Aqikekuduk fault in northern Tianshan Mountains, NW China, *Geoscience Frontiers*, Elsevier, 2011, 2, 519-527, doi: 10.1016/j.gsf.2011.05.004
- Tapponnier, P. & Molnar, P. Active Faulting and Cenozoic Tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions, *Journal of Geophysical Research*, 1979, 84, 3425-3459, doi: 10.1029/JB084iB07p03425
- Tapponnier, P.; Zhiqin, Z.; Roger, F.; Meyer, B.; Arnaud, N.; Wittlinger, G. & Jingsui, Y. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau, *Science*, 2001, 294, 1671-1677, doi: 10.1126/science.105978
- Thompson, S. C.; Weldon, R. J.; Rubin, C. M.; Abdрахmatov, K.; Molnar, P. & Berger, W. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia, *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107, 2203, doi: 10.1029/2001JB000596
- Vanderhaeghe, O.; Medvedev, S.; Fullsack, P.; Beaumont, C. & Jamieson, R. A. Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal--mechanical models overlying subducting mantle lithosphere, *Geophysical Journal International*, Oxford University Press, 2003, 153, 27-51, doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01861.x
- Willett, S. D. & Brandon, M. T. On steady states in mountain belts, *Geology*, Geological Society of America, 2002, 30, 175-178, doi: 10.1130/0091-7613(2002)0300175
- Yang, S. M.; Li, J. & Wang, Q. The deformation pattern and fault rate in the Tianshan Mountains inferred from GPS observations, *Science in China Serie D Earth Sciences*, 2008, 51, 1064-1080, doi: 10.1007/s11430-008-0090-8
- Yin, A.; Nie, S.; Craig, P.; Harrison, T. M.; Ryerson, F. J.; Qian, X. L. & Yang, G. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan, *Tectonics*, 1998, 17, 1-27, doi: 10.1029/97TC03140

¹GSA Data Repository item 2009xxx, [[Cosmogenic depth profiles](#); [Sample sites photography](#); [¹⁰Be concentration](#); [Dating results](#)], is available online at www.geosociety.org/pubs/ft2009.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

Supplementary Information

Topography of the tianshan

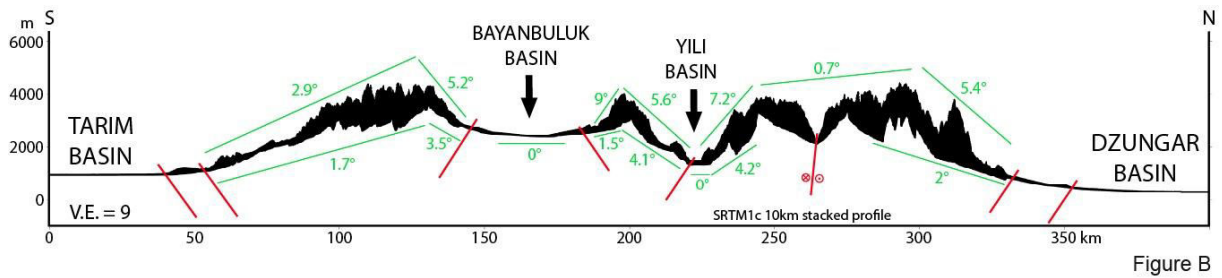
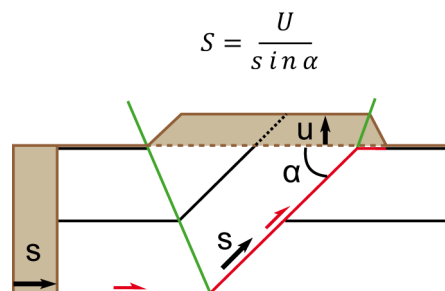


Figure A: Topographic slope attitudes across the eastern Tianshan. Elevation data were extracted from the 1 arc second SRTM dataset, along a N10°E 10 km stacked profile crossing the Bayanbuluk and eastern termination of the Yili basin.

Calculation of shortening rates



$$S = \frac{U}{\sin \alpha}$$

Figure B: Simplified thrust model associated to fault bend fold folding, and relation between uplift and shortening (e.g. Lavé & Avouac, 2000).

Sampling and treatment

All of our sampling sites were carefully selected and refreshed to avoid any recent re-exposure (Fig. A, sup. material). On the BBK1 site we sampled the higher alluvial surface, corresponding to a fan deposit. The sampling was performed on the modern riser of an incising river. We were able to take one sands sample at ~9 m below the surface, four sands samples between 200 and 35 cm and three amalgamated cobbles samples within the 15 cm of soil. On the BBK2 area we sampled two alluvial surfaces at 2 sites: one on T2 and one on T3 (Fig. 2). The site BBK2-T2 was sampled on the active riser of the river, and we extracted 4 sands samples between 45 and 400 cm and 2 amalgamated cobbles samples mixed in the 25 cm of loess deposit. As the BBK2-T3 surface locates far away from the river, we hand-dug a hole and collected 5 sands samples between 30 and 170 cm. The terrace (T2)

on the BBK13 site was covered by 30 cm of over-bank deposit and 45 cm of loess on the top. We thus took five samples of the sandy fraction within the alluvial material of the terrace (between 80 and 280 cm depth), two samples in the silty part and one in the loess part.

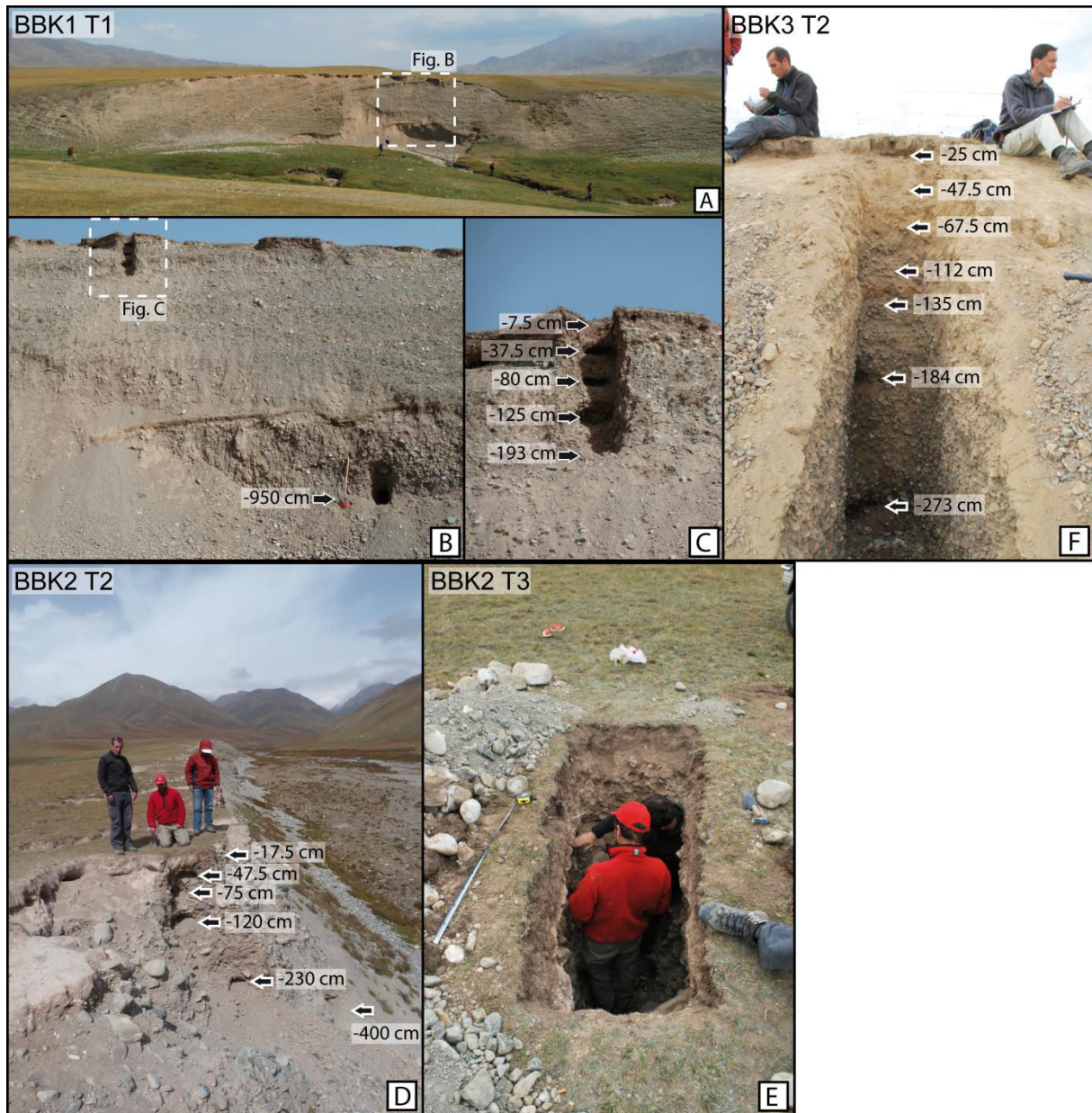


Figure C: Photography of each cosmogenic sampling site. A, B and C: BBK1. D: BBK2-T2. E: BBK2-T3. F: BBK3-T2.

Quartz separation and isolation of pure beryllium oxide (BeO) was performed at CRPG (Nancy, France). Samples were first crushed and sieved. The 200-800 μm fraction was then processed by magnetic separation and the non magnetic fraction was dissolved in a mixture of H_2SiF_6 and HCl. Quartz was then purified in three successive HF baths to remove atmospheric ^{10}Be from the quartz surfaces (Brown *et al.*, 1991; Kohl and Nishiizumi, 1992). Next, the purified quartz was completely dissolved in HF after addition of 200 μl of an in-house $2.020 \cdot 10^{-3} \text{ g/g } ^9\text{Be}$

carrier solution. Purified BeO samples were obtained after subsequent purification by anion exchange, cation exchange and alkaline precipitation. The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of the BeO samples were measured at the ASTER (Accelerator for Earth Sciences, Environment and Risks) national AMS (Accelerator Mass Spectrometer) facility, located at CEREGE in Aix en Provence, France. These concentrations are normalized to the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ SRM 4325 NIST reference material using an assigned value of $(2.79 \pm 0.03) \times 10^{-11}$ (Nishiizumi *et al.*, 2007). This standardization is equivalent to 07KNSTD within rounding error. The mean $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of 22 chemical blank samples is $1.7 \pm 0.7 \times 10^{-15}$. Blank corrections represent between $\sim 0.1\%$ and 8% of the samples (average of 1.6%). We use the SLHL production rate of 3.9 at $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ (*e.g.* Putnam *et al.*, 2010; Fenton *et al.*, 2011; Kaplan *et al.*, 2011) and slow (0.01 at $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$) and fast (0.034 at $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$) muonic production rates were derived from Braucher *et al.* (2011). Altitudinal and longitudinal corrections were done in accordance with Stone (2000) and the local atmospheric pressures were extracted for the era40 dataset (Uppala *et al.*, 2005). The attenuation lengths of neutrons, fast muons and slow muons are settled to ~ 160 , ~ 1500 , ~ 4320 g/cm^2 , respectively (Braucher *et al.*, 2011). And we use a ^{10}Be half-life of 1.387 Ma (Korschinek *et al.*, 2010; Chmeleff *et al.*, 2010). The terraces densities were derived from photo-interpretation, where cobbles and the sands are consider having a 2.7 and 1.9 g/cm^3 density, respectively (*e.g.* Hancock *et al.*, 1999).

Depth profile inversion

Our depth profile inversion algorithm tests thousands of parameters combinations and the best fitting solution is found by minimizing a χ^2 statistical test.

All of our sampling sites are cover with a few tens of centimeters of loess and/or soil. Then, as the time of exposition after abandonment of the alluvial surface was followed by sedimentation, we consider a burial rate (B) in the equation describing the evolution of the concentration as a function of depth instead of the erosion rate (Lal, 1991). The formula writes then:

$$C(z, \varepsilon, t) = \overline{C}_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot B}{\Delta_i} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho \cdot z}{\Delta_i}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{B \cdot \rho}{\Delta_i}\right) \cdot t} \right) \quad (1)$$

Where B is a "negative" erosion rate (Braucher *et al.*, 2000); t represents the time since initial exposure of the surface (in this case, the abandonment of the terrace surfaces); \overline{C}_0 is the average cosmogenic inheritance (in at/g); λ is the radioactive decay of ^{10}Be equal to $\ln(2)/T_{1/2}$ where $T_{1/2}$ is the half-life. n , m_1 , and m_2 refer to the neutrons, fast muons and slow muons, respectively; Δ_i are the attenuation lengths of neutrons, fast muons and slow muons (~ 160 , ~ 1500 , ~ 4320 g/cm^2 ; Braucher *et al.*, 2011); P_i are the local production rates (at $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$) for the different particles; and ρ (g cm^{-3}) is the soil density.

Nevertheless, this formulation doesn't apply to the sediments deposited during this sedimentation phase. To compute it we have to consider that the exposure time of each sample is dependent of its depth ($t = z/B$). The equation becomes then (Guralnik *et al.*, 2011):

$$C(z, B) = \overline{C}_0 \cdot e^{-\frac{\lambda \cdot z}{B}} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot B}{\Delta_i} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho \cdot z}{\Delta_i}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\frac{\lambda}{B} + \frac{\rho}{\Delta_i}\right) \cdot z} \right) \quad (2)$$

To strengthen our result we also test 2 extreme inversion hypotheses: the minimum age is given by considering that the loess deposition occurred very recently and the maximum age is given by considering loess deposition contemporaneous to the terrace abandonment, both considering a null erosion rate (Table B).

This region is located at high elevation and snow cover might impact the cosmogenic production rate. However, this is also a very arid area and the snow cover is limited to an average of ~12 cm during 139 days per year (Yang and Cui 2005). Moreover, snow has a really low density (~0.1 g/cm³) and its impact on production rate evaluations is then totally negligible.

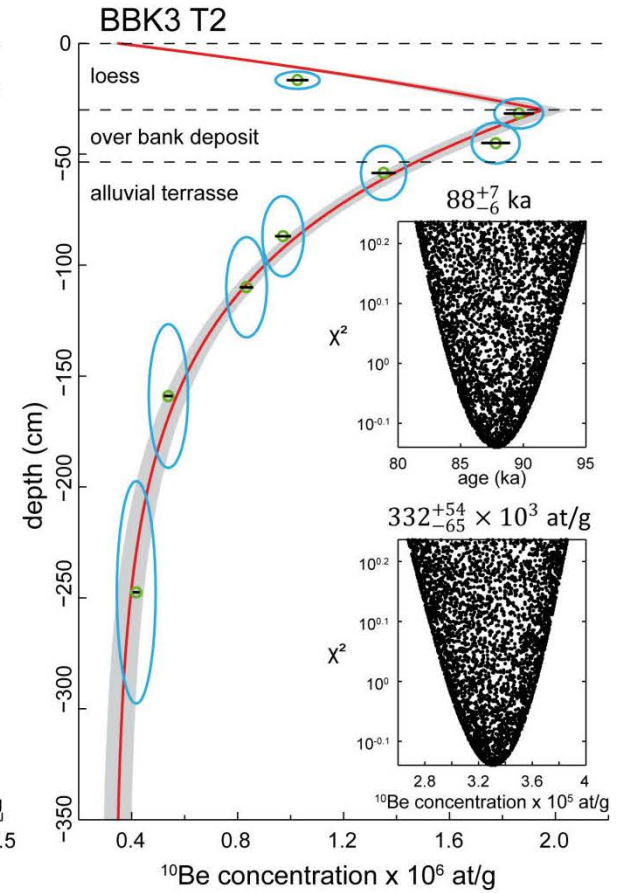
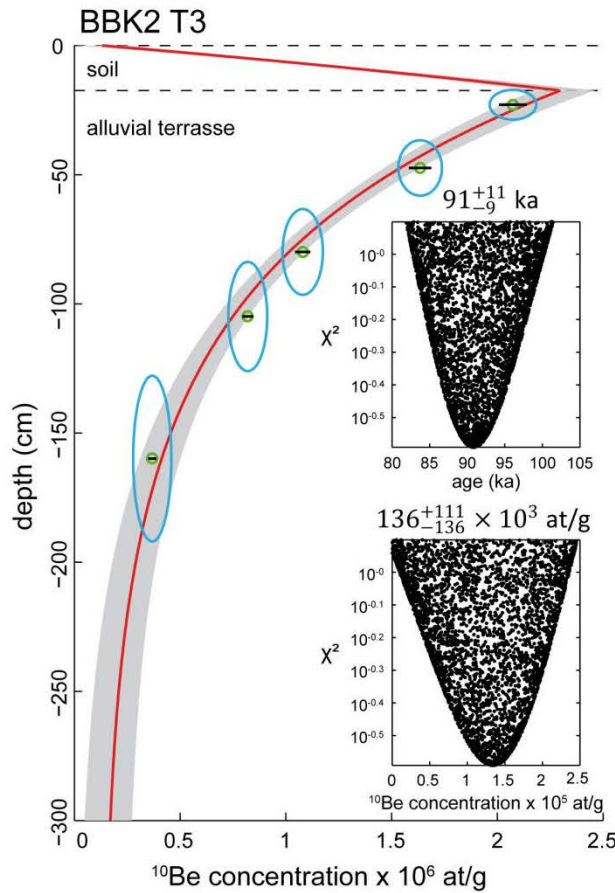
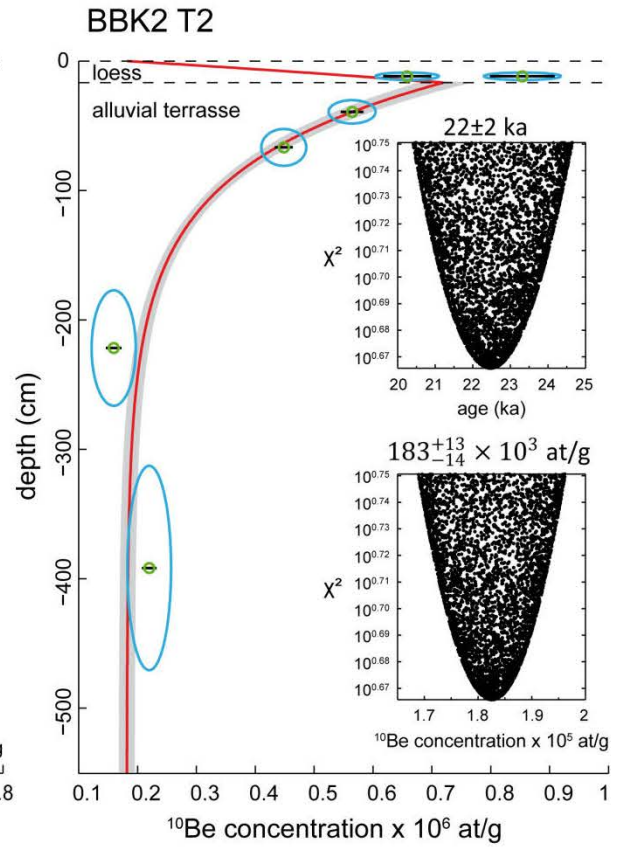
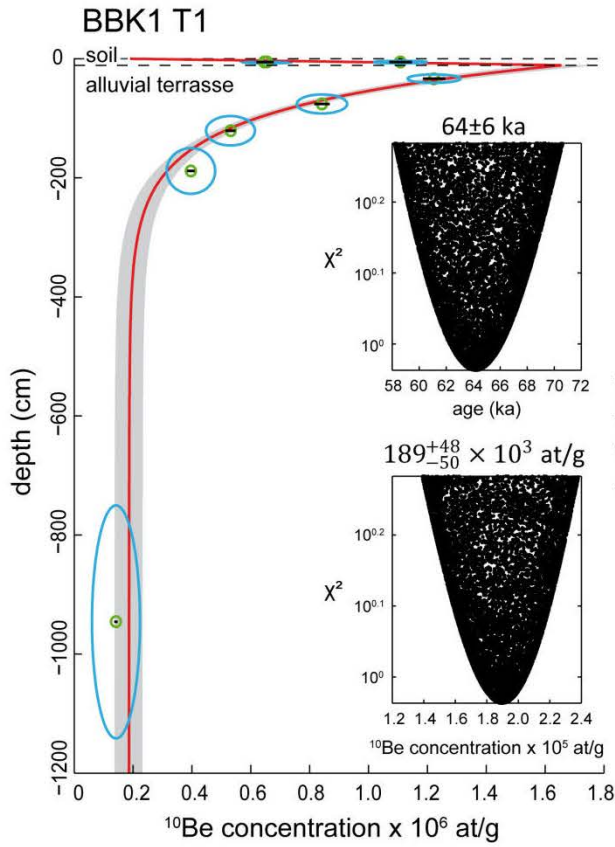


Figure D: ^{10}Be cosmogenic concentrations as a function of depth for each of the 4 analyzed sites. Note that all of the fine sediments (silt, loess, soil) were considered having a bulk density of $1.6 \pm 0.2 \text{ g/cm}^3$ and their real thicknesses were converted to theoretical thickness matching with the respective terraces' density.

Evidences of active deformation in the Nalati and Yili basins

The morphology of the northern flank of the Narat Range is characterized by a piedmont ending into a small endorheic basin (Nalati Basin). Here, at least two parallel reverse faults, trending roughly E-W and dipping to the south, can be evidenced (Fig. D). The first one lies at the base of the main reliefs of the Narat Range and affects Quaternary glacial deposits and the second one clearly offsets the most recent sediments of the Nalati Basin (Fig. D). Based on DGPS topographic measurements, fault scarp heights of this last structure reach 60 to 80 m.

The Nalati Basin is separated from the Yili Basin, situated further north, by the ~700 m high Nalati Range, trending E-W. Morphologic evidences of active deformation also strongly suggest that it corresponds to a main antiform associated to a thrust plane dipping south. North of the Yili basin, the range exhibits a very high topography (up to 4500 m) making the detection of potential active faults from field observations or satellite images difficult. Instrumental seismicity reveals, however, a significant earthquake activity characterized by shallow (depth < 15 km) dextral strike-slip focal mechanisms with a slight thrust component (e.g. Fang *et al.*, 2014, Fig. 1). This part of eastern Tianshan is crossed by the 700 km long Bolokenu-Aqikekuduk fault zone (Bo-A) and also by the Kashi river fault, both showing evidences in the morphology of Late Quaternary activity. These faults also generated recent strong seismicity in 1944 (M=7.4 earthquake) for the Bo-A fault zone and in 1812 (M=8 earthquake) for the Kashi Fault (Shen *et al.*, 2011; Fang *et al.*, 2014). These observations strongly suggest that slip partitioning and additional crustal shortening is accommodated in this portion of the range.

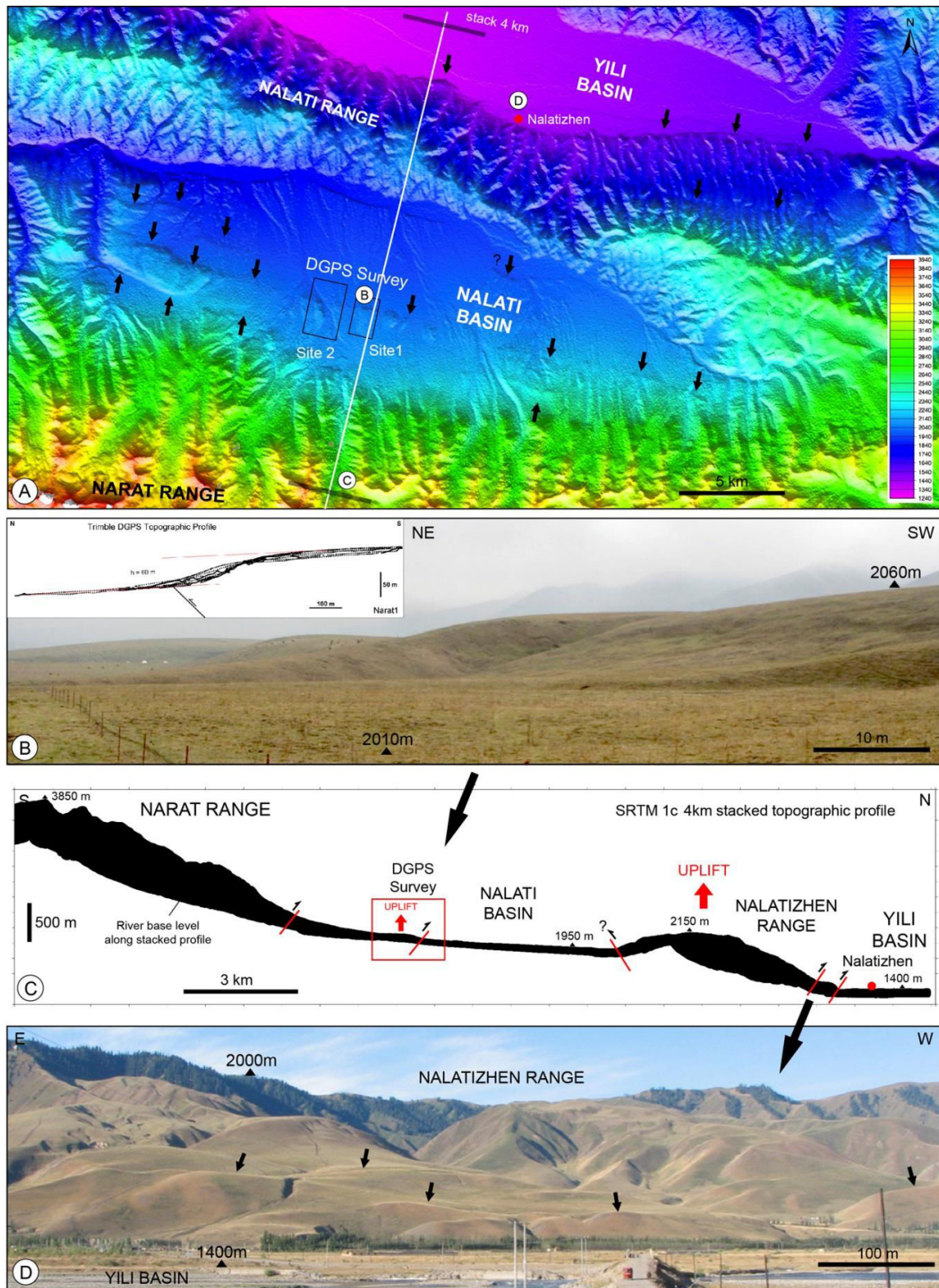


Figure A

Figure E: *A:* Topographic map of the Nalati and Yili basin. Black arrows point out active tectonic scarps associated to south dipping reverse active faults. *B:* Panorama and DGPS profile of a cumulated fault scarp, uplifted of 60 m, within the Nalati basin (see location in figure DA). *C:* 5 km topographic stacked profile across the Nalati and Yili basin. *D:* Panorama of the southern border of the Nalati basin and Nalati Range, displaying active fault scarps.

Tables

sample name	depth (cm)	sampling thickness (cm)	sample type	pur Qz weight (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 10^{-14}	^{10}Be counts	$[^{10}\text{Be}]$ $10^4(\text{at/g})$	error $10^4(\text{at/g})$
BBK1 T1 (43.0467°N, 84.1445°E, Z = 2491 m)								
TS12_BBK1_T1_P0a	-7.5	2.5	5 Qz cobbles $\varnothing > 5\text{cm}$	2.55	6.02	709	64.6	2.7
TS12_BBK1_T1_P0b	-7.5	2.5	12 Qz cobbles $5\text{cm} > \varnothing > 2\text{cm}$	8.73	21.01	1211	65.5	2.2
TS12_BBK1_T1_P0c	-7.5	2.5	50 gravels $2\text{cm} > \varnothing > 0.5\text{cm}$	1.93	7.91	1134	110.9	3.8
TS12_BBK1_T1_P1	-37.5	2.5	sand and fine pebbles	10.66	47.90	1292	122.3	3.8
TS12_BBK1_T1_P2	-80	5	sand and fine pebbles	12.64	39.22	1268	84.2	2.6
TS12_BBK1_T1_P3	-125	5	sand and fine pebbles	10.70	20.97	1228	53.1	1.7
TS12_BBK1_T1_P4	-192.5	7.5	sand and fine pebbles	9.27	13.67	1222	39.7	1.3
TS12_BBK1_T1_P5	-950	50	sand and fine pebbles	10.38	5.55	804	14.2	0.6
BBK2 T2 (43.0690°N, 84.0747°E, Z = 2616 m)								
TS12_BBK2_T2_P0a	-17.5	2.5	~30 coarse pebbles	1.75	5.55	348	85.4	5.5
TS12_BBK2_T2_P0b	-17.5	2.5	~30 coarse pebbles	1.16	2.92	441	65.8	4.1
TS12_BBK2_T2_P1	-47.5	4.5	sand and fine pebbles	5.86	12.36	1204	56.4	1.9
TS12_BBK2_T2_P2	-75	5	sand and fine pebbles	4.49	7.46	1199	44.8	1.5
TS12_BBK2_T2_P3	-120	5	sand and fine pebbles	2.08	8.49	811	108.8	4.3
TS12_BBK2_T2_P4	-230	5	sand and fine pebbles	2.22	1.39	209	16.0	1.3
TS12_BBK2_T2_P5	-400	10	sand and fine pebbles	3.46	2.87	389	22.0	1.2
BBK2 T3 (43.0712°N, 84.0713°E, Z = 2644 m)								
TS12_BBK2_T3_P1	-30.5	3.5	sand and fine pebbles	2.49	19.21	1239	207.5	6.6
TS12_BBK2_T3_P2	-55	5	sand and fine pebbles	7.86	47.40	1272	163.6	5.3
TS12_BBK2_T3_P3	-87.5	4.5	sand and fine pebbles	5.44	21.77	1233	108.0	3.6
TS12_BBK2_T3_P4	-112.5	2.5	sand and fine pebbles	7.38	22.44	1241	82.1	2.6
TS12_BBK2_T3_P5	-167.5	2.5	sand and fine pebbles	3.07	4.33	547	36.9	1.9
BBK3 T2 (42.9012°N, 84.1019°E, Z = 2407 m)								
TS12_BBK3_T2_L1	-25	3	loess	1.56	6.03	842	102.7	4.1
TS12_BBK3_T2_L2	-47.5	3.5	sand and silt	10.59	73.18	1268	186.2	5.7
TS12_BBK3_T2_L3	-67.5	2.5	sand and silt	20.20	132.19	1257	177.5	5.5
TS12_BBK3_T2_P1	-83.5	3.5	sand and fine pebbles	3.64	18.24	1211	135.1	4.6
TS12_BBK3_T2_P2	-112	5	sand and fine pebbles	13.39	48.10	1257	97.2	3.0
TS12_BBK3_T2_P3	-135	5	sand and fine pebbles	19.92	61.06	1253	83.4	2.6
TS12_BBK3_T2_P4	-184	6	sand and fine pebbles	20.70	41.52	1280	53.9	1.7
TS12_BBK3_T2_P5	-272.5	7.5	sand and fine pebbles	20.10	31.09	1214	41.8	1.3

Table A: Parameters and ^{10}Be concentrations of samples.

	age min (ka)	age sed. (ka)	age max (ka)
BBK1	59 ⁺⁷ ₋₇	64 ⁺⁶ ₋₆	69 ⁺¹¹ ₋₉
BBK2-T2	19 ⁺² ₋₃	22 ⁺² ₋₂	26 ⁺³ ₋₃
BBK2-T3	80 ⁺⁹ ₋₈	91 ⁺¹¹ ₋₉	103 ⁺¹⁵ ₋₁₂
BBK3-T2	74 ⁺⁷ ₋₆	88 ⁺⁷ ₋₆	105 ⁺¹³ ₋₁₀

Table B: Dating results. The minimum and maximum values are computed by considering an instantaneous deposit of the loess layer either recently or contemporaneously to the terrace abandonment. The central values results from a continuous sedimentation hypothesis.

BIBLIOGRAPHY

- Braucher, R.; Bourlès, D. L.; Brown, E. T.; Colin, F.; Muller, J.-P.; Braun, J.-J.; Delaune, M.; Edou Minko, A.; Lescouet, C.; Raisbeck, G. M. & Yiou, F. Application of in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon, *Chemical Geology*, 2000, 170, 95-111, doi: 10.1016/S0009-2541(99)00243-0.
- Braucher, R.; Merchel, S.; Borgomano, J. & Bourlès, D. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach, *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 309, 1-9, doi: 10.1016/j.epsl.2011.06.036.
- Brown, E. T.; Edmond, J. M.; Raisbeck, G. M.; Yiou, F.; Kurz, M. D. & Brook, E. J. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Elsevier, 1991, 55, 2269-2283, doi: 10.1016/0016-7037(91)90103-C
- Chmeleff, J.; von Blanckenburg, F.; Kossert, K. & Jakob, D. Determination of the ¹⁰Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, 2010, 268, 192-199, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.012.
- Fenton, C. R.; Hermanns, R. L.; Blikra, L. H.; Kubik, P. W.; Bryant, C.; Niedermann, S.; Meixner, A. & Goethals, M. M. Regional ¹⁰Be production rate calibration for the past 12ka deduced from the radiocarbon-dated Grøtlandsura and Russenes rock avalanches at 69°N, Norway, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2011, 6, 437-452, doi: 10.1016/j.quageo.2011.04.005.
- Guralnik, B.; Matmon, A.; Avni, Y.; Porat, N. & Fink, D. Constraining the evolution of river terraces with integrated OSL and cosmogenic nuclide data, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2011, 6, 22-32, doi: 10.1016/j.quageo.2010.06.002.
- Hancock, G. S.; Anderson, R. S.; Chadwick, O. A. & Finkel, R. C. Dating fluvial terraces with ¹⁰Be and ²⁶Al profiles: Application to the Wind River, Wyoming, *Geomorphology*, Elsevier, 1999, 27, 41-60, doi: 10.1016/S0169-555X(98)00089-0.
- Kaplan, M. R.; Strelin, J. A.; Schaefer, J. M.; Denton, G. H.; Finkel, R. C.; Schwartz, R.; Putnam, A. E.; Vandergoes, M. J.; Goehring, B. M. & Travis, S. G. In-situ cosmogenic ¹⁰Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: Implications for late-glacial climate chronology, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 2011, 309, 21-32, doi: 10.1016/j.epsl.2011.06.018.
- Kohl, C. & Nishiizumi, K. Chemical isolation of quartz for measurement of in situ produced cosmogenic nuclides, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Elsevier, 1992, 56, 3583-3587, doi: 10.1016/0016-7037(92)90401-4
- Korschinek, G.; Bergmaier, A.; Faestermann, T.; Gerstmann, U.; Knie, K.; Rugel, G.; Wallner, A.; Dillmann, I.; Dollinger, G.; Von Gostomski, C. L. & others A new value for the half-life of ¹⁰Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, 2010, 268, 187-191, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.020.
- Lal, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 1991, 104, 424-439, doi: 10.1016/0012-821X(91)90220-C.
- Lavé, J. & Avouac, J. P. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105, 5735-5770, doi: 10.1029/1999JB900292

Chapitre VI : Les zones internes de la chaîne

- Nishiizumi, K.; Imamura, M.; Caffee, M. W.; Southon, J. R.; Finkel, R. C. & McAninch, J. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, 2007, 258, 403-413, doi: 10.1016/j.nimb.2007.01.297.
- Putnam, A.; Schaefer, J.; Barrell, D.; Vandergoes, M.; Denton, G.; Kaplan, M.; Finkel, R.; Schwartz, R.; Goehring, B. & Kelley, S. In situ cosmogenic ^{10}Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2010, 5, 392-409, doi: 10.1016/j.quageo.2009.12.001.
- Stone, J. O. Air pressure and cosmogenic isotope production, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2000, 105, 23753-23759, doi: 10.1029/2000JB900181.
- Uppala, S. M.; Kållberg, P.; Simmons, A.; Andrae, U.; Bechtold, V.; Fiorino, M.; Gibson, J.; Haseler, J.; Hernandez, A.; Kelly, G. & others The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, 2005, 131, 2961-3012, doi: 10.1256/qj.04.176.
- Yang, Q. & Cui, C. Impact of climate change on the surface water of Kaidu River Basin, *Journal of Geographical Sciences*, Springer, 2005, 15, 20-28, doi: 10.1007/BF02873103.

Chapitre VII : Le piémont Nord



Vestiges de la terrasse haute de la rivière de Jingou.

"Le savoir est la seule chose qui augmente quand on le partage."

Michel Serres

Contenu du Chapitre VII

VII.1 Introduction	172
VII.1.1. Les principales structures du piémont Nord	172
VII.1.2. Age de la déformation et raccourcissement associé au Néogène: état de l'art	174
VII.1.3. La déformation au Quaternaire	174
VII.1.4. Bilan et objectifs	175
Miocene to Holocene morpho-tectonic evolution of the Dushanzi anticline (northern Tianshan, China)	178
Abstract	178
1 Introduction	179
2 Geological settings	182
2.1 Geology of the Northern Tianshan piedmont	182
2.2 The Kuitun river alluvial terraces across Dushanzi anticline	182
2.3 Structure of the Dushanzi Anticline	183
3 Methods and sampling	186
3.1 Cosmogenic dating	186
3.2 Infrared Stimulated Luminescence Dating of Terrace T0	189
3.3 Fold kinematic model	189
3.4 The area conservation method	192
4 Results	193
4.1 Age constraints of the alluvial terraces	193
4.2 Fold Model Settings	193
4.3 Finite shortening	194
4.4 Pleistocene shortening rates	194
4.5 Miocene shortening rates	195
5 Discussion	196
5.1 Shortening rate calculation: uncertainties and constrains	196
5.2 Shortening history of the Dushanzi anticline	197
5.3 Shortening across the Northern Tianshan piedmont	198

6. Conclusions.....	199
Acknowledgements.....	199
Bibliography	200
Online depository figures.....	204
VII.3. Répartition latérale de la déformation le long du piémont Nord.....	206
VII.3.1 Localisation des sites d'étude.....	207
VII.3.2 Les terrasses de la rivière d'Anjihai (partie sud).....	208
VII.3.3 Les terrasses de la rivière d'Anjihai (partie nord).....	210
VII.3.4 Les terrasses de la rivière de Jingou	213
VII.3.5 Les terrasses de la rivière de Manas	218
VII.3.6 Les terrasses de la rivière de Taxi.....	219
VII.3.7 Les terrasses de la rivière de Hutubi.....	221
VII.4 Bilan et discussion sur le piémont Nord	222

VII.1 Introduction

VII.1.1. Les principales structures du piémont Nord

Le piémont Nord du Tianshan présente un bassin d'avant chaîne composé de trois rangées parallèles de plis et de chevauchements s'étirant d'ouest en est (Fig. VII.1.1) organisés en échelon. Cette organisation particulière est liée à la propagation des plis vers l'extérieur de la chaîne et à l'obliquité du front de chaîne par rapport à la contrainte principale (e.g. Yu *et al.*, 2012). Les structures qui se forment ici se développent au cœur de l'épaisse couverture sédimentaire (~10 km), constituée de sédiments continentaux méso-cénozoïques, qui recouvre le craton du Junggar (e.g. Hendrix *et al.*, 1992 ; Charreau, 2005). Deux formations particulières localisent les niveaux de décollement : la base d'un niveau de charbons jurassiques, situé à ~7 km de profondeur sous le niveau marin, et les sédiments lacustres paléogènes de la formation d'Anjihai, situés à 3,5-4 km de profondeur (e.g. Daëron *et al.*, 2007 ; Charreau *et al.*, 2008 ; Lu *et al.*, 2010a ; Stockmeyer *et al.*, 2014). Grâce à ces niveaux de décollement, des structures tectoniques parfois complexes se développent. On trouve des anticlinaux de rampe, des structures plus complexes en mâchoires de crocodiles, et des plis de détachement (Fig. VII.1.2, 3 et 4 ; He *et al.*, 2005; Daëron *et al.*, 2007 ; Charreau *et al.*, 2008 ; Lu *et al.*, 2010a ; Li *et al.*, 2011a).

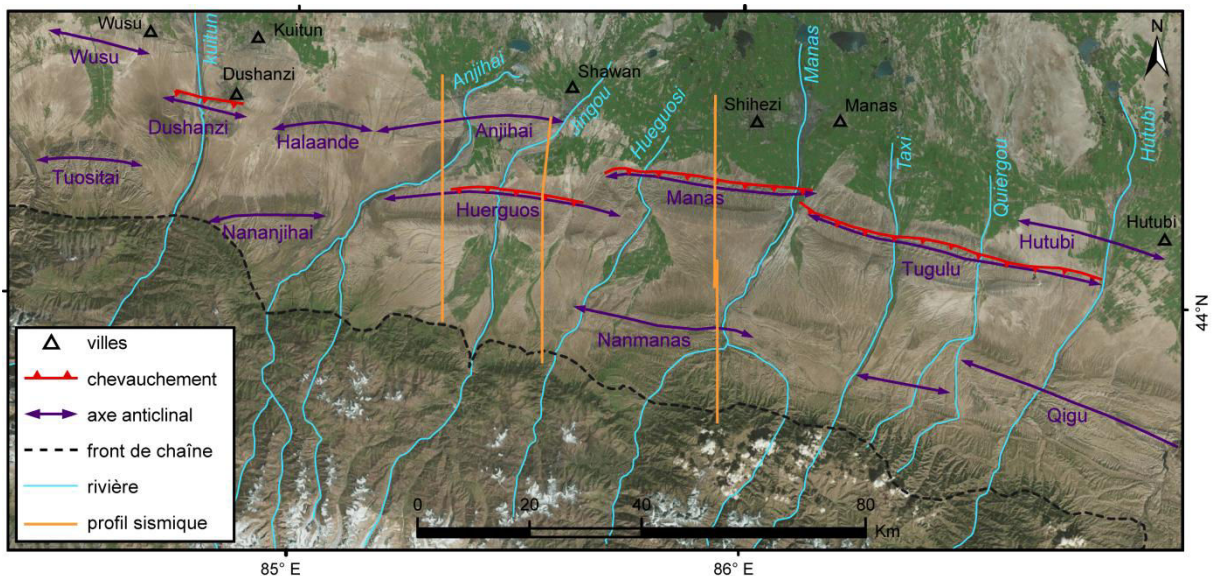


Figure VII.1.1 : Rivières et anticlinaux du piémont Nord du Tianshan. Le fond de carte est une image satellite (esri.com). Le tracé du profil sismique le plus à l'ouest correspond à celui utilisé par Li *et al.* (2011a) pour réaliser la coupe montrée en figure VII.1.2 et les deux profils sismiques plus à l'est correspondent à ceux issus de Stockmeyer *et al.* (2014), montrés dans les figures VII.1.3 et VII.1.4.

Les structures tectoniques sont initiées par le mouvement d'écaillés chevauchantes provenant de la chaîne paléozoïque qui viennent indenter la couverture sédimentaire méso-cénozoïque (Fig. VII.1.2, 3 et 4). Les structures accolées au front de chaîne sont cependant assez mal contraintes car les profils sismiques ne mettent pas en évidence de bons réflecteurs dans ces régions proximales. Les différents auteurs proposent ainsi des géométries différentes les unes des autres et les estimations de raccourcissements totaux sont assez variables suivant les articles. Plus au nord les structures s'organisent sur les deux niveaux de décollement générant des plis de rampe dans la seconde ceinture de plis (les anticlinaux de Huerguosi, Manas, Tugulu). Enfin, la troisième ceinture se compose essentiellement de plis de détachement plus récents (Daëron *et al.*, 2007 ; Li *et al.*, 2011a). L'anticlinal de

Dushanzi, bien qu'appartenant à la troisième ceinture de plis située au nord, fait exception puisque c'est un pli de rampe évolué (voir Chapitre VII.2). Cette maturité est liée à l'obliquité NO-SE du front de la chaîne paléozoïque par rapport à la direction principale de raccourcissement nord-sud qui elle génère les ceintures de plis orientées globalement est-ouest. Cet anticlinal, situé à l'ouest, se retrouve ainsi bien plus proche du front que ne le sont les autres anticlinaux de la même ceinture.

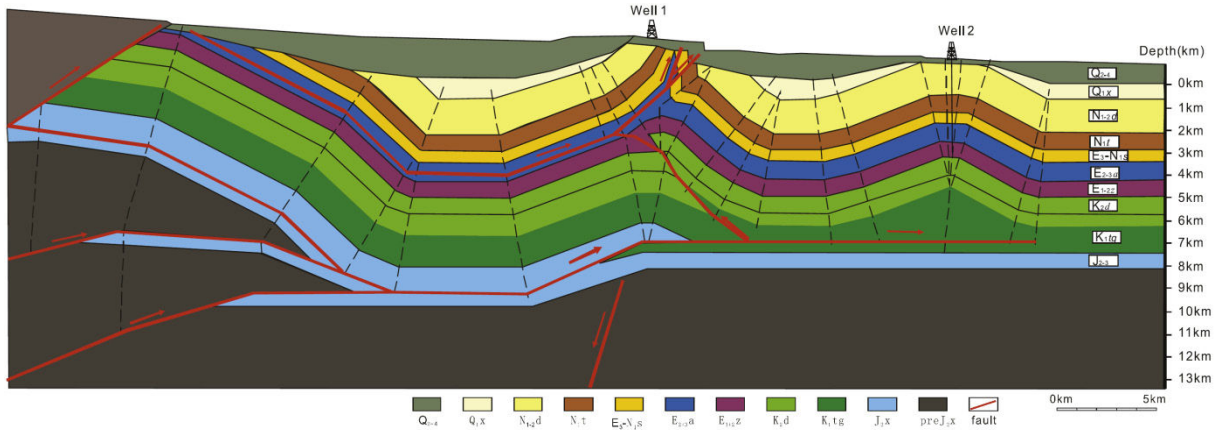


Figure VII.1.2 : Coupe équilibrée des anticlinaux de Huerguosi (well 1) et d'Anjihai (well 2) (Li et al., 2011a). Le tracé de cette coupe passe à l'ouest de la rivière de Jingou (voir Fig. VII.1.1).

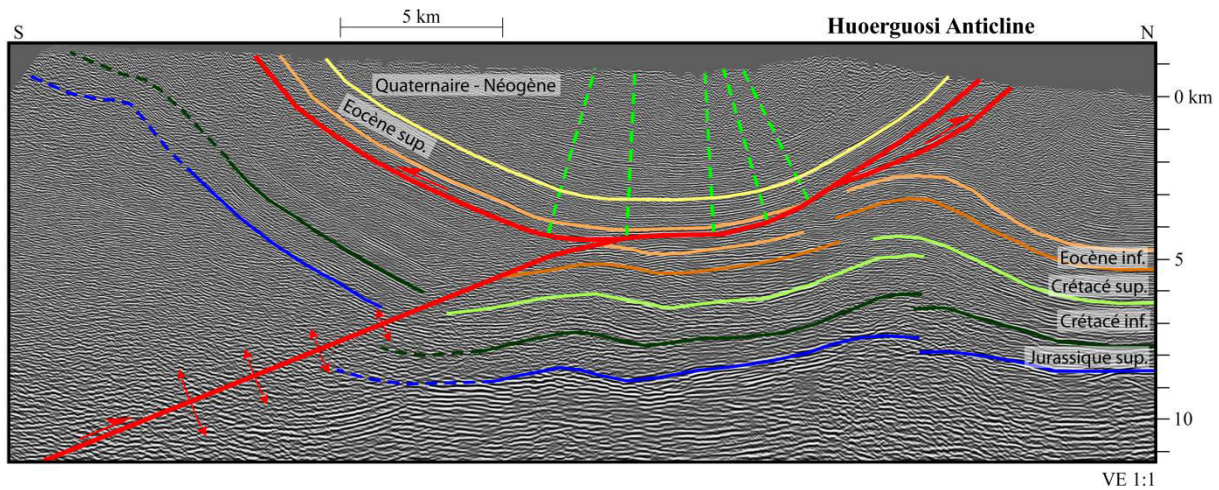


Figure VII.1.3 : Profil sismique interprété de l'anticlinal de Huerguosi (modifié d'après Stockmeyer et al., 2014). Le tracé de cette coupe passe à l'est de la rivière de Jingou (voir Fig.VII.1.1).

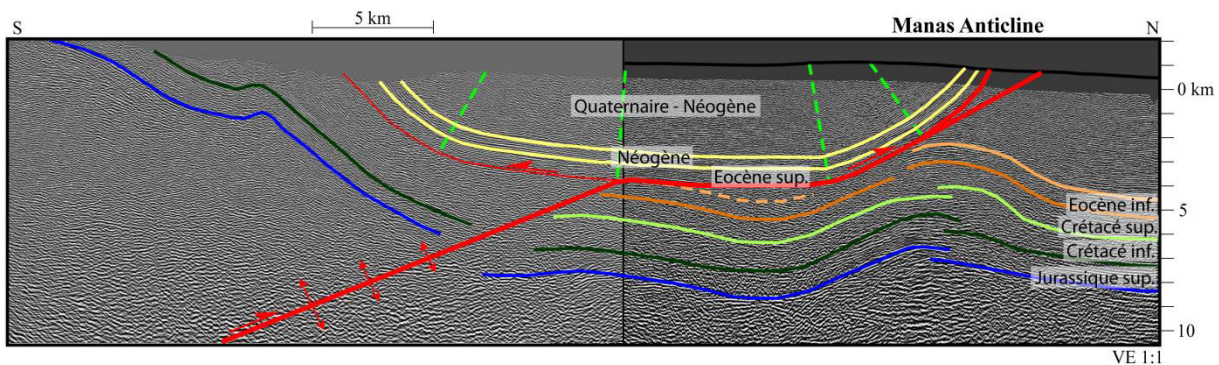


Figure VII.1.4 : Profil sismique interprété de l'anticlinal de Manas (modifié d'après Stockmeyer et al., 2014). Le tracé de cette coupe passe à l'est de la rivière de Manas (voir Fig.VII.1.1).

VII.1.2. Age de la déformation et raccourcissement associé au Néogène: état de l'art

Comme sur le piémont Sud, de l'exhumation est à l'œuvre dans cette ceinture de plis et de chevauchements dès ~25 Ma, comme en témoignent des études thermochronologiques (Hendrix *et al.*, 1994). De manière générale, les structures semblent ensuite se développer graduellement depuis la chaîne vers le bassin, en séquence normale (*e.g.* Avouac *et al.*, 1993). Burchfiel *et al.* (1999) étudient en de nombreux points les structures au travers du piémont Nord et proposent des coupes basées sur des relevés de terrains. À partir de ces coupes et d'un âge présumé de la formation conglomératique de la Xiyu, ils estiment des vitesses de raccourcissement sur la plupart des structures du piémont. Cependant l'âge de cette formation est variable latéralement (*e.g.* Charreau *et al.*, 2009b) rendant très incertaines ces premières estimations de vitesses de raccourcissement, de plus, il existe désormais des profils sismiques qui permettent de mieux contraindre les géométries des plis en profondeur. Ainsi, les études de Charreau *et al.* (2008) et Daëron *et al.* (2007) détaillent les vitesses de raccourcissement le long de la rivière de Jingou pour des anticlinaux de Huerguosi (au sud) et d'Anjihai (au nord). Ces vitesses sont basées sur des modélisations de plissement des couches syntectoniques et des datations magnétostratigraphiques (Charreau, 2005 ; Charreau *et al.*, 2009a). Ainsi, l'anticlinal de Huerguosi est actif depuis au moins 10 Ma, et raccourcit à une vitesse de $0,84 \pm 0,04$ mm/an entre 10 et 4 Ma, pour accélérer ensuite à $1,1 \pm 0,02$ mm/an après 4 Ma (Charreau *et al.*, 2008). L'anticlinal d'Anjihai quant à lui ne se développe qu'à partir de ~7,4 Ma, tout d'abord à une vitesse inférieure à ~0,4 mm/an, puis accélère à partir de 0,9 Ma à une vitesse de 1,12 mm/an (Daëron *et al.*, 2007). Ces deux études suggèrent donc une propagation en séquence normale de la déformation et une tendance à l'accélération au cours du Néogène.

VII.1.3. La déformation au Quaternaire

Le piémont Nord du Tianshan présente une sismicité importante comme le démontre le récent séisme (22 février 2015) de MW=5,1 enregistré près de la ville de Shihezi (44.133°N, 85.568°E). De plus, plusieurs séismes de Mw~8 sont connus historiquement comme celui de Manas en 1906 de Mw 7,4-8,2 (Avouac *et al.*, 1993 ; Deng *et al.*, 1996 ; Stockmeyer *et al.*, 2014). Cette forte activité sismique se traduit également morphologiquement par de nombreux escarpements de faille (Avouac *et al.*, 1993). Ainsi, plusieurs études paléosismologiques ont été réalisées sur le piémont Nord. Deng *et al.* (1996) démontrent l'activité des failles à l'origine des anticlinaux de rampe de Dushanzi, Halaahande, Huerguosi, Tugulu, grâce à des datations par âge ^{14}C et par thermoluminescence de colluvions au niveau des escarpements de faille. Ces études paléosismologiques montrent aussi l'absence d'événement sismique sur le front de chaîne et sur la faille de Qigu (un anticlinal au sud) depuis au moins 30 ka (Zhang P. *et al.*, 1994 ; Deng *et al.*, 1996). L'activité des failles liées aux structures les plus frontales est aussi démontrée par la datation de veines de quartz dans les fracturations (He *et al.*, 2005). Ces datations indiquent, en effet, des âges de formation de ces veines il y a entre quelques dizaines et quelques centaines de milliers d'années seulement (He *et al.*, 2005). Si ces études donnent des informations sur la récurrence des séismes elles renseignent peu sur les déplacements associés et donc sur les vitesses sur les failles.

Dans ce but, plusieurs études morpho-tectoniques ont été réalisées dans les années 1990 (Avouac *et al.*, 1993 ; Molnar *et al.*, 1994). Cependant là encore les datations demeurent le point faible des estimations de vitesses faites à cette époque, tout comme le manque de données de sub-surface. Avouac *et al.* (1993) mesurent des escarpements de failles, et font l'hypothèse que les terrasses principales sont issues de la transition Holocène à $\sim 10 \pm 2$ ka. Ils proposent ensuite des âges pour les autres terrasses en quantifiant des profils de diffusion entre les terrasses pour

en effectuer des datations relatives. Ne disposant pas non plus d'information sur les géométries des structures en sub-surface, les angles des rampes demeurent eux aussi des estimations. De manière assez similaire, Molnar *et al.* (1994) mesurent au théodolite la topographie des terrasses le long des rivières de Kuitun (voir Chapitre VII.2), et de Quiergou. Ils déterminent également des âges d'exposition en mesurant la concentration en ^{10}Be sur des galets de surface prélevés sur la terrasse principale de la rivière de Kuitun. Ils y trouvent ainsi des valeurs assez dispersées probablement liées à un héritage complexe et à du remaniement sur la surface de la terrasse (voir Chapitre VII.2). Ces âges restent donc très incertains. En revanche ces auteurs ont également daté par radiocarbone une terrasse le long de la rivière de Quiergou. Malgré tout, là aussi pour cette étude les dates demeurent incertaines et les géométries de profondeur sous-contraintes. Néanmoins ces premières estimations démontrent l'activité récente et significative de ces structures.

VII.1.4. Bilan et objectifs

Datation des marqueurs morphologiques

Depuis ces premières études morphotectoniques aux âges mal déterminés, plusieurs autres, principalement orientées vers l'analyse des relations entre les terrasses et les variations climatiques, apportent de meilleures contraintes sur les âges d'abandon de ces terrasses (Poisson et Avouac, 2004 ; Lu *et al.*, 2010b ; Gong *et al.*, 2014). Néanmoins ces études restent limitées géographiquement et ne permettent pas une quantification globale de la déformation sur l'ensemble du piémont. Je propose donc au cours de ce chapitre de mieux dater ces marqueurs morphologiques. Huit de ces datations sont des profils de concentrations en ^{10}Be , qui ont été prélevés pendant les missions de terrain de 2010 et 2012. Je les ai traités moi même au CRPG (jusqu'au stade de la mise en cathode de la poudre d'oxyde de béryllium) ensuite, les concentrations en ^{10}Be ont été mesurées au CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement) par l'équipe d'ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, composée de Maurice Arnold, Georges Aumaître, Didier Bourlès et Karim Keddadouche).

La gestion de la présence de lœss

La présence de lœss est assez fréquente sur les terrasses du piémont Nord et la chronologie précise des événements de leurs dépôts n'est pas bien définie à ma connaissance, ce qui complexifie la datation par l'analyse des isotopes cosmogéniques (voir Chapitre V.2). Il existe un certain nombre de mesures OSL et ESR qui datent des dépôts de lœss depuis 550 ka jusqu'il y a seulement 500 ans pour le plus jeune (Yuan *et al.*, 2009 ; Lu *et al.*, 2010b, 2014 ; Gong *et al.*, 2014). Yuan *et al.* (2009) proposent que les dépôts les plus anciens soient exclusivement liés à un apport majeur éolien tandis que les dépôts les plus récents, qui recouvrent les terrasses alluviales, soient essentiellement des remaniements locaux, probablement par les eaux de ruissellement, de ces lœss anciens le long des pentes. De manière générale, on constate que les dépôts de lœss sont de plus en plus faibles à mesure que l'on descend sur des terrasses plus jeunes et que des passées de lœss se trouvent parfois piégées à l'intérieur des terrasses alluviales (*e.g.* Gong *et al.*, 2014), ce qui tendrait à soutenir l'hypothèse que les lœss présents sur les terrasses soient issus du remaniement de lœss anciens. La croissance de l'épaisseur avec l'âge des terrasses montre que si ce n'est un dépôt continu dans le temps, il faut au moins invoquer plusieurs épisodes de dépôt répétés fréquemment pour produire un tel résultat. En l'absence de contraintes fortes sur l'âge d'éventuels épisodes de dépôts, et par soucis de simplicité, pour évaluer l'âge des terrasses dans la suite je fais l'hypothèse que ces lœss se

déposent de manière continue au cours du temps. C'est une hypothèse qui permet, à mon sens, de donner l'estimation la plus juste possible des âges des terrasses.

Par ailleurs, si la présence de lœss, postérieure à l'abandon des terrasses étudiées, complexifie la datation par isotope cosmogénique, elle offre en contrepartie une possibilité de dater ces surfaces. Ainsi, un âge OSL existe le long de la rivière de Manas, ce qui nous permettra d'y estimer une vitesse de raccourcissement. De plus le long des rivières Kuitun et Jingou deux terrasses sont préservées en haute altitude au cœur des anticlinaux. Elles présentent chacune une épaisse couche de lœss. Pour les dater nous y avons donc prélevé deux échantillons pour datation par OSL. Ces échantillons ont été analysés par Luca Malatesta (CalTech : California Institute of Technology), Edward Rhodes, et Nathan Brown à UCLA (University of California).

Données bibliographiques de sub-surface et de datation magnétostratigraphique

Par ailleurs, en complément de ces nouvelles données de datation on s'est également appuyé sur des études récentes qui présentent des profils sismiques sur l'ensemble du piémont Nord. Ceci nous a permis de mieux contraindre les géométries en profondeur : angle de la rampe de chevauchement et profondeur du niveau de décollement notamment (*e.g.* Wang *et al.*, 2004 ; Lu *et al.*, 2010a ; Li *et al.*, 2011a ; Chen *et al.*, 2012 ; Stockmeyer *et al.*, 2014).

On a également utilisé sur les récentes analyses magnétostratigraphiques publiées dans la région qui permettent de dater les sédiments syn-tectoniques déposés lors des plissements (*e.g.* Charreau *et al.*, 2005).

Approches choisies pour quantifier la déformation

Les âges obtenus par datation cosmogénique sont associés à des profils topographiques de terrasses, issus de données DGPS, théodolites ou de données SRTM. Je me suis servi de données topographiques de précision existantes dans la bibliographie (Molnar *et al.*, 1994; Poisson, 2002; Poisson et Avouac 2004) ; et des données issues d'anciennes missions de terrain qui m'ont été fournies par Stéphane Dominguez. Et, quand les données n'étaient pas disponibles ou incomplètes, j'ai extrait les données SRTM pour chaque terrasse (à partir du logiciel ArcGis®). Pour cela, l'ensemble des pixels présents sur la surface de la terrasse ont été extraits, puis projetés sur un axe perpendiculaire à l'axe du chevauchement. Afin de représenter l'ensemble de ces données, j'ai ensuite calculé les moyennes, les minimums, les maximums, et les premiers et troisièmes quartiles pour chaque segment de 100 mètres le long de l'axe de projection. Ainsi, les terrasses sont représentées par leurs points moyens tous les cent mètres et par une surface d'incertitude définie par les premiers et troisièmes quartiles de ces mêmes segments de cent mètres. Et enfin, nous avons mesuré le raccourcissement subi par ces terrasses avec la méthode de l'aire en excès, grâce aux informations de profondeur de niveau de décollement issues d'études sismiques dans la région (*e.g.* Wang *et al.*, 2004 ; Li *et al.*, 2011a ; Chen *et al.*, 2012 ; Stockmeyer *et al.*, 2014). Ces données permettent donc de mieux contraindre les vitesses de raccourcissement sur l'ensemble du piémont Nord au Quaternaire.

Dans le cadre de l'étude du pli de Dushanzi situé à l'ouest du piémont nous appliquons également la méthode basée sur la modélisation du plissement (voir Chapitre V.3). La partie VII.2 est ainsi constituée d'une version préparatoire d'un article sur l'évolution temporelle de cet anticlinal associant modélisation, datation de terrasse pour une quantification de la déformation depuis le Néogène jusqu'au Quaternaire. La troisième partie, quant à

Chapitre VII : Le piémont Nord

elle, présente de multiples estimations de raccourcissements quaternaires sur le reste du piémont Nord en s'appuyant sur des marqueurs morphologiques déformés et datés.

Miocene to Holocene morpho-tectonic evolution of the Dushanzi anticline (northern Tianshan, China)

Dimitri Saint-Carlier¹, Julien Charreau¹, Jérôme Lavé¹, Pierre-Henri Blard¹, Luca Malatesta², Stéphane Dominguez³, Wang Shengli⁴, Jean-Philippe Avouac⁵, Edward Rhodes⁶, and ASTER Team^{7*}

1. Université de Lorraine, Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique, UMR 7358 CNRS-UL, 15 rue Notre Dame des Pauvres, B.P. 20, 54501 Vandœuvre lès Nancy, France

2. California Institute of Technology, Division of Geology and Planetary Sciences, 1200 E California Blvd, Pasadena CA 91125, United States

3. Université Montpellier 2, Géosciences Montpellier, UMR 5243, Place E. Bataillon, case 060 - 34095 Montpellier Cedex 5, France

4. Nanjing University, Department of Earth and Sciences, Nanjing, China

5. University of Cambridge, Department of Earth Sciences, Cambridge, United Kingdom

6. University of California, Department of Earth and Space Sciences, Los Angeles, California 90095-1567, United States

7. Université d'Aix-Marseille, CNRS-IRD-Collège de France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, 13545 Aix-en-Provence, France

* M. Arnold, G. Aumaître, D.L. Bourlès, K. Keddadouche

Keys words: tectonic; shortening rates; Dushanzi Kuitun; Tianshan; alluvial terrace; growth-strata; piedmont.

Abstract

The Tianshan is one of the largest mountain ranges of Central Asia and accommodates an important part of the total India/Eurasia convergence. It is relevant for Eurasian tectonics to better quantify the deformation across this range especially across its piedmonts which focus most of the tectonic activity. The northern Tianshan piedmont is an east-west striking fold and thrust belt. We study here one of its structures, the Dushanzi anticline, which has folded cretaceous to quaternary sedimentary layers. During the Holocene, the Kuitun River rapidly entrenched the foreland and left numerous continuous alluvial terraces across the fold. Some of these terraces have been significantly folded by the Dushanzi anticline since their abandonment.

Based on subsurface seismic imaging, structural measurements and a morphological analysis we propose that this anticline results from deformation on two identified detachment levels. These lie at ~7000 and ~4000-m-depth and, according to a detailed balanced cross section, accommodated a finite shortening of ~4200 m and ~800 m, respectively. Across this complex structure we document the shortening rate from the Mio-Pliocene to the Holocene using a kinematic model which is based on kink band migration. The goal of this model was to identify the growth strata across the fold and to reconstruct the shortening history bed by bed. It was constrained using the subsurface imaging, the surface structural measurements, topographic profiles of the folded terraces added to magnetostratigraphic dating.

From this modeling it mainly turns out that the Dushanzi anticline was active at least since 8 Ma and we identify three main periods of fold growth. The first period lasts from 8 to 4 Ma and corresponds to a relatively gentle growth of the fold at a shortening rate between 1.1 and ~1.6 mm/yr. Then, the deformation seems to stop on this structure from 4 to 2 Ma. And, during a second period, from 2 to 0.5 Ma, this same lower detachment level was reactivated at a rate which is difficult to constrain from our data. However, we estimated a shortening for this period of at least 1000 m. Then, the third period corresponds to the deformation on the upper detachment level while the lower level remained quiescent. Assuming that only the upper level is currently active we modeled the geometry of two dated, uplifted and folded Holocene terraces which indicate a mean shortening rate of ~4 mm/yr since their abandonment.

This estimate of Holocene deformation is coherent with GPS-derived shortening rates if all the present deformation across the northern piedmont is accommodated by this frontal structure. However, they are almost 3 times larger than the mean deformation rate recorded during Plio-Pleistocene which may reflect a propagation of deformation across the piedmont from the main thrust of range to the foreland.

1 Introduction

The Tianshan Range is among the largest Mountains of Asia, spreading over 2000 km with summits higher than 7000m. This impressive topography started to rise during the Oligocene/Miocene in response to the India/Eurasia collision that reactivated numerous structures (Chen *et al.*, 2011) originally built during several Paleozoic collision and subduction episodes (Gao *et al.*, 1998; Chen *et al.*, 1999; Dumitru *et al.*, 2001). The width and the average elevation of the range decrease from West to East. To the East, the Tianshan is bounded by the Junggar and the Tarim basins (Fig. 1), two large endorheic basins that trap the sediments shed from the uplifting range. Like other foreland deposits, the bajadas of the Tianshan have been affected by intense thin skin tectonic, characteristics of intense thrusting and thickening along both the northern and southern sides of the range. However, in contrast with other large mountain ranges, the Tianshan does not display a critical wedge shape with one central drainage divide, but is characterized by several actively deformed intra-mountains basins (*e.g.* Thompson *et al.*, 2002, Jolivet *et al.*, 2010, Goode *et al.*, 2011). This topographic distribution and inner active deformation suggest that the Tianshan might be an immature mountain and therefore may represent a remarkable case -study to document early stages of orogenic processes, in particular the distribution of deformation through time.

Presently, geodetic measurements indicate that the Tianshan accommodates, in its western part, up to 20 mm/yr, i.e. 40% of the total present convergence between India and Asia (Abdrakhmatov *et al.*, 1996; Reigber *et al.*, 2001, Wang *et al.*, 2001, Yang *et al.*, 2008). Eastward (at the longitude of Kuitun), the present shortening rate mimics the lateral variations in topography and width of the range, and decreases to 8 ± 1 mm/y (Reigber *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2001; Yang *et al.*, 2008), probably as a consequence of the regional clockwise rotation of the southern Tarim block (Avouac and Tapponnier, 1993; Yang *et al.*, 2008; Lei *et al.*, 2010; Zubovitch *et al.*, 2010). The GPS measurements remain, however, too scattered to unambiguously reveal the exact distribution of the present deformation within the range. If the overall seismicity over the past century shows earthquakes well distributed throughout the entire range (Fig. 1), the largest historical events seem to have mostly struck the external parts of the range, as the 1906 Mw = 7.7 Manas earthquake (Fig. 1) (*e.g.* Deng *et al.*, 1996; Wang *et al.*, 2004; Stockmeyer

et al., 2014). Large uncertainties on the exact distribution of the active deformation remain, and beg for a better quantification of the recent deformation as well as the longer term deformation, its spatial distribution and its evolution during time.

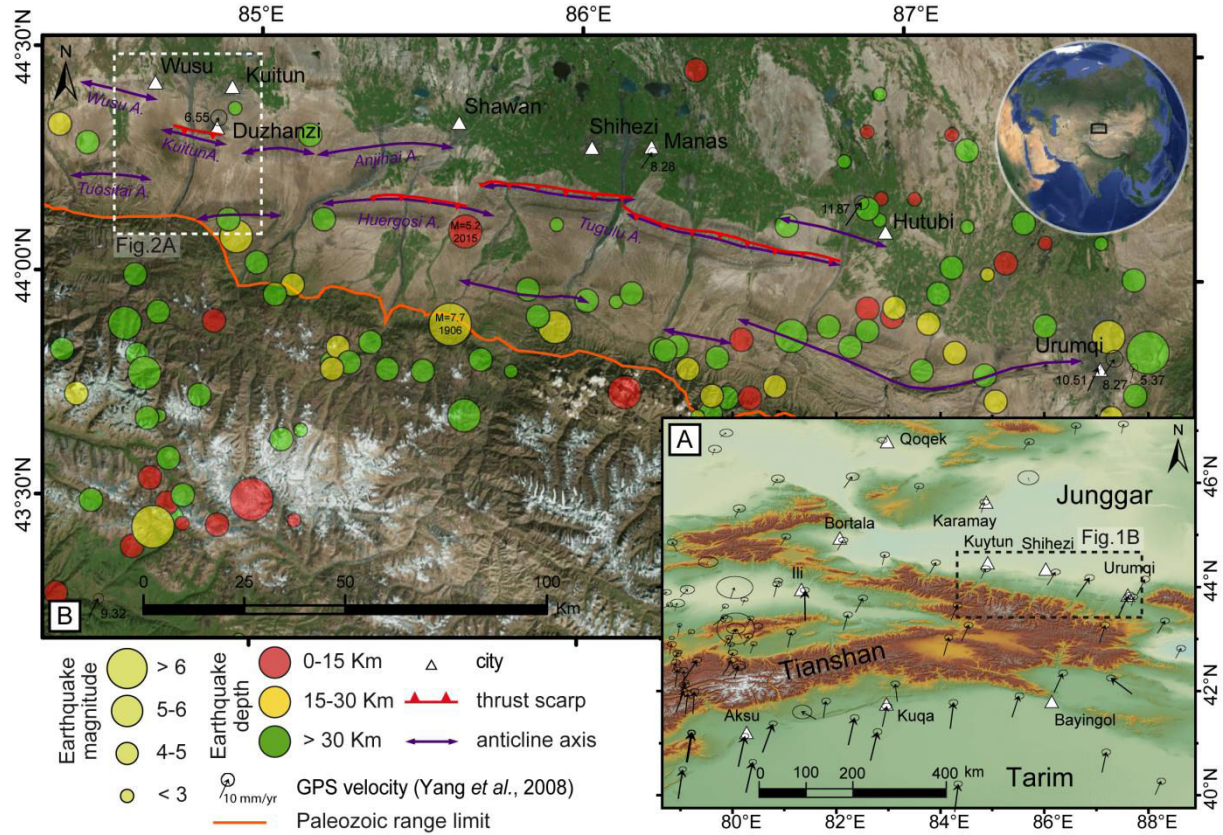


Figure 1: A: Shaded SRTM topography of Central Asia with GPS horizontal velocity (Yang *et al.*, 2008). B: Satellite map of the northern Tianshan foreland with location of the earthquakes recorded since 1930 (USGS ANSS catalog). Note in particular a recent 5.2 magnitude earthquake which shakes this area the 22 February 2015, underlying the active deformation in the region. The dashed square indicates the location of our studied area.

In the western Tianshan, Thompson *et al.* (2002) analyzed and dated several folded late Quaternary terraces to constrain the slip rates on several structures localized in multiple basins across the range. They show that the sum of all individual Quaternary slip rates is similar to the overall rate measured from GPS and concluded that the deformation is well distributed within the range, at least in the Kyrgyz domain (i.e. excluding the southern part of the range in China). In the Eastern Tianshan the distribution of the recent deformation, has been documented along the Northern piedmont where several fault scarps have offset alluvial terraces or fans (Avouac *et al.*, 1993). Assuming Holocene ages of these morphological markers these authors derived a mean rate of vertical throw of ~1 mm/yr on the main active faults, and suggested that the Northern piedmont accommodates around 3 mm/yr of shortening, i.e. a significant fraction of the present shortening rate that affects the Eastern Tian Shan. However, this rate relies on a strong assumption on the age of the morphological markers and needs to be further tested. Along the southern piedmont, several studies (Brown *et al.*, 1998; Hubert-Ferrari *et al.*, 2005, 2007; Yang *et al.*, 2007; Saint-Carlier *et al.*, submitted) indicate active thin skin tectonics and shortening rate of 1 to 7 mm/yr across frontal structures. If we consider that internal active deformation within the intra-mountains basins remains to be

documented (*e.g.* Fu *et al.*, 2003), the recent deformation rates across the Eastern Tian Shan, including the Northern piedmont, still demands detailed quantification, in order to document variations or not of the recent strain partitioning of the Tianshan range along strike.

Above mentioned studies are limited to the recent Late Pleistocene deformation (<0.2 Myr). Both field studies, as well as analog or numerical experiments; indicate that thin skin tectonics is characterized by variable sequences of thrusts activity. In addition to the recent strain partitioning as described by geodetic or morphotectonic approaches, describing quantitatively crustal deformation in the Tianshan over the million-year time scale remains therefore critical to understand the distribution of deformation through time in this immature orogen. Several recent studies have constrained the finite deformation from the analysis of seismic lines across the individual structures of the piedmont. Lu *et al.* (2010a) sum up shortening estimates from the literature and propose shortening ranging from ~8 to 15 km along the northern piedmont. In the piedmonts the sedimentation was continuous and coeval to tectonics. These growth-strata may provide a record of tectonic deformation over longer time scale (Daëron *et al.*, 2007; Hubert Ferrari *et al.*, 2007; Lu *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2008; Charreau *et al.*, 2009a). Thanks to several magnetostratigraphic studies across the Tianshan range the timing of deposition of these strata is locally well constrained (*e.g.* Charreau *et al.*, 2005, 2006, 2009a, Sun *et al.*, 2009). The shortening they have recorded has been also well constrained by different technique of fold modeling across several structures (Daëron *et al.*, 2007; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007; Charreau *et al.*, 2008). Despite this growing number of data, they remain insufficient to document the long term deformation recorded within the entire piedmonts, *i.e.* across several accreted folds at a given longitude, as well as its evolution in comparison to recent or active deformation patterns.

In the western part of the northern piedmont, the Dushanzi anticline deforms the Junggar foreland basin and is expressed by a 15 km large and 5 to 7 Km wide relief of 800 to 1000 meters (Fig. 1 and 2), has attracted the attention of numerous studies. Following pioneer studies (Avouac *et al.*, 1993; Molnar *et al.*, 1994; Burchfiel *et al.*, 1999) that documented warped fluvial terraces or deformed strata across this fold and provided a preliminary estimate of the shortening rate absorbed by this structure between 1 and 3 mm/yr, the Quaternary formations of the Kuitun valley across this fold has been studied and dated (Deng *et al.*, 1996; Poisson and Avouac, 2004), the depositional ages of syn-tectonics sediments have been constrained by magnetostratigraphy from 10.5 Ma to 1 Ma (Charreau *et al.*, 2005) and several new seismic lines have been made available (He *et al.*, 2005; Chen *et al.*, 2012) revealing the depth structure of the fold. These new data offers the opportunity to both estimate short term and long term shortening rates absorbed by the Dushanzi anticline, and to bring new insights on the deformation history of the northern Tianshan piedmont. In the following, based on additional dating of the Kuitun fluvial terraces and a kinematic model of the southern limb of Dushanzi anticline we first derive recent deformation rates from two folded alluvial terrace treads, and secondly the long term deformation from the analysis and the modeling of growth strata. We then discuss obtained results in terms of fold and thin skin tectonic evolution, and in the framework of strain partitioning in the Tianshan orogen.

2 Geological settings

2.1 Geology of the Northern Tianshan piedmont

The Northern Tianshan piedmont, south of the Junggar basin, is a fold and thrust belt (*e.g.* Avouac *et al.*, 1993). At the longitude of the Dushanzi anticline, three main folds have been documented: the Tuositai anticline, the Dushanzi anticline and the Wusu blind fold, from South to North respectively. To the south, the Paleozoic rocks of the high range overthrusts these foreland structures via the Frontal Tianshan Thrust (*e.g.* Burchfiel *et al.*, 1999 ; Stockmeyer *et al.*, 2014).

2.2 The Kuitun river alluvial terraces across Dushanzi anticline

The geomorphology of the Dushanzi area (Fig. 2) is characterized by two telescoped alluvial fans that were probably developed during the Pleistocene and Holocene (Molnar *et al.*, 1994; Poisson, 2002; Lu *et al.*, 2007; Jolivet *et al.*, 2014, Guerit 2014 and Fig. 2A). The Dushanzi anticline emerged at the center of the now abandoned upper fan and was eroded by Quaternary aggradation and incision cycles of the Kuitun River (Poisson and Avouac, 2004 and Fig. 2A). Sediments now accumulate on the footwall, in the lower fan 8 km downstream of the Dushanzi fault (Jolivet *et al.*, 2014). The entrenchment of the Kuitun River within the Pleistocene fan deposits during the Holocene (Poisson and Avouac, 2004) has left numerous terraces which can be mapped on both sides of the valley (Fig. 2B). These apparently paired terraces reveal at least 6 main levels above the modern river (Figs. 2 and 3). In the upstream part of the section, the Kuitun River has deeply entrenched the Pleistocene fan leaving, on both sides of the valley, three main large fill-cut terraces, T1, T2 and T3, 200 to 300 m above the modern river. Across the anticline, only the terraces T3 may be followed (Fig. 2B) in addition to few remains left of an older terrace (T0) at higher elevation (Molnar *et al.*, 1994), and to several fill-cut terraces lower and younger than T3 (T4 to T6). Within the anticline T0 and T3 present a convex geometry inconsistent with a graded channel slope suggesting that these surfaces have been folded by the Dushanzi anticline. Finally, on the hanging wall, the river abandoned 4 wide terraces on both sides of the valley (Fig. 2B). We can notice here that the tread of terrace T3 merges with the Pleistocene fan surface.

Several studies have constrained either the depositional or abandon ages of numerous alluvial terraces identified in the Dushanzi area, based on ^{14}C and thermoluminescence dating (Poisson and Avouac, 2004) or on cosmogenic dating (Molnar *et al.*, 1994) (Fig. 2B). Molnar *et al.* (1994) propose first exposure ages for T0 between 14 and 44 ka and 41 and 178 ka on the old fan surface south of the fold and along the back-limb of the fold respectively, and for T3 between 8.4 and 10.6 ka and 14.3 and 22 ka at respectively similar locations (Fig. 2B). Beyond data dispersion, these exposure ages remain loose as derived from the cosmogenic analyses of surface cobbles without account for inheritance bias (see section 4.1 for a discussion on this critical issue). Moreover, these dating were done 20 years ago, and require new calibration updates. On the other hand, the terrace abandon has been dated at 10-11 ka for T2 (Poisson and Avouac 2004) and at 6.8-7.5 ka for T4 (Deng *et al.*, 1996 and Poisson and Avouac 2004). Then, no well constrained age is defined for T3, although it's the most important terrace to quantify the deformation. Bracket exist from OSL dating of T2 and T4, then we seize the opportunity to verify previous dating efforts, and provide age to T3 with independent method, as well as for the upper most terrace T0.

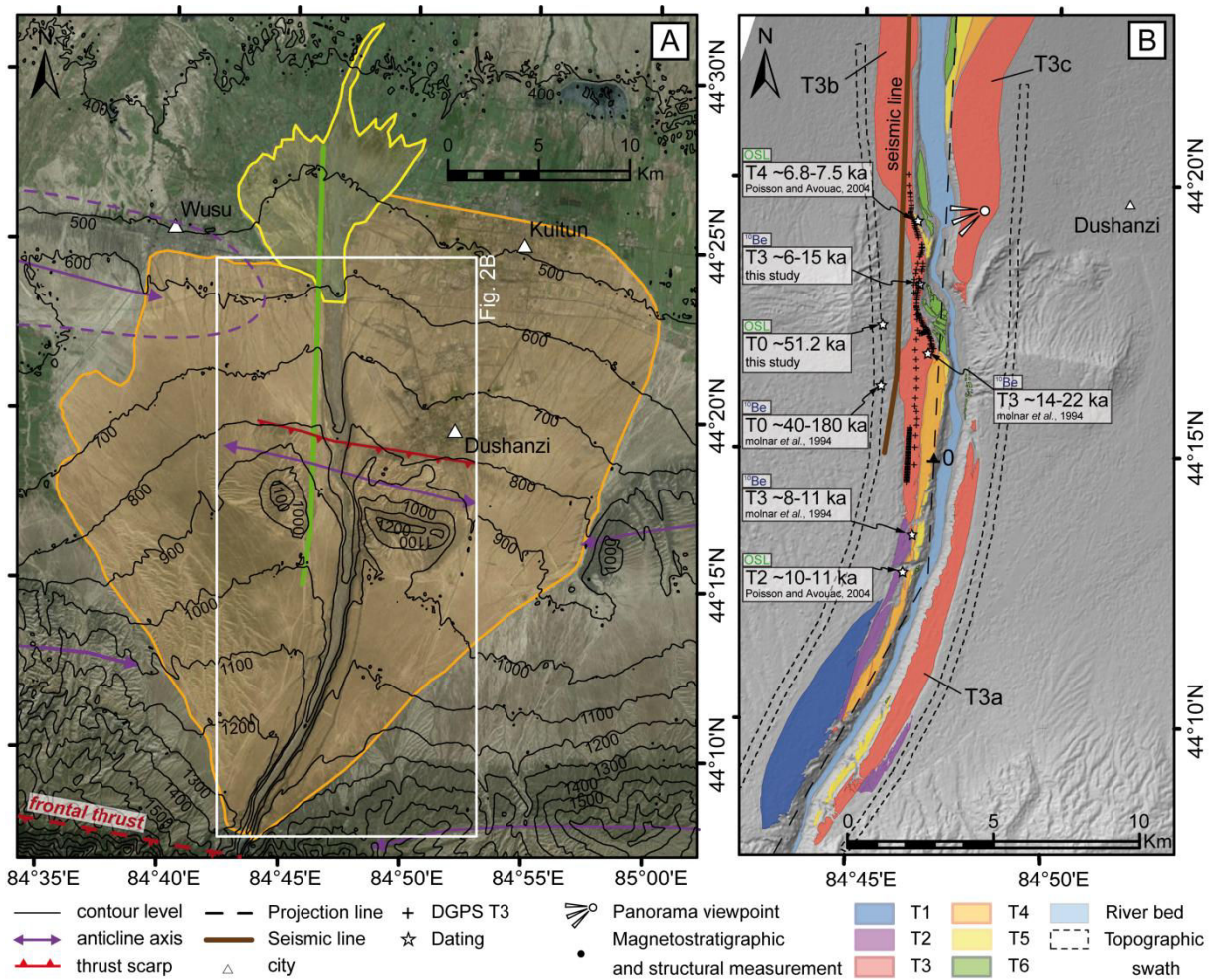


Figure 2: *A: Geomorphologic and tectonic map of the Dushanzi area, showing the two imbricate fans and the location of the Dushanzi anticline. B: Spot DEM shaded topography with the location of the main identified alluvial terraces (T1 to T6). Their identification and mapping (Fig. 2B) were based on: i) the SRTM, ASTER and Spot Digital Elevation Models (which have a horizontal resolution of 90m, 30m and 20m, respectively); ii) Satellite's images (Google earth, Spot, MrSid); iii) Fields explorations (in August/September 2012 and June/July 2013) and iv) original interpretation of Poisson and Avouac (2004). The different dating and their associated methods have been reported in the white boxes. The dashed line indicates the projection line used to plot the topographic profile in Figure 3. The zero distance corresponds to the southern limit of the seismic profile.*

2.3 Structure of the Dushanzi Anticline

The detailed structure of the Dushanzi anticline is exposed by the entrenchment of the Kuitun River. The bedding attitude was measured at more than 350 sites along the section showing a rather uniform strike but change in the dip which underscore an anticline fold (Figs. 3 and 4; Charreau *et al.*, 2005). In the northern limb, a south dipping fault reaches the surface and even affects the surface of a young Holocene alluvial fan as evidenced by fault scarps (Avouac *et al.*, 1993). Accordingly, in the literature the Dushanzi anticline was hence first described as a simple fault bend fold which roots on a single detachment layer (Avouac *et al.*, 1993; Burchfiel *et al.*, 1999) that reaches the surface and was recently active. However, the deep structure revealed by the seismic line (He *et al.*, 2005;

Chen *et al.*, 2012) is more complicated (see Fig. 4b and Fig. A: seismic line as online depository). In the hanging wall of the fold the deeper reflectors show no significant bed thickness variations and can be assumed to parallel a curved fault ramping up from a subhorizontal décollement at a depth of ~6 km below sea level. This décollement likely lies in the Jurassic where many levels of coal and clay exist (*e.g.* BRGMX, 1993; Hendrix *et al.*, 1992). The bedding of these reflectors show a two steps change in the attitude with first an angle of ~35-40° in the northern part which decrease to 6-8° southward reaching likely 0° farther to the south. This suggests the existence of two hinge zones bounded by four axial surfaces (Fig. 4b). This ramp is probably linked to the major thrust at depth that extends below the range ~15 km to the south (Stockmeyer *et al.*, 2014).

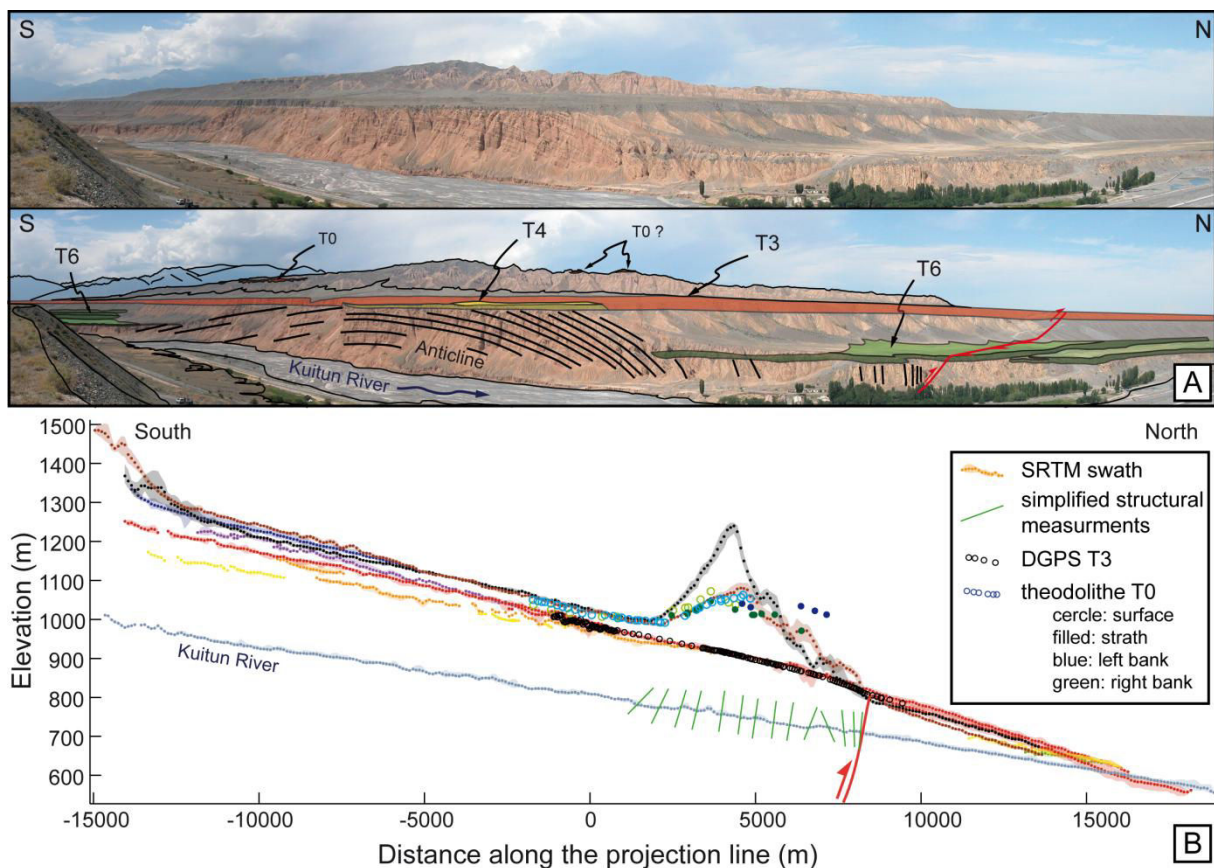


Figure 3: *A: Panorama of the Dushanzi Anticline (top) and its morpho-structural interpretation (bottom). B: Topographic profiles of the alluvial terraces mapped across the Dushanzi anticline. For each terrace the elevation of the entire surface was extracted from the SRTM DEM and then projected on one single projection line for comparison between the terraces (colors are similar to those used for the mapping in Fig. 2). The topography of terraces T3 was also measured with infra-centimetric accuracy using a differential GPS (black circles). The elevation of terrace T0 was also precisely measured using a theodolite (blue circles, Molnar *et al.*, 1994). Though the SRTM DEM has a lower spatial resolution and elevation precision, the extracted data are consistent with the DGPS and theodolite elevation profiles.*

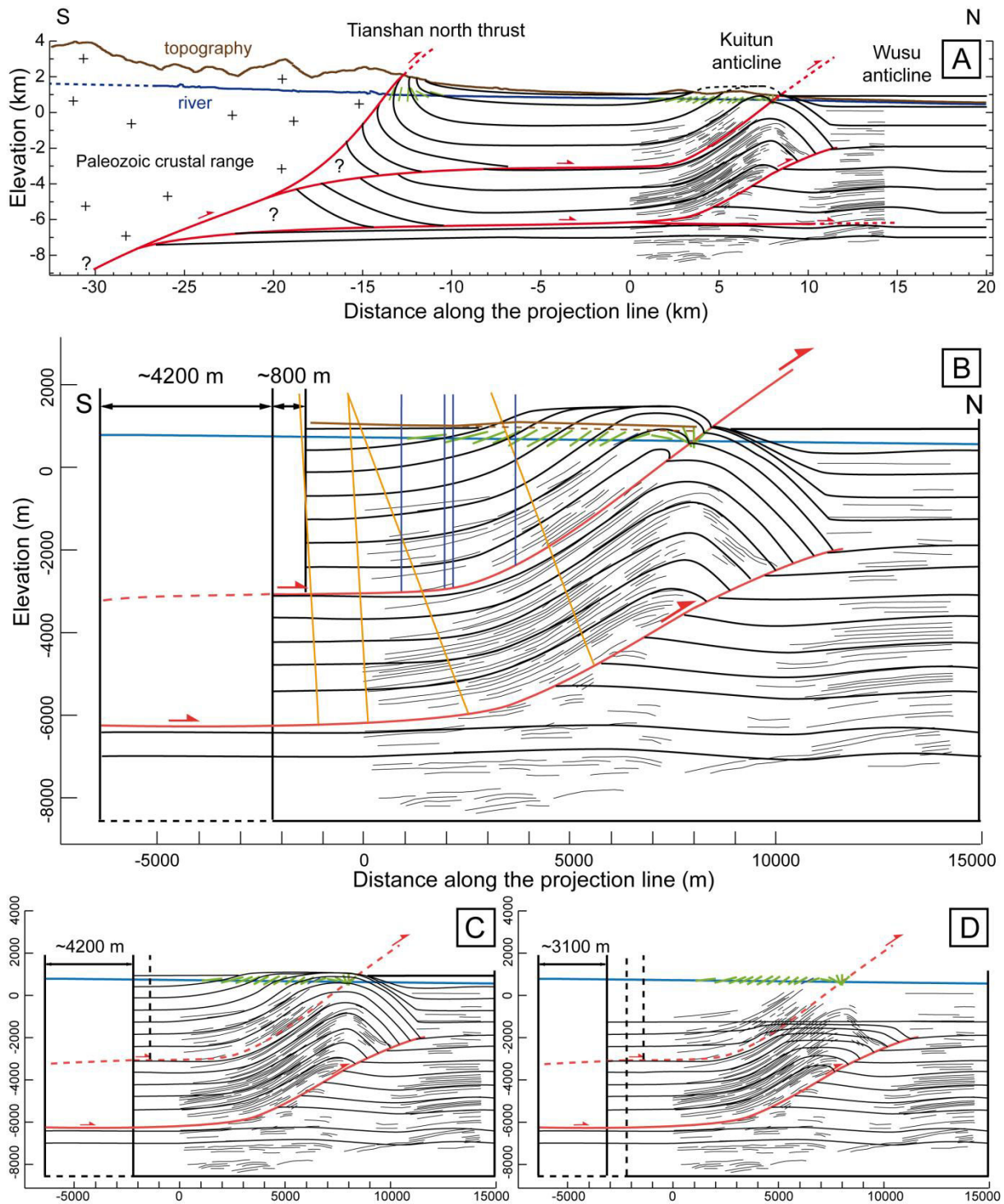


Figure 4: **A:** Schematic cross section of the Northern Tianshan piedmont at the longitude of the Dushanzi anticline. **B:** Balanced cross section of the Dushanzi anticline which was constrained from seismic subsurface imaging and surface structural measurements. Some measured dip angles along the Kuitun River are shown as green segments. **C and D:** Schematics previous steps of folding.

However, this deep décollement can hardly be linked to the fault that breaks through the surface. In addition, the anticline shape, drawn by the dip measurements in surface cannot be related to the deep structure evidenced in the seismic line. Notably, in such active region the deep structure of the Dushanzi anticline should be expressed in the actively folded landscape. Such absence of topographic expression as well as the location of the tectonic scarp

(Fig. 2 and 4b) suggest that this frontal part of the fold structure is not anymore active but that a decollement at a higher structural level has been activated, and absorbs present deformation. Such high level decollement has been well documented by seismic lines across the Huergosi and the Tugulu folds further East (Li *et al.*, 2011a; Stockmeyer *et al.*, 2014) and would be located in the late Paleocene silt rich and lacustrine Anjihai formation (BGMRX, 1993; Charreau *et al.*, 2009a). However, the seismic reflectors in this upper part are of poorer quality to constrain the detailed geometry of this decollement and of the fault that connects it to the surface scarp. By analogy with nearby sections (Li *et al.*, 2011a; Stockmeyer *et al.*, 2014), we hypothesize that this thrust follows the same Anjihai formation and therefore is parallel to the stratae along the fold back limb (Fig. 4).

In conclusion, we interpret the geometry of the Dushanzi fold as a complex fault-bend-fold anticline with two levels of detachment and associated growth-strata. In the footwall of this complex structure, the bedding attitudes are fairly uniform and relatively flat. Then, deformation is essentially focused on the hanging wall.

3 Methods and sampling

3.1 Cosmogenic dating

We have collected 11 samples on T3 (Fig. 5A) for cosmogenic analyses (*e.g.* Gosse and Phillips, 2001; Dunai, 2010; Hidy *et al.*, 2010): 5 samples were collected along a 5-m-deep vertical profile into the alluvial terrace deposits and the 6 others correspond to cobbles (see table 1 for details) taken on the terrace surface nearby the profile.

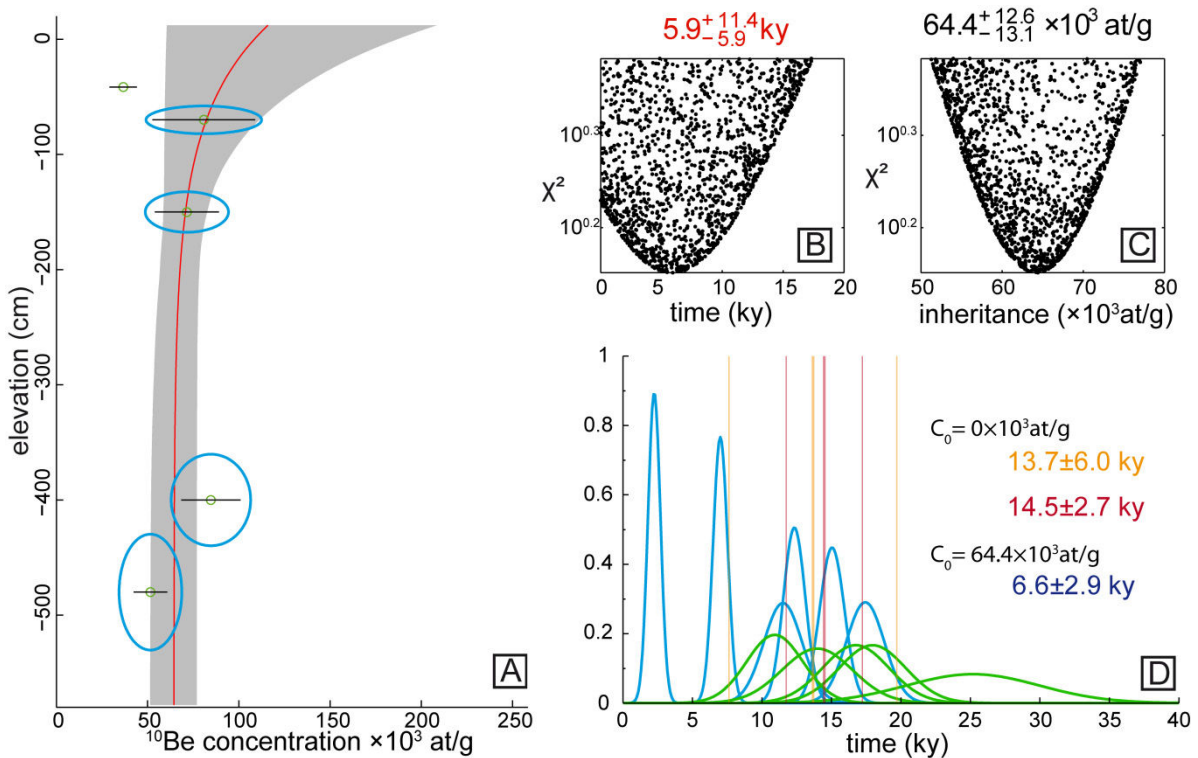


Figure 5: *A:* Cosmogenic depth profile on T3 with the ^{10}Be concentration plot against the depth. The red line represent the best modeled profile assuming a null erosion and the gray envelops the 1s uncertainty. *B and C:* Chi

square values as a function of time and inheritance, respectively. **D:** Surface cobbles ages against density probability function assuming a null inheritance. The green and blue curves represent the recalculated data from Molnar *et al.*, (1994) and ours own data, respectively. The orange and the red values refer to the mean and the standard deviation of the data with and without the outliers, respectively. The blue value correspond to the mean and standard deviation (without outliers) when we take into account the inheritance of the depth profile and apply it to the surface samples.

sample name	depth (cm)	thickness depth (cm)	sample type	pur Qz weight (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 10^{-14}	^{10}Be counts	^{10}Be concentration $10^3(\text{at/g})$	error $10^3(\text{at/g})$
Kuitun (44.3005°N, 84.7763°E, Z = 884 m)								
TS10_KTN_T3_P0a	0	5	granit cobble	12.32	8.88	286	96.2	6.2
TS10_KTN_T3_P0b	0	5	granit cobble	22.59	6.21	201	54.7	4.1
TS10_KTN_T3_P0c	0	5	Qz cobble	4.06	2.98	101	89.9	10.8
TS10_KTN_T3_P0e1	0	5	granit cobble	17.66	1.69	33	17.6	3.5
TS10_KTN_T3_P0e2	0	5	granit cobble	6.20	6.42	221	135.9	10.7
TS10_KTN_T3_P0e3	0	5	granit cobble	9.87	8.62	488	117.3	6.9
TS10_KTN_T3_P1	40	10	sand and fine pebbles	4.24	1.44	60	36.5	7.3
TS10_KTN_T3_P2a	70	10	sand and fine pebbles	1.69	0.84	15	80.8	28.1
TS10_KTN_T3_P3	150	10	sand and fine pebbles	1.82	0.81	38	71.5	17.6
TS10_KTN_T3_P4	400	10	sand and fine pebbles	1.83	1.45	63	84.7	16.3
TS12_KTN_T3_P5	480	20	sand and fine pebbles	2.17	1.01	69	51.6	9.3

Table 1: Cosmogenic results.

Cosmogenic nuclides are mainly created by spallation reactions in surface rocks that are impacted by secondary cosmic rays generated in the atmosphere (see Gosse and Phillips, 2001; Dunai, 2010). According to Lal (1991) their concentration at a single location is function of the surface cosmogenic production rate (P in $\text{atom g}^{-1} \text{a}^{-1}$), the different particles attenuation lengths (Λ in g cm^{-2}), the radioactive decay constant of the considered nuclide (λ in a^{-1}), the erosion rate at the considered location (ε in cm yr^{-1}), the density of the rocks ρ (g cm^{-3}), the inherited cosmogenic isotope concentration (\overline{C}_0 in atoms) and the time (t in y). An equation describes the evolution of the concentration as a function of depth (x), \overline{C}_0 , ε and t .

$$C(z, \varepsilon, t) = \overline{C}_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \sum_{i=n, m_1, m_2} \frac{P_i}{\frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Delta_i} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho \cdot z}{\Delta_i}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Delta_i}\right) \cdot t}\right) \quad (1)$$

Where n , m_1 , and m_2 refer to the neutrons, slow muons and fast muons, respectively; $\Delta_n = 160 \text{ g cm}^{-2}$; $\Delta_{m1} = 1500 \text{ g cm}^{-2}$; $\Delta_{m2} = 4320 \text{ g cm}^{-2}$ (Braucher *et al.*, 2011); $T_{1/2} = 1.387 \text{ Ma}$ (Korschinek *et al.*, 2010; Chmeleff *et al.*, 2010) and $\lambda = \ln(2)/T_{1/2}$; $\rho = 2.0 \pm 0.2 \text{ g cm}^{-3}$; The local ^{10}Be production rates were scaled for local latitude and altitude according to Stone (2000). We used in this study the SLHL (see level high latitude) production rate (P) of $3.9 \pm 0.1 \text{ at g}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (e.g. Putnam *et al.*, 2010; Fenton *et al.*, 2011; Kaplan *et al.*, 2011) and the slow ($0.01 \text{ at g}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) and fast ($0.034 \text{ at g}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) muonic production rates derived from Braucher *et al.*, (2011).

This relation can be simplified (equation 2), when we investigate only surface samples:

$$C = C_0 \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\lambda} \cdot (1 - e^{-\lambda t}) \quad (2)$$

During the past decade several studies have applied this technique to the dating of abandoned alluvial surface (*e.g.* Braucher *et al.*, 2000; Siame *et al.*, 2004, 2012; Ritz *et al.*, 2006; Hidy *et al.*, 2010; Cording *et al.*, 2014). However, because geomorphic processes may be complex, caution must be taken to enable the dating of alluvial terraces. First, because alluvial sediments that compose a given terraces may have a long history from erosion to deposition, their original concentration might be non-null and therefore the inheritance must be known. That's why we used depth profile assuming that initial concentration (*i.e.* inheritance) is constant along depth.

3.1.1 Sample Treatment

The samples were sieved to obtain the 200-800 μm fraction. The quartz was extracted by magnetic sorting and acid leaching. Then they were purified in three HF baths to remove atmospheric ^{10}Be from the grain surfaces and defaults (Brown *et al.*, 1991; Kohl and Nishiizumi, 1992). The purified quartz were then completely dissolved in HF after addition of 200 μl of an in-house $2.020 \cdot 10^{-3}$ g/g ^9Be carrier solution. The purified BeO was then obtained following subsequent purification by anion exchange, cation exchange and alkaline precipitations. The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of these BeO samples were then measured at the French national AMS (Accelerator Mass Spectrometer) facility ASTER (Accelerator for Earth Sciences, Environment and Risks) located at CEREGE (Aix en Provence, France). Ratios were normalized to the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ SRM 4325 NIST reference material using an assigned value of $(2.79 \pm 0.03) \times 10^{-11}$ (Nishiizumi *et al.*, 2007). This standardization is equivalent to 07KNSTD within rounding error. All results are listed in Table 1. The mean $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of 22 chemical blank samples is $1.7 \pm 0.7 \times 10^{-15}$. Blank corrections represent between ~4% and 31% of the samples (average is 16%).

3.1.2 Exposure age calculations

To derive the age from the cosmogenic depth profile we followed the approaches of Siame *et al.* (2004) and Hidy *et al.*, (2010). We develop our own inversion model on Matlab[®] in which sets of time, erosion rates and inheritance values are randomly tested by a Khi square approach. The Khi square minimal value (χ_{min}^2) is consider to be the best solution and the uncertainties are defined by the range of values included in $\chi^2 < \chi_{min}^2 + 1$ (*e.g.* Siame *et al.*, 2004; Braucher *et al.*, 2009).

The apparent exposure age of the surface samples is derived from equation 2 and can be estimates following two extreme hypothesis. Indeed as we cannot constrain the inheritance, we can only bounds the ages by considering the inheritance to be either null or equal to the one of the depth profile (equation 3). This hypothesis is based on a grain-size dependency of the cosmogenic nuclide concentrations observed in stream sediments in active mountains, and in which C_0 decreases as particle size gets larger (Brown *et al.*, 1995; Puchol *et al.*, 2014).

$$-\frac{1}{\lambda} \cdot \log \left(\frac{\overline{C}_c - \frac{P_0}{\lambda}}{\overline{C}_{0c} - \frac{P_0}{\lambda}} \right) \leq t_{exp} \leq -\frac{1}{\lambda} \cdot \log \left(1 - \frac{\overline{C}_c \cdot \lambda}{P_0} \right), \text{ with } P_0 = \sum_{i=n, m_1, m_2} P_i \quad (3)$$

3.2 Infrared Stimulated Luminescence Dating of Terrace T0

We also collected one sample (TS12_KTN_T0) in Terrace T0 to date its abandon with Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) (Huntley *et al.* 1985; Aitken *et al.*, 1998; Rhodes, 2011). The sample was taken at the base of a 10-m-thick cover of loess, 40 cm above the contact between the loess and the alluvial pebbles of the terrace, and provides a minimum abandonment age for the terrace. After digging 50 cm deep to clean the surface from potential colluvium contamination, loess was sampled in a metallic pipe and rapidly shielded with black tape. 3 additional loess samples were taken at a distance of 30 cm from the OSL tube for radiogenic elements measurements.

The measurements of trapped electrons were made on single K-feldspar grains in the fraction 175 to 200 μm at the UCLA luminescence laboratory (sample number J0467) with a Risø TL-DA 20 automated reader equipped with a single-grain IR laser (Bøtter-Jensen *et al.*, 2003) and a $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ beta source. Emissions were detected through a Schott BG3-BG39 filter combination. Equivalent dose values were obtained following the post-IR IRSL protocol (Buylaert *et al.*, 2009). The U and Th concentrations were measured with inductively-coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), and the K concentration was measured using inductively-coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES). These concentrations were converted in total beta dose-rate contribution using the factors of Adamiec and Aiken (1998).

3.3 Fold kinematic model

The aim of this study is to provide a high resolution history of shortening across the Dushanzi anticline. Given the low quality of the reflectors in the upper part of the seismic line, classical 2D and/or 3D mechanical restauration is worthless and we propose a simpler geometric approach.

3.3.1 Model setting

The geometry of any layer can be modeled using a simple geometric formulation of the displacement assuming a fold growth by a curved hinge kink-band migration (Suppe *et al.*, 1997). In such model the hinge zone has a finite width and is limited by entry and exit axial surfaces (Charreau *et al.*, 2008). Strata are only folded inside the hinge zone of the hanging wall (Suppe *et al.*, 1997). The geometry of any layer that crosses the hinge zone can be easily computed from equations linking the width of the hinge zone to the radius of curvature and the opening angle (Fig. B in Supplementary Information, see also Appendix of Charreau *et al.*, 2008). Their main parameters are the shortening underwent by the modelled strata, S , the radius of curvature of the hinge zone, R_c , and the opening angle of the curved fold, β (Fig. 6).

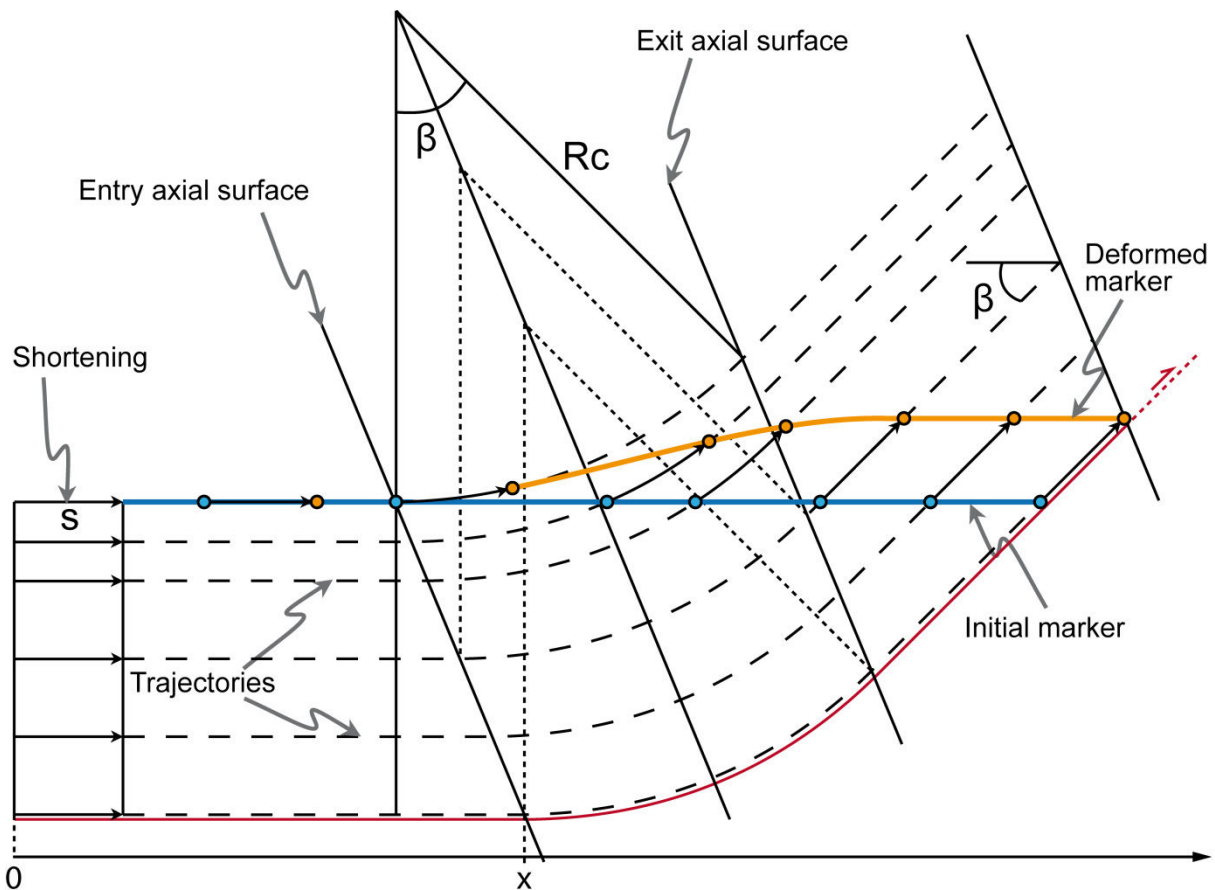


Figure 6: Model geometry based on the curved-hinge kinkband migration principle in which folding takes place progressively as particles move through the active hinge zone. According to this model and the curved fold geometry with R_c the radius of curvature and β the opening angle, after an increment of slip S on the horizontal décollement the new coordinates X, Z can be calculated.

To constrain the parameters R_c and β , as well as the detailed location of the hinge zones, at an abscissa X , and their inclination in each of the two fault ramps, two distinct approaches were considered. First, the geometry of the lower ramp was constrained from the seismic reflectors. Exploring a large range of values for the three fold parameters (R_c , β , and X), thousands of possible fold geometries were generated, and, for each of them, a set of 10 flat pre-growth horizons were subjected to a shortening large enough to account for all the deformation accommodated across the fold. The best fold solution was determined by a least-squares adjustment between the observed bedding of the pre-growth seismic reflectors and those of the modeled horizons (Fig. 7). Nevertheless, as no seismic profile was available in the southern part of the section (distance < 0 on Fig. 7), only the opening angle of the southern hinge zone could be defined, whereas the radius of curvature and the location of the hinge were arbitrarily set in order to reproduce the dip of the reflectors in the beginning of the seismic line.

A least square adjustment approach was thus not possible to constrain the geometry of the upper ramp because shallow reflectors imaging is of lower quality and reflectors are less continuous. It was constrained according to (1) the rapid elevation change in the topographic terrace profile which should correspond to the interpolated hinge zone at surface, (2) the fault location at surface, (3) the dip angle of the ramp and (4) the seismic reflectors at depth (Fig. A). The upper part of the thrust is set at the dip observed in the reflectors at depth (35°) and at the position of the fault observed in surface. The boundaries of the hinge zone are set to cross the terrace where the knick points

are observed. And the dip of the lower part of the thrust is constrained by the dip of the seismic reflectors at depth. Then the remaining parameters are the depth of decollement and the angle of the hinge zone. This last couple of parameters was manually tested and set in accordance with the seismic data.

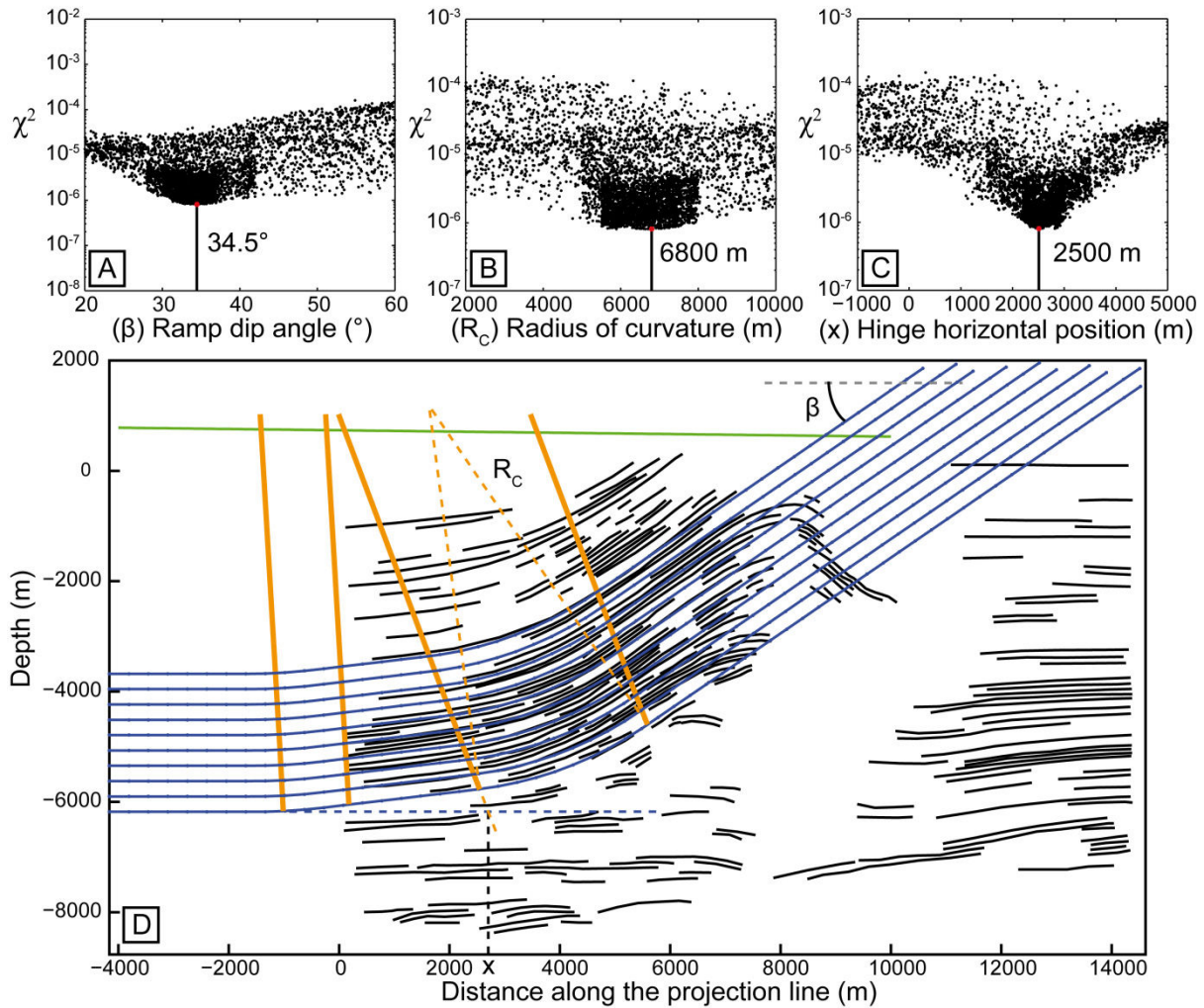


Figure 7: Diagram showing the best geometry of the lower detachment level which was constrained using a least-squares adjustment between the modeled layer and the seismic reflectors. **A:** χ^2 against the ramp dip angle; **B:** χ^2 against the radius of curvature; **C:** χ^2 against the hinge horizontal position. **D:** Modeled strata (blue lines), seismic reflectors (dark lines), hinge's areas (orange) and present river level (green).

3.3.2 Finite shortening

The finite shortening across the Dushanzi anticline can be estimated from a balanced cross section which relies on the structural interpretation described above and the detailed geometry of the two fault ramps constrained from the fold modelling (Fig. 4b). However, this restoration provides only partial information on the evolution of deformation rates through times. It is moreover difficult to constrain the exact and respective timing of the deformation of each of the two detachment levels that we identified.

3.3.3 Modelling of growth strata and alluvial terraces

Along the southern limb of the fold, the upper seismic reflectors reveal a fan shape geometry characteristic of growth strata. Such feature arising from syntectonic sedimentation may provide a continuous time-record of deformation and its analysis enables high resolution quantification of deformation rate over million year time scale (*e.g.* Charreau *et al.*, 2008; Hubert Ferrari *et al.*, 2007). Using the same approach as for ante-tectonic layers, except that new horizontal layers are incrementally added during fold development, the geometry of growth strata can be easily modelled. Due to the poor quality of the shallow seismic reflectors, we constrain the model with bedding measured at the surface. Because the dip angles observed at surface are the finite result of shortening on both ramps, deformation is produced in two steps, first by progressive thrusting on the lowest ramp and then by later activation of the upper decollement. This approach remains only valid in the southern limb of the Dushanzi anticline where the bedding attitudes progressively decrease, from abscissa 5000 m to 1000 m along the section. In the northern part, the fit to the observed dip angles and the derived shortening rate is complicated by a more complex deformation of the strata than simple fault bend folding. The shortening of each layer was determined by least square adjustment between the surveyed and the modelled dip angles. The stratigraphic ages of the modelled horizons were constrained using their horizontal position along the present river where the strata have been well dated by magnetostratigraphy from 12 to 1.3 My (Charreau *et al.*, 2005). This approach enables a detailed identification of the growth strata and provides a high resolution evolution of shortening across the fold since the deformation started.

The modelling approach can also be used to reproduce the geometry of the warped terrace treads T0 and T3 across the fold to infer the shortening rate they have recorded. In order to estimate the uplift that terraces have underwent, one needs first to know the initial geometry of the geomorphic marker before its deformation. The present river shows a linear profile on all its length across the fold, as well the unfolded parts of the terraces, north and south of the fold (Fig. 3 b). We assume that the initial terraces tread geometry can be approximated by a linear, or smoothly evolving profile (Fig. 3), sloping as the marker profile outside the deformed area (*e.g.* Molnar *et al.*, 1994), which mimics the graded long profile of the river system at the time of abandonment. Therefore, we consider one reference point on both sides of the deformed terrace and use a straight line to approximate the initial geometry.

3.4 The area conservation method

Assuming that cross-sectional area are conserved enables to estimate the horizontal shortening from any continuously deformed markers across a fold. The mean shortening rates (S) between a detachment and any horizon (stratigraphic or geomorphic) may hence be given by $S=A/H$, where A is the area of structural relief of that horizon and H is the height of that horizon above the considered detachment (*e.g.* Chamberlin, 1910; Epard and Groshong, 1993). This mass balance method is independent from any assumption on the fold kinematic and the geometry at depth (*e.g.* Scharer *et al.*, 2004; Lavé and Avouac, 2000). However, to estimate the structural relief, the initial geometry of the geomorphic marker before its deformation is necessary. For the initial geometry, we used the same approach as for the modelling.

4 Results

4.1 Age constraints of the alluvial terraces

The CRN profile measured from sand samples does not display a clear exponential decrease as expected for a classic depth profile. Such disagreement can be the result of highly variable CRN inheritance within the terrace material (*e.g.* Le Dortz *et al.*, 2012) or/and it is of the same order or larger than the signal resulting from exposure to cosmic ray since terrace deposition. We exclude the 40-cm-deep sample that can be considered as an outlier outside of the limit of two times the standard deviation of the general trend. This abnormal sample might be due to some superficial reworking of the terrace. Then, the concentrations in ^{10}Be (Table 1) provide a best fitting but poorly defined exponential solution (Fig. 5a), indicating that the terrace has been abandoned 6_{-6}^{+11} kyr ago.

The PDF (probability density function) of each cobbles sampled on the terrace surface are plotted in figure 5D along the samples from Molnar *et al.* (1994) recalculated with revisited production rate and $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ concentration ratio standard. The data are quite scattered, expressing mostly the variable inheritance (due to distinct initial exposure time or elevation on hillslope of the contributing watershed) of the cobbles. After averaging the concentrations in order to smooth out these variable inheritance and produce an amalgamated sample, two end-members are considered: first assuming no inheritance and second taking into account the average inheritance of the sandy material calculated from the depth profile ($64 \pm 13 \times 10^3 \text{at g}^{-1}$). The first solution yields to a maximum age estimation of 14.8 ± 3.3 ka and the second to an age of 6.9 ± 3.3 ka. As the inheritance seems to decrease with increasing sediment size (*e.g.* Brown *et al.*, 1995; Puchol *et al.*, 2014), the inheritance of the cobbles might be smaller than the value extracted from the depth profile (where samples are essentially sand). In any case, our dating suggests that the age of the surface is between 6 and 15 ka, and confirms the age bracketing from previous C14 and OSL dating on T2 and T4 (Molnar *et al.*, 1994; Poisson and Avouac, 2004). Because they provide tighter age constrain than CRN dating, we will use in the following part the pre-existing ages of T2 (10.4 ± 0.6 ka) and T4 (7.2 ± 0.4 ka) from Poisson and Avouac (2004) and consider T3 to be at half of the duration between T2 and T4, and then to be 8.8 ± 2.3 kyr old.

Our OSL analyses indicate an age of 51.2 ± 4.4 ka for the abandonment of T0. This dating was performed on loess cover sealing the terrace deposit and is therefore a minimum estimation of the terrace abandonment. However, it remains coherent with the first evaluation made by cosmogenic exposure dating of surface cobbles on the backlimb of the fold (Molnar *et al.*, 1994).

4.2 Fold Model Settings

The geometry of the lower fault was accurately constrained using least square adjustment of the seismic reflectors. The opening angle of its northern hinge zone was constrained to $\sim 34.5 \pm 5^\circ$, the radius of curvature to $\sim 6800 \pm 1000$ m and the abscissa to 2500 ± 500 m (Fig. 7). The southern hinge was arbitrarily set to an abscissa position of -1000 m and forced to have a radius of curvature of 10000 m in order to reproduce the first reflectors of the seismic profile. Our least square adjustment suggest an opening angle of 6.8° . This parameterization suggests that this deep fault ramp roots on a horizontal decollement that lies at 6200 ± 300 m (Fig. 7).

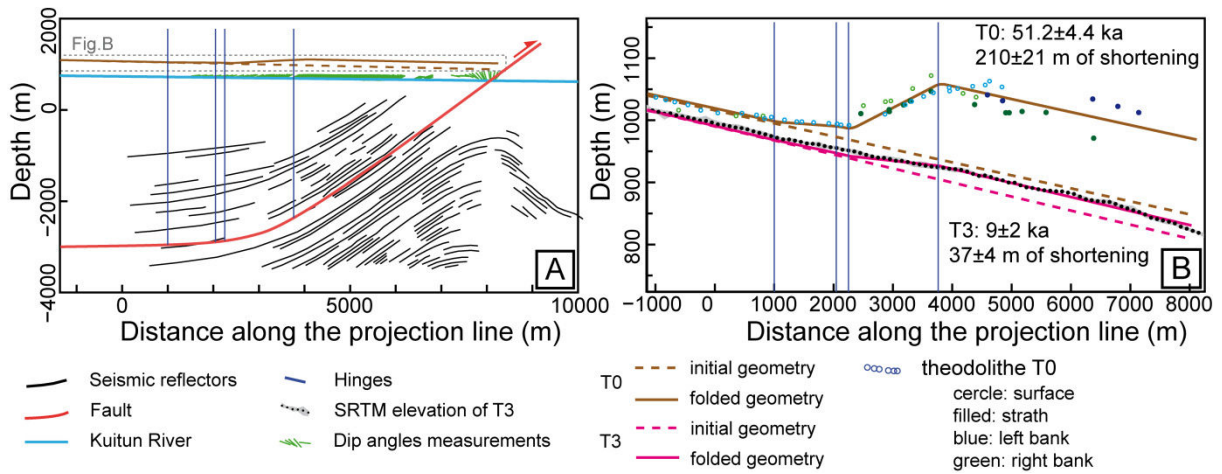


Figure 8: **A:** Geological cross section showing the upper ramp geometry which was constrained from the fault surface position, the ramp dip angle (deduced from seismic profile) and the topographic profile of terrace T0. The blue lines show the hinge position. **B:** Topographic profiles of terraces T3 and T0 and the best geometry predicted by our model. (T3 needs ~ 37 m of shortening and T0 needs ~ 210 m; see also Fig. C).

Based on the shape of the folded terraces we estimated that the intersection of the hinge zone of the upper fault ramp with the surface is located at a distance between 2200 m and 3800 m and corresponds to the horizontal distance where the terrace elevation rapidly changes (Fig. 8). As argued previously, because seismic reflectors do not display any cross-cutting with this ramp, we assume that the ramp is parallel to the strata and that its dip is defined by an angle of $35 \pm 2^\circ$. We found that the best solution to model both the shallow seismic reflectors and the alluvial terrace (Fig. C Online depository), yields to a depth of detachment level at 3000 ± 200 m and vertical axial surfaces. Indeed, if we set it as the bisector of the angle formed by the strata before and after the hinge, as in a classic hinge migration model, the hinges do not fit with the strata at depth. This can be explained by the fact that these strata are syntectonic and tend to straighten the dip of the hinges (e.g. Suppe *et al.*, 1992).

4.3 Finite shortening

Based on the detailed geometry of the two faults ramps and to our balanced cross section we calculated the finite shortening absorbed across the Dushanzi anticline to ~ 4.2 km and ~ 0.8 km for the lower and the upper ramp, respectively (Fig. 4B). The total finite shortening is therefore ~ 5 km across the fold.

4.4 Pleistocene shortening rates

The initial profile of the terrace T3 before its deformation was defined by a linear curve that leans on the southern part of the topographic profile (terraces T3b and T3a on Fig. 2B), and the frontal fan surface located just north of the fault, both surfaces presumably unaffected by folding. Because the surfaces that correspond to T0 outside the Dushanzi fold cannot be unambiguously defined, the initial geometry of T0 is more difficult to infer. We assume that this geometry was similar to T3 initial paleo-channel slope. Then, subtracting the reconstructed profiles from the modern ones, we derived the uplift profile of the two terraces. Using our fold model and assuming that only the upper ramp was recently active, the shortening absorbed by T3 and T0 are 37 ± 4 m and 210 ± 21 m, respectively. This corresponds to mean shortening rates of 4.2 ± 1.2 and 4.1 ± 0.5 mm/yr for T3 and T0 (Fig. 8B).

The rates extracted from terrace deformation are dependent on the fold model, in contrast to the area conservation method that depends only on decollement depth estimate. Application of this method to T3 and considering a depth of the décollement level of 4000 ± 200 m below the terrace surface south of the folded part, yields to a shortening of 34.2 ± 4.5 m and hence to a mean shortening rate of 3.9 ± 1.1 mm/yr in close agreement with the values obtained from the kinematic model. Because T0 terraces tread is too discontinuous across the fold, the equivalent calculation is too tentative.

4.5 Miocene shortening rates

According to our balanced cross section (Fig. 4B) the upper ramp has absorbed a total finite shortening of ~ 800 m while the recent shortening rate is estimated to 4.1 ± 1.7 mm/yr, meaning (if we extrapolate this recent rate to the past) that the deformation on the upper ramp might have started around 200 kyr ago. Consequently, the growth strata associated to the upper ramp thrusting are very young and out of bonds for the section dated by magnetostratigraphy.

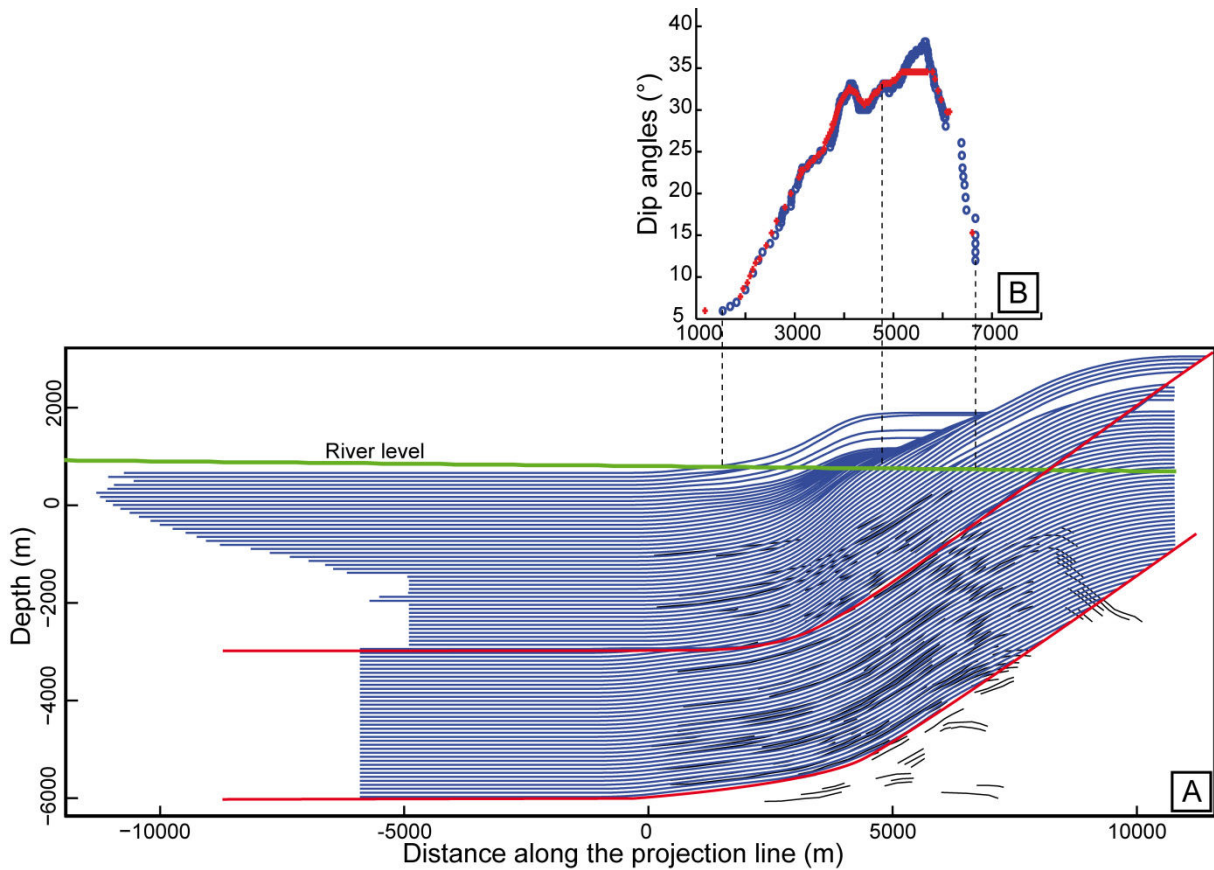


Figure 9: *A: Pre-growth and growth strata predicted by our model using the surface bedding dip adjustment method and comparison to the seismic line drawing (only half of the lines were drawn, see figure D in on line appendix for a complete view). B: Measured (blue dots) and predicted (red cross) dip angles against the horizontal distance along the section.*

Therefore, all possible growth-strata present along the measured section are probably linked to thrusting on the lower ramp only, even if these sedimentary layers were also shortened by the final 800-m-thrusting on the upper ramp. Therefore to document the shortening history during growth strata deposition, each of the 200 modeled

horizons was first shortened step by step above the lower ramp, and then shortened by a total of 800 m on top of the upper ramp (for the horizons stratigraphically above it). The figure 9 presents the results of our modeling with the least square adjustment to the surface dip while figure 10 shows the inferred time evolution of the shortening from 12 Ma to nowadays across the Dushanzi anticline. These results suggest several periods of fold growth with a first episode from 7 to ~4 Myr characterized by a shortening rate of ~1.6 mm/yr, then a period of quiescence from 4 to 2 Myr, and a possible renewed tectonic activity between ~1.7 Myr and today. However, the total shortening resulting from this model is up to 7 km (Fig. 10) while our estimation of the total shortening on our balanced cross section is only about 5 km (Fig. 4b).

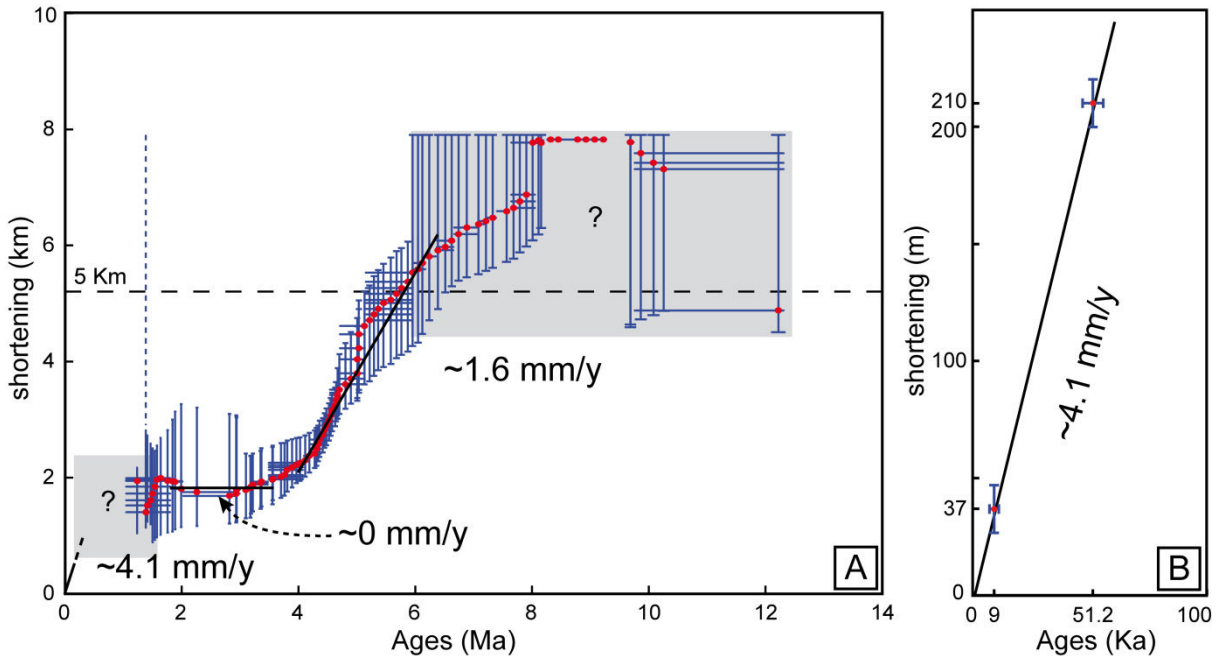


Figure 10: **A:** time evolution of the shortening rates across the Dushanzi anticline, for each layer. The uncertainties were calculated following the approach of Charreau *et al.* (2008) (see appendix B). **B:** shortening against time for the last 50 Kyr derived from the modeling of the topographic profile of T3 and T0.

5 Discussion

5.1 Shortening rate calculation: uncertainties and constraints

5.1.1. Fold structure and long term deformation

Hitherto interpreted as a simple unique fold bend fault (Avouac *et al.*, 1993, Burchfiel, *et al.*, 1999), the deep image of the Dushanzi anticline combined with the fault scarp location and the landscape relief revealed a more complex structure that we interpret as a double thrust of similar dip angle. This interpretation, though relatively unusual, is quite consistent to the cross-section of He *et al.*, (2005) and Lu *et al.*, (2007) both done on a parallel nearby seismic profile. Moreover, two levels of décollement are similarly described in several other anticlines in this piedmont (*e.g.* He *et al.*, 2005; Charreau *et al.*, 2008; Guan *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2011a, Stockmeyer *et al.*, 2014). Accordingly to the terrace geometry we also assumed that the shortening first started on the lower Jurassic

detachment and then shift to the second upper detachment (Fig. 4b-d). This is also consistent with the structural mechanism proposed by He *et al.* (2005) on this same anticline.

However, if the general kinematic of our fold model is consistent with the literature the displacement formulation remains simple and the related assumptions could be questioned. Indeed, to model the steepest layers close to the core of the fold, up to 7 km of shortening is requested (Fig. 10), while our balanced cross section suggests a finite shortening across the fold of <5 km (Fig. 4). This discrepancy might owe its origin to a rotation of the limb and/or a significant compaction of the growth-strata. A significant part of the strata dip angle may have been acquired by a limb rotation and not only through hinge translation. Likewise, the differential compaction of growth strata might tend to increase the dip angle of the strata and hence have a similar effect. Overwhelming these two processes would yield to overestimating the shortening rates. If the impact of compaction is probably negligible (Charreau *et al.*, 2008) it remains difficult to test the possibility of limb rotation. However, we can roughly scale our results with a 5000m/7000m ratio, based on the total shortening derived from the model and the cross section results, to propose an estimation of value in agreement with our balanced cross section. Nevertheless, we believe that the relative variations observed in the shortening rates are accurate and meaningful. Indeed, if rotation occurs, it most probably affects the dip at a constant rate. Then our absolute estimates might be overestimated, but the variations remain valid.

5.1.2. Recent deformation

The scattering of ^{10}Be concentration observed on the surface cobbles and the depth profile, might be linked to recent perturbation due to human or animal activities or to inheritance variability. However, using a different approach, our dating results is in accordance with the previous OSL analyses (Poisson and Avouac, 2004), even if it does not provide a significant better constraint. The uncertainty associated to the age of terrace T3 remains therefore large (6 to 15 kyrs). This discrepancy in ages, if not related to the methods themselves, might reveal a diachronic abandonment or deposition of the terrace. Indeed, T3 stretches over a very long length and area, and was likely deposited and hence abandoned in several episodes. The initial geometry derived from the flat surfaces in the vicinity of the deformed zone remains likely valid in this particular area only and can't be extrapolated to the whole terrace. Nevertheless, the shortening rates derived from the analyses of the two terraces T0 and T3 are similar. Yet, T0 remain older and hence more folded. The shortening rate derived from its topographic profile is therefore less sensitive to its initial geometry and hence more reliable. Though large uncertainties remain the deformation rates calculated from the geometry of T3 are therefore relatively consistent.

5.2 Shortening history of the Dushanzi anticline

Across the Dushanzi anticline the shortening rates range for the last 9 Myrs between 1.1-1.6 mm/yr to ~4 mm/yr (Fig. 10). In addition, our results suggest that the Dushanzi anticline was quiescent from 4 to 2 My. Which, if not related to a bias of the model, highlights at least a slowdown in the accommodation rate of the structure. As it represent half of the shortening rate observed from GPS velocities, we may assume that the recent 4.1 ± 1.7 mm/yr of shortening across the Dushanzi anticline represent, since 9 Myr, a constant rate across the whole piedmont at this particular longitude. This value is consistent with the 3 ± 1.5 mm/yr of Avouac *et al.* (1993) even if large uncertainties remain on this value. From 9 to 4 My and then from 4 to 2 My one or several other structures must have accommodate the remaining part of the deformation. We propose that during the initiation of the Kuitun

anticline, between 9 to 4 My, the frontal thrust of the high range was still active and accommodate ~ 2.5 mm/y of shortening. Then, from 4 to 2 Myr we propose that the deformation accommodated across the Dushanzi anticline may have shifted basinward and initiated the Wusu anticline. The Wusu anticline and the frontal thrust are probably inactive nowadays while the deformation is focused on the Dushanzi anticline only. This scenario remains speculative as chronology of deformation exists neither for the Wusu anticline nor for the Tianshan Frontal Thrust. If true it requires an out of sequence initiation of faulting and folding across the piedmont.

The activity of the Dushanzi fold itself suggests a backward activation sequence as the recent deformation was only accommodated in the upper detachment that roots in the back limb. Along the nearby Jingou section, located 50 km east of Dushanzi (Fig. 1), folding across the Huerguosi anticline probably started 8-9 Myrs ago (Charreau *et al.*, 2008) and initiated later in the northern Anjihai anticline at 7.4 Ma (Daëron *et al.*, 2007). The latter, while located along strike of the Dushanzi anticline started earlier but remains less deformed and limited to a detachment fold nowadays. Both the Huerguosi and the Anjihai anticlines are still active. The timing of deformation and its distribution across the different thin skin structures in the northern Tianshan piedmont is evidently complicated and suggests an out-of-sequence initiation of faulting and folding. This is consistent with another complicated activation history in the extreme east of the southern piedmont (Heermance *et al.*, 2008). Such processes are often linked to the perturbation of the equilibrium wedge (*e.g.* Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1994). In the present case, the erosion of the relief created by the first Kuitun fold associated to the deposition of sediment basinward, if both occurred after the Wusu anticline started, may have disturbed the wedge equilibrium and forced the deformation to step back. The recent entrenchment of the Kuitun River associated to a northward shift of the alluvial fan indeed suggests a recent erosion of the emerging topography and a basinward migration of the sediment deposition. A general acceleration of shortening accommodated in the piedmont may also have forced the overall topographic slope to steepen and therefore the backward structures to reactivate in order to reach a new equilibrium. In both, the northern and southern Tianshan piedmonts, several structures have indeed experienced a recent acceleration in deformation rates (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007; Daëron *et al.*, 2007; Charreau *et al.*, 2008; Saint-Carlier *et al.*, submitted) consistent with this interpretation.

At last, we cannot exclude a local mechanical heterogeneity in geology which could have stopped the Wusu anticline to grow. The clay rich lithology associated with the decollement layer may not extend beyond the Wusu anticline and would therefore have limited the growth of the fold.

5.3 Shortening across the Northern Tianshan piedmont

Along the Jingou River, Daëron *et al.* (2007) and Charreau *et al.* (2008) quantified the long term shortening across the Anjihai and the Huerguosi anticlines, respectively. Across the Huerguosi anticline the shortening rates were estimated at 0.84 ± 0.04 mm/yr and 1.14 ± 0.02 mm/yr, from 10 to 4 Ma and from 4 Ma to present, respectively (Charreau *et al.*, 2008). Across the Anjihai anticline, shortening rates were estimated at 0.4 mm/yr from 7.4 to 0.9 Ma and at 1.12 mm/yr from 0.9 Ma to present (Daëron *et al.*, 2007). Since the Anjihai and Huerguosi anticlines are parallel and overlap in the fold and thrust belt, one may sum their deformations. This yields to a value of ~ 0.8 mm/yr which progressively accelerated to ~ 2.3 mm/yr. This result must be considered as a minimum estimation as the shortening across the other structures at this particular longitude remains unknown. It is slightly lower, but in the same order of magnitude, than our own estimate across the Dushanzi anticline where we have probably neglected a possible limb rotation and therefore overestimated the deformation rates. While the history of

shortening and folding is different between the individual structures of the piedmont, the overall long term shortening remains coherent along strike and represents almost 20% (~1.5 mm/yr) of the ~8 mm/yr accommodated across the entire Tianshan range (*e.g.* Yang *et al.*, 2008). The short term shortening rate on the Dushanzi anticline represents however up to 50% of the total rate. In a mature range such as the Himalayas most of the shortening (if not all) is accommodated on the external structures (Lavé and Avouac, 2000). Therefore, in the eastern part of the Tianshan, where an increasing part of the deformation is located within the piedmonts, our results suggest that the range is reaching a more mature state of equilibrium. However, if true this remains only valid for the eastern Tianshan. Indeed, in the western region the deformation is accommodated through several structures spread within the range and the piedmonts. This trend is also recent since the deformation within the piedmont accelerated only in the Quaternary. This acceleration could otherwise also be linked to a global acceleration of shortening across the Tianshan due to some of the slowdown of other major structures in south Central Asia.

6. Conclusions

In the Kuitun section, balanced cross sections across the Kuitun anticline and morphological evidences reveal a complex fault-bend-fold system, composed of two fault related folds, where only the upper structure actively deformed the landscape. Around 4.2 km of shortening and 800 m were accommodated across the lower and upper structure, respectively. Several alluvial terraces were deposited, abandoned and hence deformed across the fold. Our new CRN direct dating of the main terrace T3 suggest this surface was abandoned between 6 and 15 kyr and confirm the initial age bracketing of Poisson *et al.* (2004). We also provide a new dating of the upper terrace T0 constraining his abandonment age to 51.2 ± 4.4 kyr.

Based on a simple geometric formulation of the displacement we modeled both the pre-growth strata and the growth strata including the geometry of two deformed and dated alluvial terraces. This work highlights evidences of growth strata on the Dushanzi fold since at least 7 Ma. We also propose that the Dushanzi anticline shortened at a maximum speed of ~1.1 to 1.6 mm/y from at least ~7 Ma to ~4 Ma, had a period of quiescence between ~4 and 2 Ma and re-accelerated to 4.1 ± 1.7 mm/y since at least 50 ka. These results suggest an out-of-sequence initiation and distribution of the deformation in the northern Tianshan piedmont.

Acknowledgements

This study was financed by the French INSU/CNRS SYSTER program. We are grateful to Robert Joussemet (STEVAl mineral processing pilot plant, LEM, Nancy) for his help in separating quartz and to the ASTER team for the cosmogenic nuclide concentration measurements (M. Arnold, G. Aumaitre, K. Keddadouche, L. Léanni and F. Chauvet). The ASTER national AMS facility (CEREGE, Aix en Provence) is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. This is CRPG contribution n° XXX.

Bibliography

- Buylaert, J. P., Murray, A. S., Thomsen, K. J. & Jain, M. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements* **44**, 560–565 (2009).
- Abdrakhmatov, K. Y.; Aldazhanov, S. A.; Hager, B. H.; Hamburger, M. W.; Herring, T. A.; Kalabaev, K. B.; Makarov, V. I.; Molnar, P.; Panasyuk, S. V.; Prilepin, M. T.; Reilinger, R. E.; Sadybakasov, I. S.; Souter, B. J.; Trapeznikov, Y. A.; Tsurkov, V. Y. & Zubovich, A. V. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates, *Nature*, 1996, 384, 450-453, doi: 10.1038/384450a0
- Adamiec, G. & Aitken, M. J. Dose-rate conversion factors: update, *Ancient tL*, **1998**, *16*, 37-50
- Aitken, M. J. An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence, Oxford university press, 1998
- Avouac, J. P. & Tapponnier, P. Kinematic model of active deformation in central Asia, *Geophysical Research Letters*, 1993, *20*, 895-998, doi: 10.1029/93GL00128
- Avouac, J. P.; Tapponnier, P.; Bai, M.; You, M. & Wang, G. Active Thrusting and folding Along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic Rotation of the Tarim Relative to Dzungaria and Kazakhstan, *Journal of Geophysical Research*, 1993, *98*, 6755-6804, doi: 10.1029/92JB01963
- Bøtter-Jensen, L.; Andersen, C.; Duller, G. & Murray, A. Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements, *Radiation Measurements, Elsevier*, **2003**, *37*, 535-541, doi: 10.1016/S1350-4487(03)00020-9
- Braucher, R.; Bourlès, D. L.; Brown, E. T.; Colin, F.; Muller, J.-P.; Braun, J.-J.; Delaune, M.; Edou Minko, A.; Lescouet, C.; Raisbeck, G. M. & Yiou, F. Application of in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon, *Chemical Geology*, 2000, *170*, 95-111, doi: 10.1016/S0009-2541(99)00243-0
- Braucher, R.; Del Castillo, P.; Siame, L.; Hidy, A. J. & Bourlès, D. L. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ¹⁰Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases, *Quaternary Geochronology*, 2009, *4*, 56-67, doi: 10.1016/j.quageo.2008.06.001
- Braucher, R.; Merchel, S.; Borgomano, J. & Bourlès, D. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach, *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, *309*, 1-9, doi: 10.1016/j.epsl.2011.06.036
- BRGMX Bureau of Geological and Mineral Resources of the Xinjiang Uygur, Autonomous Region, Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous region, People's Republic of China ministry of geology and mineral resources, Geol. Mem. 1 (32) (1993) (841 pp.).
- Brown, E. T.; Edmond, J. M.; Raisbeck, G. M.; Yiou, F.; Kurz, M. D. & Brook, E. J. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al, *Geochimica et Cosmochimica Acta, Elsevier*, 1991, *55*, 2269-2283, doi: 10.1016/0016-7037(91)90103-C
- Brown, E. T.; Stallard, R. F.; Larsen, M. C.; Raisbeck, G. M. & Yiou, F. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ¹⁰Be in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico, *Earth and Planetary Science Letters, Elsevier*, 1995, *129*, 193-202, doi: 10.1016/0012-821X(94)00249-X
- Brown, E. T.; Bourlès, D. L.; Burchfiel, B. C.; Deng, Q. D.; Li, J.; Molnar, P.; Raisbeck, G. M. & Yiou, F. Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans, *Geological Society of America Bulletin*, 1998, *110*, 337-386, doi: 10.1130/0016-7606(1998)1100377:EOSRIT>2.3.CO;2
- Burchfiel, B. C.; Brown, E. T.; Deng, Q. D.; Feng, X. Y.; Li, J.; Molnar, P.; Shi, J. B.; Wu, Z. M. & You, H. C. Crustal Shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China, *International Geology Review*, 1999, *41*, 665 - 700, doi: 10.1080/00206819909465164
- Buylaert, J.-P.; Murray, A.; Thomsen, K. J. & Jain, M. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar, *Radiation Measurements, Elsevier*, **2009**, *44*, 560-565, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.02.007
- Chamberlin, R. T. The Appalachian folds of central Pennsylvania, *The Journal of Geology, JSTOR*, 1910, *18*, 228-251, doi: 10.1086/621722
- Charreau, J.; Chen, Y.; Gilder, S.; Dominguez, S.; Avouac, J. P.; Sen, S.; Sun, D. J.; Li, Y. G. & Wang, W. M. Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains., *Earth and Planetary Science Letters, INRIA a CCSD electronic archive server based on P.A.O.L [http://hal.inria.fr/oai/oai.php]* (France), HAL - CCSD, 2005, *230*, 177-192, doi: 10.1016/j.epsl.2004.11.002
- Charreau, J.; Gilder, S.; Chen, Y.; Dominguez, S.; Avouac, J. P.; Sen, S.; Jolivet, M.; Li, Y. & Wang, W. Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tian Shan mountains, *Geology, CCSD/HAL : e-articles server (based on gBUS) [http://hal.ccsd.cnrs.fr/oai/oai.php]* (France), HAL - CCSD - CNRS, 2006, *34*, 181-184, doi: 10.1130/G22106.1

- Charreau, J.; Avouac, J. P.; Chen, Y.; Dominguez, S. & Gilder, S. Miocene to present kinematics of fault-bend folding across the Huerguosi anticline, northern Tianshan (China), derived from structural, seismic, and magnetostratigraphic data, *Geology*, 2008, 36, 871-874, doi: 10.1130/G25073A.1
- Charreau, J.; Chen, Y.; Gilder, S.; Barrier, L.; Dominguez, S.; Augier, R.; Sen, S.; Avouac, J. P.; Gallaud, A.; Graveleau, F. & Wang, Q. C. Neogene uplift of the Tian Shan Mountains observed in the magnetic record of the Jingou River section (northwest China), *Tectonics*, 2009a, 28, TC2008, doi: 10.1029/2007TC002137
- Chen, C. M.; Lu, H. F.; Jia, D.; Cai, D. S. & M., W. S. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny, *Tectonophysics*, 1999, 302, 23-40, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00273-X
- Chen, Z.; Chen, Y. & Li, B. Quantifying the effects of climate variability and human activities on runoff for Kaidu River Basin in arid region of northwest China, *Theoretical and applied climatology*, Springer, 2013, 111, 537-545, doi: 10.1007/s00704-012-0680-4
- Chen, W.; J. J. Hao; S. Q. Li; W. L. Peng; D. Xian; L. H. Chen & Li, Z. G. The geometric and kinematic numerical simulation of the Dushanzi anticline, southern Junggar Basin, *Chinese Journal of Geology*, 2012, 47, 37-50
- Chmeleff, J.; von Blanckenburg, F.; Kossert, K. & Jakob, D. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, 2010, 268, 192-199, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.012
- Cording, A.; Hetzel, R.; Kober, M. & Kley, J. ^{10}Be exposure dating of river terraces at the southern mountain front of the Dzungarian Alatau (SE Kazakhstan) reveals rate of thrust faulting over the past ~400ka, *Quaternary Research*, 2014, 81, 168 - 178, doi: 10.1016/j.yqres.2013.10.016
- Daëron, M.; Avouac, J. P. & Charreau, J. Modeling the shortening history of a fault tip fold using structural and geomorphic records of deformation, *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, B03S13, doi: 10.1029/2006JB004460
- Dahlen, F.; Suppe, J. & Davis, D. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978--2012)*, Wiley Online Library, 1984, 89, 10087-10101, doi: 10.1029/JB089iB12p10087
- Davis, D.; Suppe, J. & Dahlen, F. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978--2012)*, Wiley Online Library, 1983, 88, 1153-1172, doi: 10.1029/JB088iB02p01153
- Deng, Q. D.; Zhang, P. Z.; Xu, X. W.; Yang, X. P.; Peng, S. H. & Feng, X. Y. Paleoseismology of the northern piedmont of Tianshan Mountains, northwestern China, *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101, 5895-5920, doi: 10.1029/95JB02739
- Dumitru, T. A.; Zhou, D.; Chang, E. Z.; Graham, S. A.; Hendrix, M. S.; Sobel, E. R. & Carroll, A. R. Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, *Geological Society of America Memoir*, 2001, 194, 71-99, doi: 10.1130/0-8137-1194-0.71
- Dunai, T. J. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*, Cambridge University Press, 2010, 187
- Epard, J.-L. & Groshong Jr, R. H. Excess area and depth to detachment, AAPG bulletin, American Association of Petroleum Geologists, 1993, 77, 1291-1302
- Fenton, C. R.; Hermanns, R. L.; Blikra, L. H.; Kubik, P. W.; Bryant, C.; Niedermann, S.; Meixner, A. & Goethals, M. M. Regional ^{10}Be production rate calibration for the past 12ka deduced from the radiocarbon-dated Grøtlandsura and Russenes rock avalanches at 69 N, Norway, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2011, 6, 437-452, doi: 10.1016/j.quageo.2011.04.005
- Fu, B. H.; Lin, A. M.; Kano, K. I.; Maruyama, T. & Guo, J. M. Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China, *Tectonophysics*, 2003, 369, 79-101, doi: 10.1016/S0040-1951(03)00137-9
- Gao, J.; Li, M. S.; Xiao, X. C.; Tang, Y. Q. & He, G. Q. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China, *Tectonophysics*, 1998, 287, 213-231, doi: 10.1016/S0040-1951(98)80070-X
- Goode, J. K. & Burbank, D. W. Kinematic implications of consequent channels on growing folds, *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116, B04407, doi: 10.1029/2010JB007617
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20, 1475-1560, doi: 10.1016/S0277-3791(00)00171-2
- Guan, S. W.; B. L. Li; D. F. He; J. H. Shaw & Chen, Z. X. Recognition and Exploration of Structural Wedges - A Case Study in the Southern Margin of Junggar Basin, China, *Earth Science Frontiers*, 2009, 16, 129-137, doi: 10.1016/S1872-5791(08)60091-3
- Guerit, L. Caractéristiques morpho-sédimentaires des cônes alluviaux et reconstitution de leurs paléo-flux d'eau et de sédiments: exemples naturels du piedmont nord du Tian Shan (Xinjiang, Chine) et modélisation expérimentale, Paris 7, 2014

- He, D.; Suppe, J.; Yang, G.; Guan, S.; Huang, S.; Shi, X.; Wang, X. & Zhang, C. Guidebook for fieldtrip in south and north Tianshan foreland basin, Xinjiang Uygur Autonomous Region, China: International Conference on Theory and Application of Fault-Related Folding in Foreland Basins, Beijing, China, 2005
- Heermance, R. V.; Burbank, D. W. & Miao, J. J. Temporal constraints and pulsed Late Cenozoic deformation during the structural disruption of the active Kashi foreland, northwest China, *Tectonics*, **2008**, *27*, TC6012, doi: 10.1029/2007TC002226
- Hendrix, M. S.; Graham, S. A.; Carroll, A. R.; Sobel, E. R.; McKnight, C. L.; Schulein, B. J. & Wang, Z. X. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan basins, northwest China, *Geological Society of America Bulletin*, 1992, *104*, 53-79, doi: 10.1130/0016-7606(1992)1040053:SRACIO>2.3.CO;2
- Hidy, A. J.; Gosse, J. C.; Pederson, J. L.; Mattern, J. P. & Finkel, R. C. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2010, *11*, Q0AA10, doi: 10.1029/2010GC003084
- Hubert-Ferrari, A.; Suppe, J.; Van Der Woerd, J.; Wang, X. & Lu, H. F. Irregular earthquake cycle along the southern Tianshan front, Aksu area, China, *Journal of Geophysical Research*, 2005, *110*, B06402, doi: 10.1029/2003JB002603
- Hubert-Ferrari, A.; Suppe, J.; Gonzalez-Mieres, R. & Wang, X. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China), *Journal of Geophysical Research*, 2007, *112*, B03S09, doi: 10.1029/2006JB004362
- Huntley, D. J.; Godfrey-Smith, D. I. & Thewalt, M. L. Optical dating of sediments, *Nature*, Nature Publishing Group, 1985, *313*, 105-107, doi: 10.1038/313105a0
- Jolivet, M.; Dominguez, S.; Charreau, J.; Chen, Y.; Li, Y. & Wang, Q. Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the central Chinese Tian Shan: Reactivated tectonic structures and active deformation, *Tectonics*, 2010, *29*, TC6019, doi: 10.1029/2010TC002712
- Jolivet, M.; Barrier, L.; Dominguez, S.; Guerit, L.; Heilbronn, G. & Fu, B. Unbalanced sediment budgets in the catchment alluvial fan system of the Kuitun River (northern Tian Shan, China): Implications for mass-balance estimates, denudation and sedimentation rates in orogenic systems, *Geomorphology*, 2014, *214*, 168 - 182, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.01.024
- Kaplan, M. R.; Strelin, J. A.; Schaefer, J. M.; Denton, G. H.; Finkel, R. C.; Schwartz, R.; Putnam, A. E.; Vandergoes, M. J.; Goehring, B. M. & Travis, S. G. In-situ cosmogenic ¹⁰Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: Implications for late-glacial climate chronology, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 2011, *309*, 21-32, doi: 10.1016/j.epsl.2011.06.018
- Kohl, C. & Nishiizumi, K. Chemical isolation of quartz for measurement of in situ produced cosmogenic nuclides, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Elsevier, 1992, *56*, 3583-3587, doi: 10.1016/0016-7037(92)90401-4
- Korschinek, G.; Bergmaier, A.; Faestermann, T.; Gerstmann, U.; Knie, K.; Rugel, G.; Wallner, A.; Dillmann, I.; Dollinger, G.; Von Gostomski, C. L. & others A new value for the half-life of ¹⁰Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, 2010, *268*, 187-191, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.020
- Lal, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 1991, *104*, 424-439, doi: 10.1016/0012-821X(91)90220-C
- Lavé, J. & Avouac, J. P. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 2000, *105*, 5735-5770, doi: 10.1029/1999JB900292
- Le Dortz, K.; Meyer, B.; Sébrier, M.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Benedetti, L.; Nazari, H. & Foroutan, M. Interpreting scattered in-situ produced cosmogenic nuclide depth-profile data, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2012, *11*, 98-115, doi: 10.1016/j.quageo.2012.02.020
- Lei, X. Q.; Chen, Y. P.; Zhao, J. M. & Zhao, J. Y. Modelling of current crustal tectonic deformation in the Chinese Tianshan orogenic belt constrained by GPS observations, *Journal of Geophysics and Engineering*, 2010, *7*, 431 - 442, doi: 10.1088/1742-2132/7/4/010
- Li, C.; Guo, Z. & Dupont-Nivet, G. Late Cenozoic tectonic deformation across the northern foreland of the Chinese Tian Shan, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, *42*, 1066 - 1073, doi: 10.1016/j.jseas.2010.08.009
- Lu, H.F.; S.L. Wang & Jia, C. The Mechanism of the Southern Junggar Cenozoic Thrusts, *Earth Science Frontiers*, 2007, *14*(4), 168-174, doi: 10.1016/S1872-5791(07)60032-3
- Molnar, P.; Brown, E. T.; Burchfiel, B. C.; Deng, Q. D.; Feng, X. Y.; Li, J.; Raisbeck, G. M.; Shi, J. B.; Wu, Z. M.; Yiou, F. & You, H. C. Quaternary Climate Change and the Formation of River Terraces across Growing Anticlines on the North Flank of the Tien Shan, China, *The Journal of Geology*, 1994, *102*, 583-602, doi: 10.1086/629700
- Nishiizumi, K.; Imamura, M.; Caffee, M. W.; Southon, J. R.; Finkel, R. C. & McAninch, J. Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, 2007, *258*, 403-413, doi: 10.1016/j.nimb.2007.01.297

Chapitre VII : Le piémont Nord

- Poisson, B. & Avouac, J. P. Holocene Hydrological Changes Inferred from Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China), *The Journal of Geology*, 2004, 112, 231-249, doi: 10.1086/381659
- Poisson, B. Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont. Exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène., Université de Paris XI, 2002
- Puchol, N.; Lavé, J.; Lupker, M.; Blard, P.-H.; Gallo, F. & France-Lanord, C. Grain-size dependent concentration of cosmogenic ¹⁰Be and erosion dynamics in a landslide-dominated Himalayan watershed, *Geomorphology*, 2014, 224, 55 - 68, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.06.019
- Putnam, A.; Schaefer, J.; Barrell, D.; Vandergoes, M.; Denton, G.; Kaplan, M.; Finkel, R.; Schwartz, R.; Goehring, B. & Kelley, S. In situ cosmogenic ¹⁰ Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2010, 5, 392-409, doi: 10.1016/j.quageo.2009.12.001
- Reigber, C.; Michel, G. W.; Gala, R.; Angermann, D.; Klotz, J.; Chen, J. Y.; Papschev, A.; Arslanov, R.; Tzurkov, V. E. & Ishanov, M. C. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia, *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 191, 157-165, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00414-9
- Rhodes, E. J. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Annual Reviews, 2011, 39, 461-488, doi: 10.1146/annurev-earth-040610-133425
- Ritz, J. F.; Vassallo, R.; Braucher, R.; Brown, E. T.; Carretier, S. & Bourlès, D. L. Using in situ-produced ¹⁰Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia), *Geological Society of America Special Paper*, 2006, 415, 87-110, doi: 10.1130/2006.2415(06)
- Saint-Carlier *et al.*, submitted
- Scharer, K. M.; Burbank, D. W.; Chen, J.; Weldon, R. J.; Rubin, C.; Zhao, R. & Shen, J. Detachment folding in the Southwestern Tian Shan–Tarim foreland, China: shortening estimates and rates, *Journal of Structural Geology*, 2004, 26, 2119-2137, doi: 10.1016/j.jsg.2004.02.016
- Siame, L.; Bellier, O.; Braucher, R.; Sébrier, M.; Cushing, M.; Bourlès, D.; Hamelin, B.; Baroux, E.; de Voogd, B.; Raisbeck, G. & Yiou, F. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France), *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 220, 345-364, doi: 10.1016/S0012-821X(04)00061-5
- Siame, L.; F., C. R.; Derrieux, F.; Lee, J. C.; Chang, K. J.; Bourlès, D.; Braucher, R.; Léanni, L.; Kang, C. C.; Chang, C. P. & Chu, H. T. Pleistocene alluvial deposits dating along frontal thrust of Changhua Fault in western Taiwan: The cosmic ray exposure point of view, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 51, 1 - 20, doi: 10.1016/j.jseae.2012.02.002
- Stockmeyer, J. M.; Shaw, J. H. & Guan, S. Seismic Hazards of Multisegment Thrust-Fault Ruptures: Insights from the 1906 Mw 7.4–8.2 Manas, China, Earthquake, *Seismological Research Letters*, Seismological Society of America, 2014, 85, 801-808, doi: 10.1785/0220140026
- Stone, J. O. Air pressure and cosmogenic isotope production, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2000, 105, 23753-23759, doi: 10.1029/2000JB900181
- Sun, J. M.; Li, Y.; Zhang, Z. Q. & Fu, B. H. Magnetostratigraphic data on Neogene growth folding in the foreland basin of the southern Tianshan Mountains, *Geology*, 2009, 37, 1051-1054, doi: 10.1130/G30278A.1
- Suppe, J.; Chou, G. T. & Hook, S. C. Rates of folding and faulting determined from growth strata, K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics*: London, Chapman & Hall, 1992, ???, 105-121, doi: 10.1007/978-94-011-3066-0_9
- Suppe, J.; Sabat, F.; Muñoz, J. A.; Poblet, J.; Roca, E. & Vergés, J. Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees, *Journal of Structural Geology*, 1997, 19, 443-461, doi: 10.1016/S0191-8141(96)00103-4
- Thompson, S. C.; Weldon, R. J.; Rubin, C. M.; Abdrakhmatov, K.; Molnar, P. & Berger, W. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia, *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107, 2203, doi: 10.1029/2001JB000596
- usgs.gov
- Wang, Q.; P. Z. Zhang; J. T. Freymueller; R. Bilham; K. M. Larson; X. Lai; X. You; Z. Niu; J. Wu; Y. Li; J. Liu; Z. Yang & Chen, Q. Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements, *Science*, 2001, 294, 574-577, doi: 10.1126/science.1063647
- Wang, B.; Chen, Y.; Zhan, S.; Shu, L. S.; Faure, M.; Cluzel, D.; Charvet, J. & Laurent-Charvet, S. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt, *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 263, 288-308, doi: 10.1016/j.epsl.2007.08.037
- Yang, M. H.; Jin, Z. J.; Lu, X. X.; Sun, D. S.; Tang, X.; Peng, G. X. & Lei, G. L. Structural Evolution of the Eastern Qiulitagh Fold and Thrust Belt, Northern Tarim Basin, China, *Acta Geologica Sinica*, 2009, 83, 347-358, doi: 10.1111/j.1755-6724.2009.00027.x
- Yang, S. M.; Li, J. & Wang, Q. The deformation pattern and fault rate in the Tianshan Mountains inferred from GPS observations, *Science in China Serie D Earth Sciences*, 2008, 51, 1064-1080, doi: 10.1007/s11430-008-0090-8

Zubovich, A. V.; Wang, X. Q.; Scherba, Y. G.; Schelochkov, G.; Reilinger, R. E.; Reigber, C.; Mosienko, O. I.; Molnar, P.; Michajljow, W.; Makarov, V.; Li, J.; Kuzikov, S. I.; Herring, T. A.; Hamburger, M. W.; Hager, B. H.; Dang, Y. M.; Bragin, V. D. & Beisenbaev, R. T. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions, *Tectonics*, 2010, 29, TC6014, doi: 10.1029/2010TC002772

Online depository figures

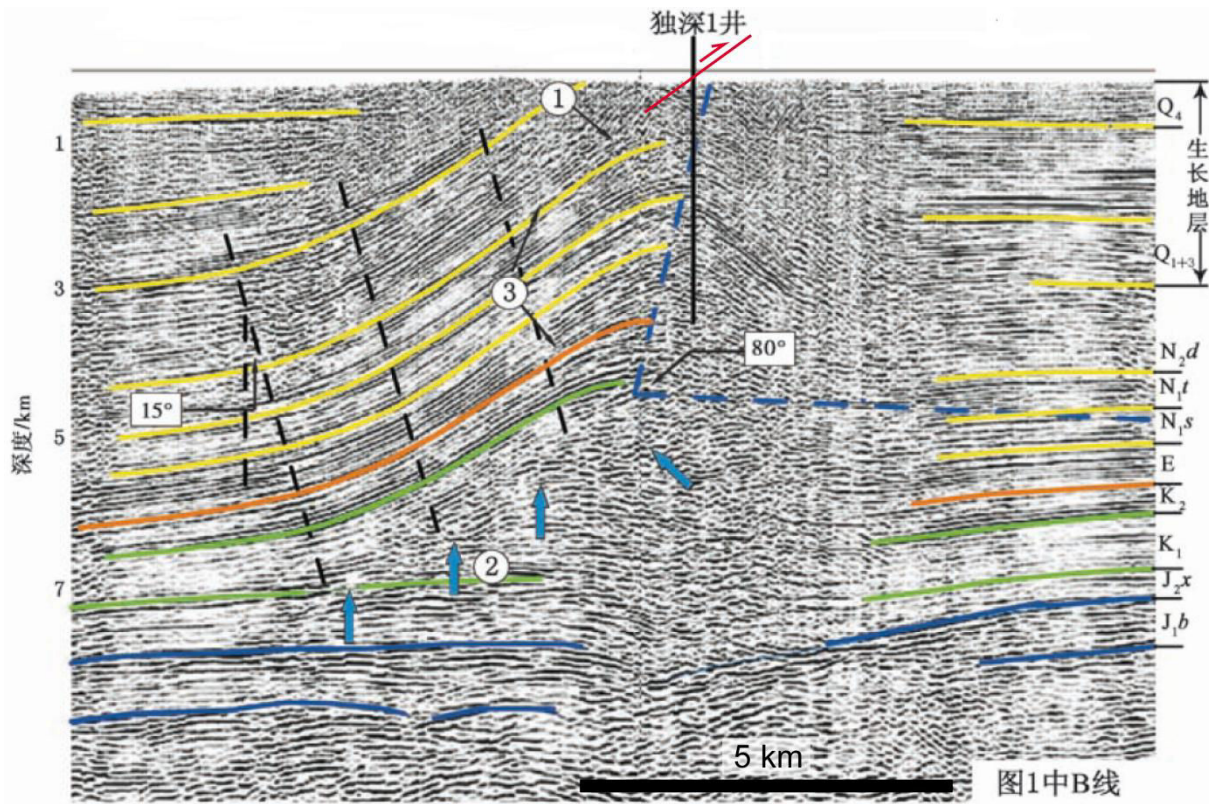


Figure A: Seismic line across the Dushanzi anticline Chen et al., (2012).

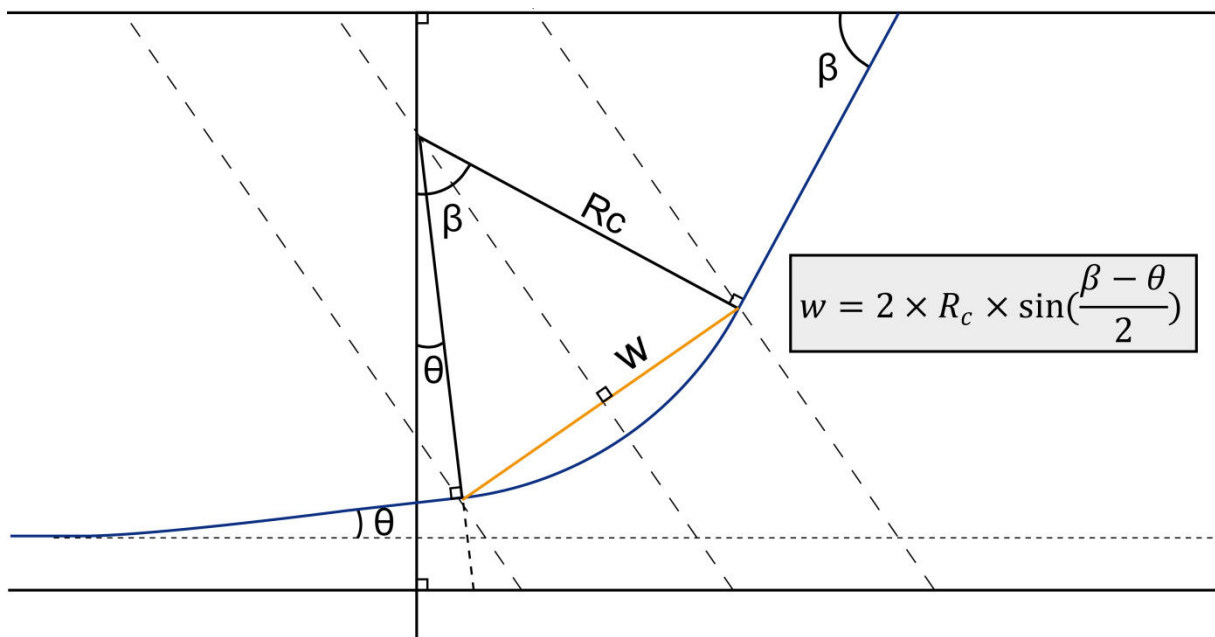


Figure B: Relationship between the width of the hinge (w), the radius of curvature (R_c), and the angles beta and teta.

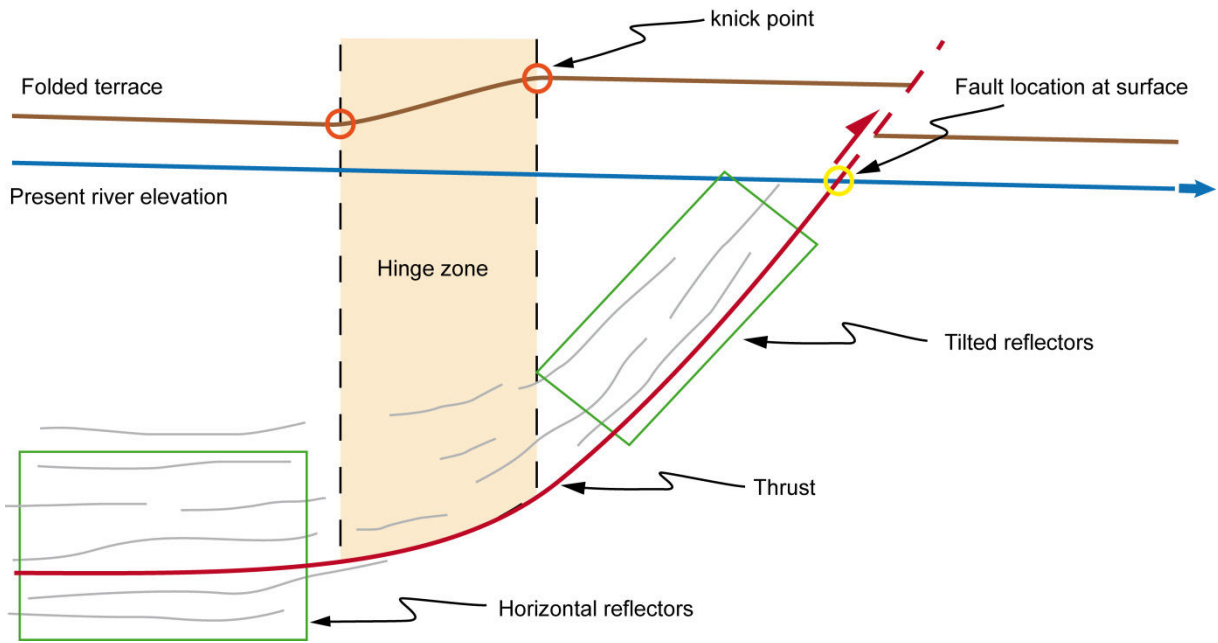


Figure C: diagram showing the different controls used to constrain the geometry of the upper ramp. It includes the fault location at surface, the two knick point observed on T0 and few of the seismic reflectors.

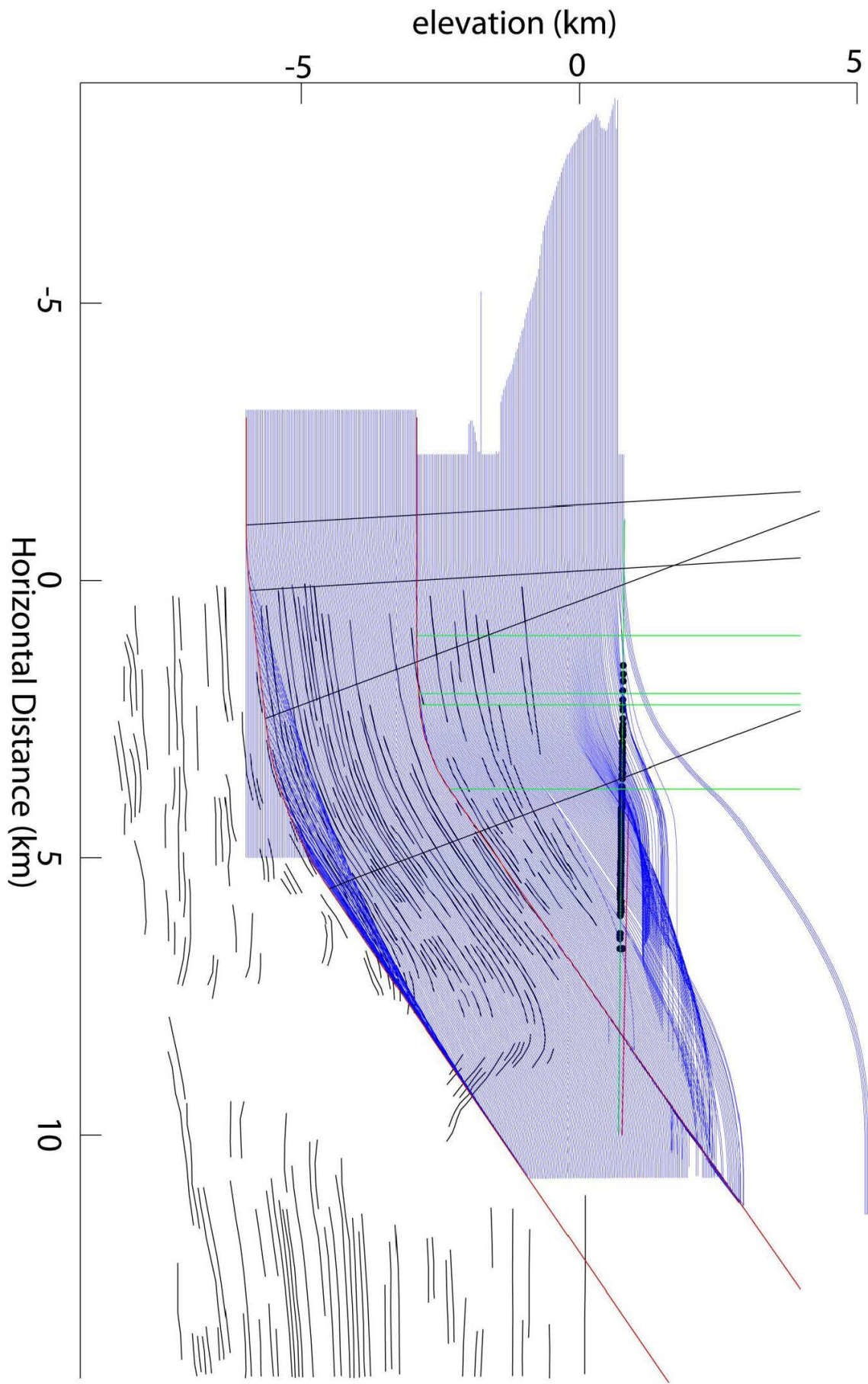


Figure D: Complete results of the shortening model showing the 200 folded layers.

VII.3. Répartition latérale de la déformation le long du piémont Nord

VII.3.1 Localisation des sites d'étude

Après avoir présenté l'étude portant sur l'analyse des vitesses néogènes et quaternaires de l'anticlinal de Dushanzi, qui se situe à l'extrémité ouest du bassin d'avant chaîne du piémont Nord du Tianshan, je vous propose de continuer progressivement d'ouest en est. Je vais donc aborder dans cette partie cinq sites étudiés le long du piémont Nord (Fig. VII.3.1). Les principales rivières drainant ce piémont nous serviront de repère (Fig. VII.3.1). Elles se nomment d'ouest en est ainsi : Kuitun, Anjihai, Jingou, Huerguosi, Manas, Taxi, Quiergou, Hutubi. La rivière de Kuitun et ses terrasses ont été explorées dans la partie précédente de ce chapitre et donnent des vitesses de l'ordre de 4,1 mm/an au Quaternaire.

La sélection de ces sites a été effectuée en amont de la mission de terrain. Nous avons recherché les surfaces alluviales continues au travers des anticlinaux, afin de pouvoir mesurer précisément les déformations subies par ces surfaces. Ensuite, sur le terrain nous avons parcouru ces différents sites et prélevé ceux sur lesquels des datations par isotopes cosmogéniques étaient possibles, c'est-à-dire là où l'on a pu trouver des affleurements appropriés et où il n'y avait pas des épaisseurs de lœss trop importantes. Nous y avons collecté des échantillons de sable et galets sur sept profils en profondeur pour mesurer les temps d'exposition cosmogéniques. Localement, le long de la rivière Jingou, trois âges d'enfouissement basés sur les couples $^{10}\text{Be}/^{14}\text{C}$ dans le quartz viennent compléter les profils. Enfin, à cela s'ajoutent deux échantillons IRSL, que nous avons pu faire mesurer en collaboration, pour les datations de terrasses hautes perchées recouvertes d'une épaisse couverture de lœss.

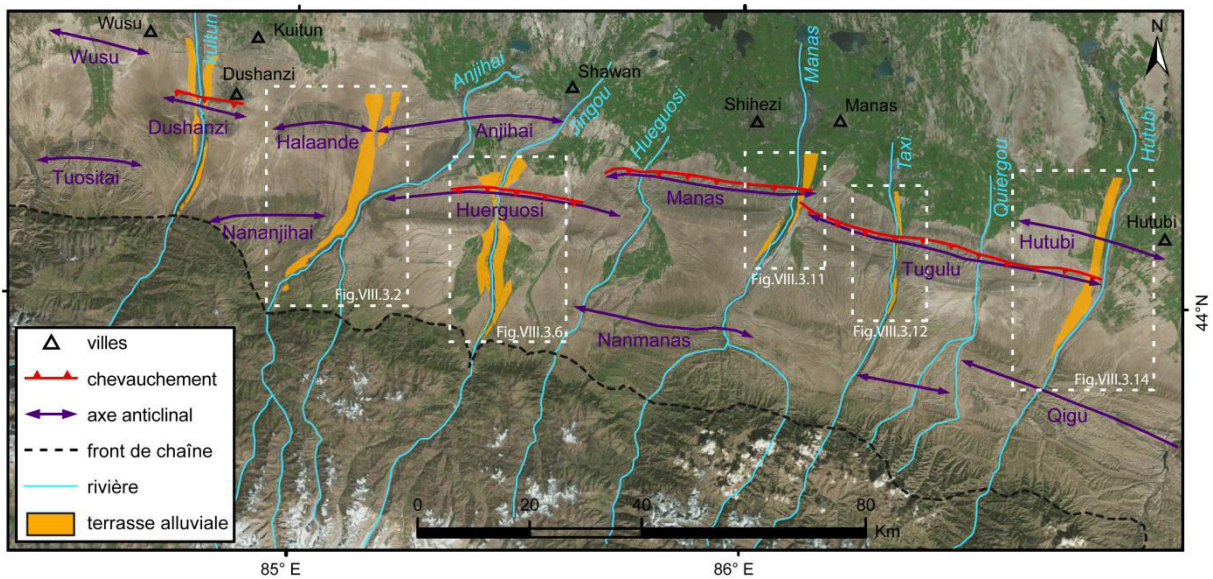


Figure VII.3.1 : Rivière, anticlinaux et principales terrasses alluviales du piémont Nord du Tianshan. Le fond de carte est une image satellite (esri.com). Les rectangles blancs définissent les cinq zones d'étude investiguées dans la suite de cette partie.

Nous avons prélevé un profil en profondeur d'échantillons pour effectuer une datation par isotope cosmogénique le long du lit actif de l'Anjihai et deux profils supplémentaires dans son ancien tracé plus au nord. Concernant la rivière de Jingou, ses terrasses, à l'endroit où elle passe à travers l'anticlinal de Huerguosi, sont morcelées et difficilement corrélables. C'est pourquoi nous avons tenté d'y réaliser des âges d'enfouissement $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$, dont je

présenterai brièvement quelques résultats préliminaires. Nous n'avons pas pu dater de terrasses le long des rivières de Huerguosi, Manas et Quiergou. Enfin, les terrasses principales des rivières de Taxi et Hutubi ont toutes les deux été datées par profils cosmogéniques, nous permettant donc de proposer des vitesses de raccourcissement jusque dans la partie est du piémont.

VII.3.2 Les terrasses de la rivière d'Anjihai (partie sud)

La rivière de l'Anjihai creuse dans son ancien cône une gorge de près de 300 mètres de profondeur. Au cours de son incision, à sa jonction avec un de ses affluents, elle a abandonné une impressionnante série de terrasses en rive droite (voir la photographie de couverture de cette thèse). En rive gauche, une terrasse mesurant jusqu'à plus de deux kilomètres de largeur surmonte cet escalier de terrasses. C'est cette terrasse majeure que nous avons datée et que nous utilisons pour essayer de quantifier le raccourcissement. Deux anticlinaux bordent cette rivière approximativement au niveau de ce point de confluence. Ce sont les anticlinaux de Huerguosi à l'est et celui de Nananjihai à l'ouest (Fig. VII.3.1 et VII.3.2). Charreau *et al.* (2008) ont démontré l'activité néogène de l'anticlinal de Huerguosi, et proposent qu'il accomode ~ 1 mm/an de raccourcissement au niveau de la rivière de Jingou entre 10 et 1 Ma. Des études de paléosismologie (Deng *et al.*, 1996) et des mesures des escarpements de failles (Avouac *et al.*, 1993) démontrent l'activité du chevauchement frontal de cet anticlinal de Huerguosi au niveau de la rivière de Jingou. Par contre, à ma connaissance, aucune donnée n'existe sur l'éventuelle activité de l'anticlinal de Nananjihai.

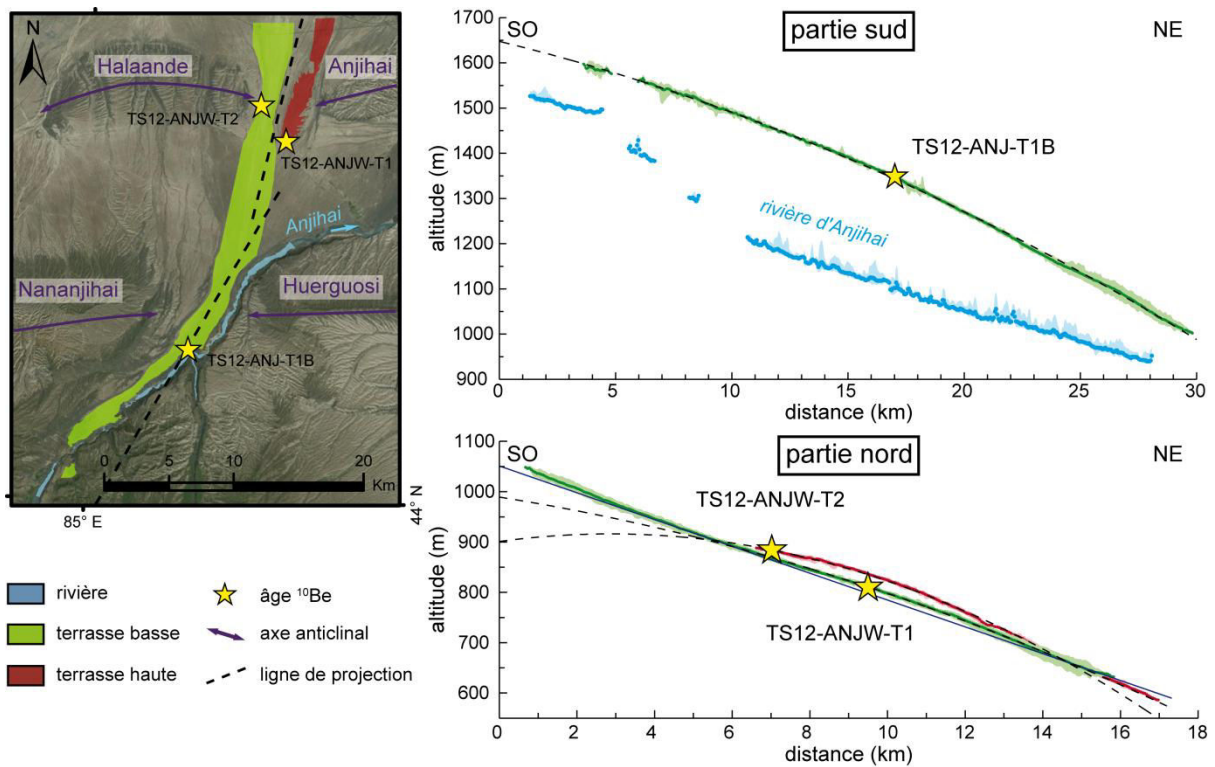


Figure VII.3.2 : Carte des deux terrasses principales de la rivière d'Anjihai. Et profils topographiques, issus des données SRTM, de ces terrasses, pour la partie sud, puis pour la partie nord.

Les deux terrasses majeures ont été cartographiées, puis les données SRTM de ces terrasses ont été extraites et projetées sur un axe parallèle au lit de la rivière d'Anjihai dans la partie sud et parallèle à l'ancien tracé de la rivière

d'Anjihai au nord (Fig. VII.3.2). Le profil topographique de la partie sud, ne révèle aucune déformation associable au chevauchement ou au plissement d'un des deux anticlinaux présents à cette latitude. En effet, on remarque bien une forme convexe de la surface de cette terrasse basse, cependant la longueur d'onde de cette courbure (>30 km) est bien plus importante que celles des deux anticlinaux (~10 km) et ne peut donc pas leur être associée. Cette géométrie pourrait éventuellement être d'origine sédimentaire (dépôt dans une dynamique de cône alluvial). Cela signifie que ni l'anticlinal de Nananjihai ni celui de Huerguosi ne déforment activement cette terrasse. Cependant, cette terrasse se trouve au niveau des terminaisons de chacun de ces deux plis, ce qui peut expliquer l'absence de déformation visible alors même que ces anticlinaux seraient tous deux actifs. Ce bombement de grande longueur d'onde pourrait aussi être lié à une surrection globale de l'ensemble de la zone provoquée par le mouvement de structures profondes (Fig. VII.1.2). Si cette terrasse ne semble pas plissée par les deux anticlinaux qui la bordent, elle a néanmoins la particularité de se trouver 230 ± 10 m au dessus de la rivière au niveau du point de prélèvement des échantillons cosmogéniques. Cette incision remarquable est peut être en partie induite par la surrection à grande longueur d'onde, mais elle est surtout provoquée par des variations d'origine climatique. En effet la rivière Kuitun, située plus à l'ouest, creuse également une gorge de plus de 300 mètres de profondeur. Et cette incision est interprétée comme étant très majoritairement due à un changement climatique (Poisson et Avouac, 2004).

Au niveau de l'Anjihai, il est aussi nécessaire de contraindre l'âge de la surface principale abandonnée afin de vérifier que c'est une surface isochrone, et donc que la convexité observée n'est pas liée à une histoire de création complexe de cette surface. Cette datation nous permet également de comparer sa vitesse d'incision avec celle observée plus à l'ouest (Poisson et Avouac, 2004)

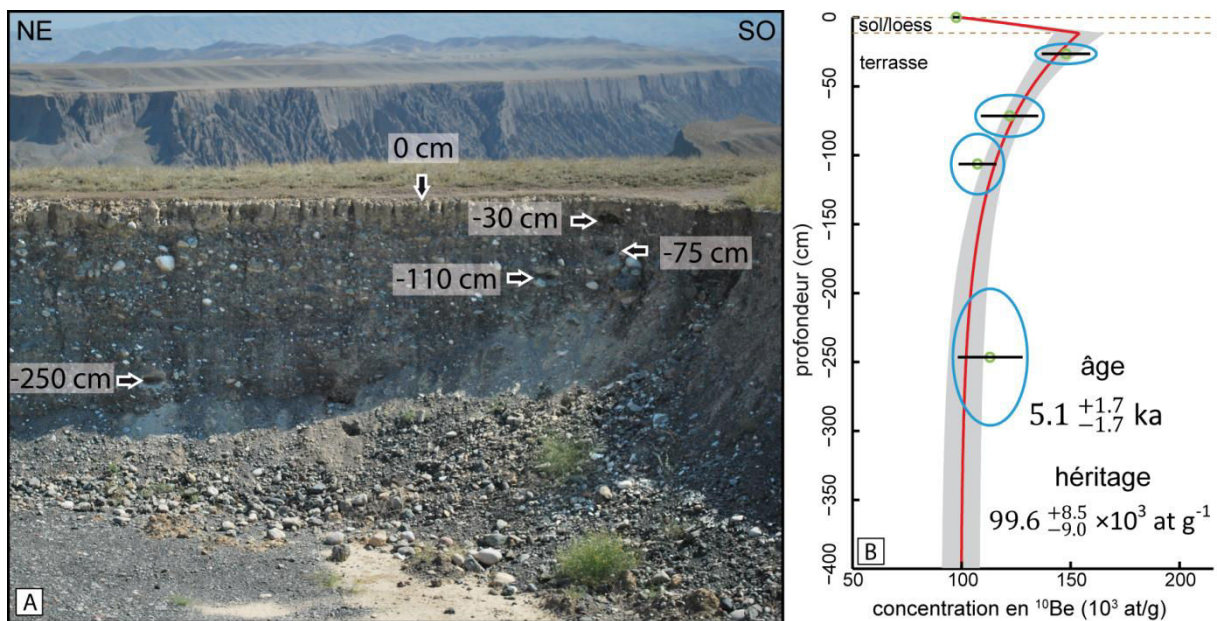


Figure VII.3.3 : **A** : Photographie du site d'échantillonnage TS12-ANJ-T1B. **B** : Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be par gramme de quartz. (L'épaisseur des lœss, d'une densité de $1,6 \pm 0,2$ est représentée par une épaisseur équivalente de matériau de densité $2,1 \pm 0,2$).

Afin de quantifier le temps d'exposition de la terrasse principale de la rivière d'Anjihai, nous avons donc prélevé quatre échantillons de sables en profondeur et le sommet de trois blocs ($\varnothing=30$ cm) en surface (Tableau VII.3.A ; présenté à la fin de ce Chapitre VII p. 226-227). Le site de prélèvement nommé ANJ-T1B se situe au niveau d'une

carrière fraîchement excavée. Le risque d'exposition récente est donc ici totalement négligeable. On peut noter sur la photographie (Fig. VII.3.3) que la terrasse est recouverte d'environ 30 cm de lœss, de manière assez homogène.

Les concentrations en ^{10}Be , décrivent la décroissance exponentielle attendue, avec cependant des concentrations des galets en surface relativement basses (sur la figure VII.3.3, seule la valeur moyenne est représentée). Je suppose que ces concentrations basses sont liées à l'influence de la granulométrie, l'héritage ayant tendance à diminuer à mesure que la taille des grains augmente (*e.g.* Puchol *et al.*, 2014). De ce fait, seules les valeurs sur les sables en profondeur sont prises en compte pour l'inversion du profil. Tous les paramètres sont décrits dans le Chapitre V.2, les densités des terrasses sont estimées sur la base des photographies, et les densités des lœss pour toutes les terrasses du piémont Nord sont estimées à $1,6 \pm 0,2 \text{ g cm}^{-3}$. L'âge de cette surface est donc de $5,1^{+1,7}_{-1,7} \text{ ka}$, avec un héritage de $99,6^{+8,5}_{-9,0} \times 10^3 \text{ at g}^{-1}$, lorsque l'on considère un dépôt continu des lœss (voir Chapitre V.2 pour la méthode).

Par ailleurs, le site ANJ-T1B, présente trois concentrations de ^{10}Be en surface bien regroupées (Tableau VII.3.A [p. 226-227]). J'ai donc testé le modèle d'inversion de profil avec érosion en y ajoutant les données en surface comme contrainte supplémentaire pour l'érosion (*cf.* Chapitre V.2 pour la théorie et Chapitre VI pour les premières applications). Ce calcul trouve un âge légèrement supérieur $\sim 6.4 \text{ ka}$ lié à une érosion d'environ 20 cm, mais reste du même ordre de grandeur que celui calculé sur la base d'une hypothèse de sédimentation continue, ce qui conforte donc la première estimation.

En prenant en compte l'âge dérivé du profil cosmogénique en profondeur et considérant une incision de $230 \pm 10 \text{ m}$, la vitesse d'incision moyenne de la rivière est donc de $45 \pm 15 \text{ mm/an}$. Cette vitesse est donc forte, environ deux fois plus importante que sur la rivière Kuitun (Poisson et Avouac, 2004). Comme sur la rivière Kuitun, le climat a donc joué un rôle probablement prépondérant en modifiant la dynamique de la rivière au cours de l'Holocène. Cette vitesse très rapide peut aussi s'expliquer en partie par le fait que la rivière incise dans son ancien cône et remobilise donc un matériau peu consolidé. Une autre différence avec la rivière de Kuitun est que ce segment de la rivière d'Anjihai se trouve à une altitude plus élevée, et plus éloignée du niveau de base du bassin du Junggar. La configuration géographique peut aussi avoir joué un rôle, en effet, la rivière d'Anjihai se trouve piégée entre les anticlinaux de Nananjihai et de Huerguosi ce qui limite sa liberté de mouvement latéral, et la force à inciser. La jonction avec un affluent majeur à proximité de là où est effectuée la mesure peut aussi avoir une influence sur la vitesse d'incision. Et enfin, on ne peut pas totalement exclure qu'une part de l'incision puisse être liée à un soulèvement tectonique de grande longueur d'onde.

VII.3.3 Les terrasses de la rivière d'Anjihai (partie nord)

La partie nord de ce site se situe le long de l'ancien passage de la rivière d'Anjihai, entre les anticlinaux de Halaande et d'Anjihai (Fig. VII.3.2), formant aujourd'hui une vallée sèche (*wind gap*). À ce niveau on distingue deux terrasses principales : une haute à l'est et une basse à l'ouest, auxquelles s'ajoutent deux autres niveaux de terrasses intermédiaires plus restreintes. La terrasse basse semble être en continuité morphologique avec celle prélevée et analysée plus au sud au niveau de l'anticlinal de Nananjihai, la datation nous permettra de vérifier cette hypothèse. De plus, cette terrasse basse constitue aussi le dernier vestige du passage de la rivière d'Anjihai, et témoigne donc du moment de l'abandon de ce passage. Les profils topographiques des deux terrasses majeures montrent un léger plissement (Fig. VII.3.2). Afin de quantifier ce plissement, j'ai considéré un niveau de référence

anté-déformation de chaque terrasse linéaire. Ce profil anté-déformation est déterminé sur des segments de la terrasse basse de ~2 km de long en amont et en aval de la zone plissée. Pour évaluer celui de la terrasse haute, je reprends celui de la terrasse basse auquel je soustrais l'épaisseur de la sédimentation qui s'est déposée entre l'abandon de ces deux terrasses. Cette épaisseur est calculée sur la base du taux de sédimentation ($0,29 \pm 0,09$ mm/an, Charreau *et al.*, 2009a) et sur la différence d'âge entre les deux terrasses. Je commence donc pour ces terrasses par présenter les âges cosmogéniques, afin de pouvoir estimer le niveau de base de la terrasse haute et donc pouvoir proposer une valeur de raccourcissement subie par cette terrasse haute.

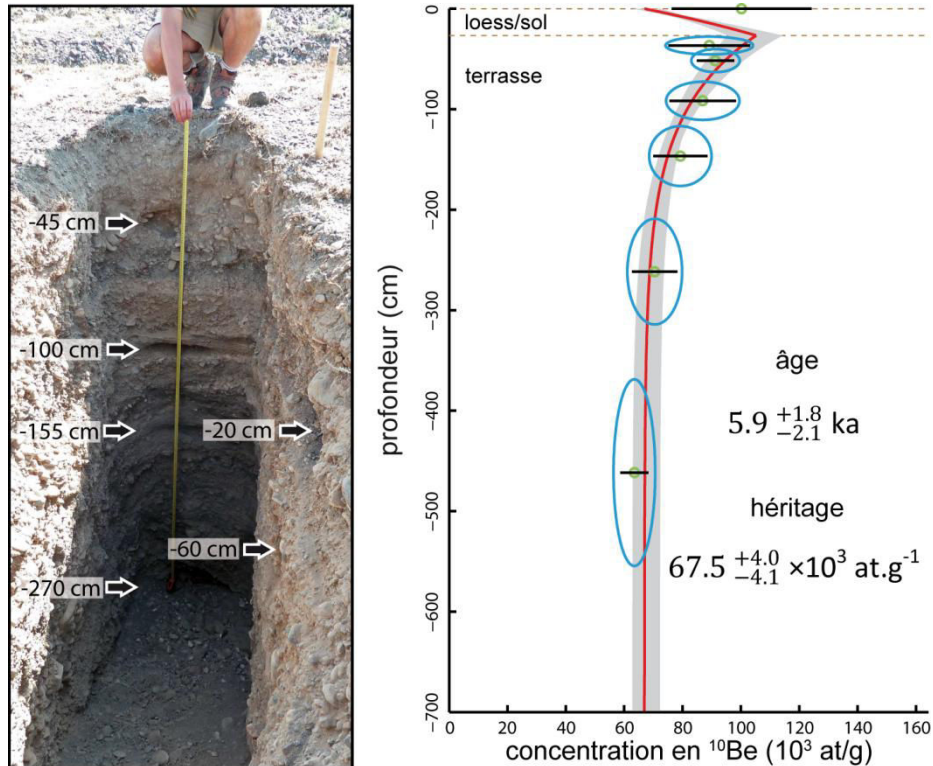


Figure VII.3.4 : *A* : Photographie du site d'échantillonnage TS12-ANJW-T2. *B* : Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be par gramme de quartz. (L'épaisseur des lœss, d'une densité de $1,6 \pm 0,2$ est représentée par une épaisseur équivalente de matériau de densité $2,1 \pm 0,2$).

Ces deux terrasses présentes dans la partie abandonnée de la rivière d'Anjihai ont été datées par profils cosmogéniques. Dans les deux cas, on a pu prélever des échantillons dans des excavations en cours de création, donc extrêmement récentes. L'exposition récente est donc inexistante.

On a prélevé et analysé six échantillons de sables en profondeur, jusque 470 cm, et quatre sommets de blocs de surface sur le site TS12-ANJW-T2, situés sur la terrasse basse (Fig. VII.3.4 et Tableau VII.3.A [p. 226-227]). Cette terrasse est recouverte de 35 cm de lœss, que l'on considère s'être déposés de manière continue au cours du temps. L'inversion du profil donne un âge de $5,9^{+1,8}_{-2,1}$ ka et un héritage de $67,5^{+4,0}_{-4,1} \times 10^3 \text{ at.g}^{-1}$. Cela confirme que cette surface basse est contemporaine de la surface échantillonnée plus au sud, et date donc l'abandonnement ce bras de la rivière d'Anjihai.

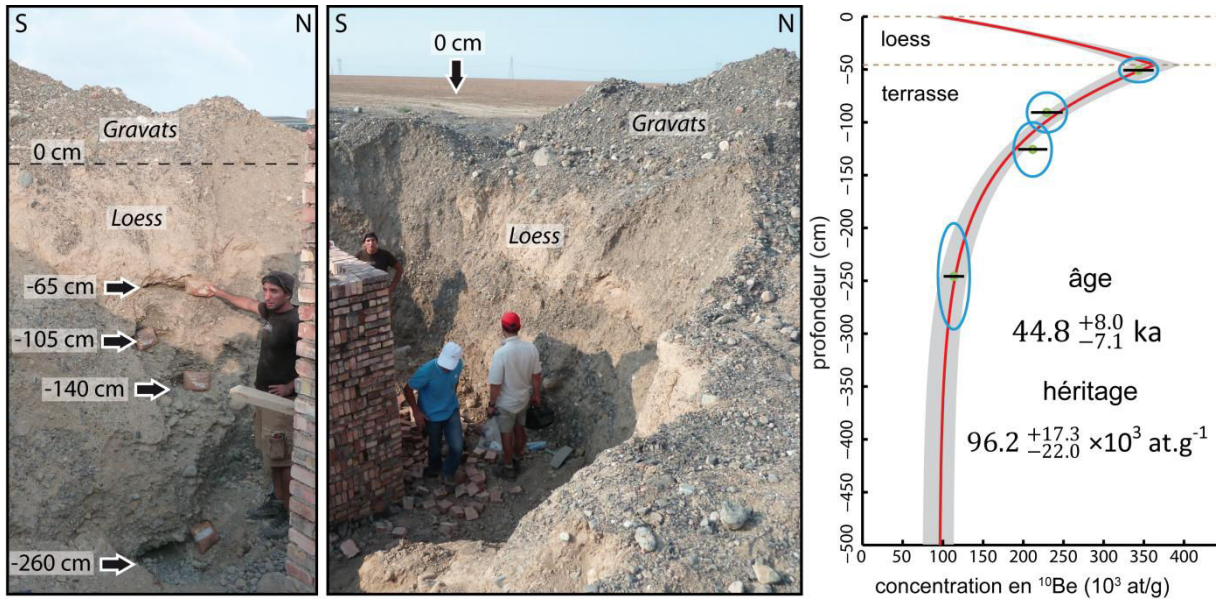


Figure VII.3.5 : *A* : Photographie du site d'échantillonnage TS12-ANJW-T1. *B* : Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be par gramme de quartz. (L'épaisseur des loëss, d'une densité de $1,6 \pm 0,2$ est représentée par une épaisseur équivalente de matériau de densité $2,1 \pm 0,2$).

Pour le site sur la terrasse supérieure, nous n'avons pu prélever que quatre échantillons entre 65 et 260 cm de profondeur (Tableau VII.3.A [p. 226-227]). Cette terrasse présente la plus importante couverture de loëss (65 cm). Notre calcul d'âge est donc ici plus sensible à l'hypothèse d'un dépôt continu. L'inversion de ce profil donne un âge de $44,8^{+8,0}_{-7,1}$ ka associé à un héritage de $96,2^{+17,3}_{-22,0} \times 10^3 \text{ at.g}^{-1}$.

Pour quantifier le raccourcissement, j'ai utilisé la méthode des aires en excès. La profondeur du niveau de décollement en aval du pli est ici de 5100 ± 100 m (Li *et al.*, 2011a ; Stockmeyer *et al.*, 2014). L'aire en excès obtenue est de $76700^{+111000}_{-76700} \text{ m}^2$ pour la terrasse basse. Cela donne donc un raccourcissement de $15,0^{+21,8}_{-15,0}$ m pour la terrasse basse. Les incertitudes finales sont assez élevées du fait de la faible déformation subie et des incertitudes liées à la topographie extraite des données SRTM. En combinant ce raccourcissement avec l'âge déduit précédemment, cela donne une vitesse de $2,5^{+3,8}_{-2,6}$ mm/an. C'est donc une vitesse relativement rapide, présentant de fortes incertitudes.

Pour la terrasse haute je considère donc le même niveau de référence que celui de la terrasse basse auquel je soustrais $11,3^{+4,1}_{-4,2}$ m. Cette valeur est une estimation de l'épaisseur de sédiment déposée à un taux de $0,29 \pm 0,09$ mm/an (Charreau *et al.*, 2009a) entre l'abandon des terrasses haute et celui de la terrasse basse, ce qui correspond à un laps de temps de $38,9^{+8,2}_{-7,3}$ ka. L'aire en excès est de $328700^{+223500}_{-226600} \text{ m}^2$, ce qui donne un raccourcissement de $64,5^{+43,8}_{-44,4}$ m. En combinant ce raccourcissement avec l'âge de $44,8^{+8,0}_{-7,1}$ ka, on obtient une vitesse de raccourcissement de $1,4^{+1,0}_{-1,0}$ mm/an.

Aux incertitudes près, ces valeurs restent plus faibles que celles observées à l'ouest sur l'anticlinal de Dushanzi ($\sim 4,1$ mm/an) qui représente la continuité structurale des plis de Halaande. Un gradient négatif de vitesse vers l'est reste cependant cohérent avec le relief qui décroît également vers l'est. Néanmoins, contrairement à l'anticlinal de Dushanzi où les vitesses de raccourcissement sont similaires entre 50 ka et 10 ka, ici elles semblent donc

augmenter au cours du temps, en passant de $1,4^{+1,0}_{-1,0}$ mm/an à $2,5^{+3,8}_{-2,6}$ mm/an. Cependant on se doit de rester prudent puisque les datations demeurent moyennement contraintes, notamment à cause de la présence de loess, et que les calculs de raccourcissement sont aussi soumis à des incertitudes importantes du fait des faibles déformations investiguées. De plus, les terrasses sont l'une plus proche de l'anticlinal de Halaande et l'autre plus proche de l'anticlinal d'Anjihai, ainsi on ne sait pas quelle part respective chacun des deux anticlinaux possède dans la déformation de ces deux terrasses et si cette répartition a évolué au cours du temps.

L'abandon du tracé nord-ouest de la rivière d'Anjihai, entre les anticlinaux d'Halaande et d'Anjihai, s'est effectuée il y a moins de 5-6 ka, peut être en lien avec une accélération de la vitesse de raccourcissement. Cette terrasse de 5-6 ka, date aussi en aval le début de l'incision rapide de la rivière à un rythme de 45 ± 15 mm/an. L'abandon du tracé nord de la rivière de l'Anjihai est donc probablement lié à la perturbation majeure liée au changement de taux d'incision de la rivière.

VII.3.4 Les terrasses de la rivière de Jingou

La rivière de Jingou recoupe l'anticlinal de Huerguosi en son centre (Fig. VII.3.1). Des vitesses de raccourcissement néogènes de l'ordre de 1 mm/an ont déjà été mesurées le long de cette coupe, comme évoqué précédemment (Charreau *et al.*, 2008). J'ai cartographié les terrasses de la rivière de Jingou (Fig. VII.3.6) et leurs topographies ont été mesurées par DGPS par Stéphane Dominguez (Fig. VII.3.7). Les terrasses de la rivière de Jingou sont très morcelées, et les liens entre elles ne sont pas faciles à reconstituer (Fig. VII.3.6 et Fig. VII.3.7). Tout d'abord la faille principale forme un escarpement bien marqué au nord du relief de l'anticlinal complexifiant la continuité des surfaces. On note aussi la présence, au sud de cette faille, d'un relief au centre du pli qui émerge topographiquement au milieu des terrasses (Fig. VII.3.7).

La présence de ce relief pourrait éventuellement être générée par un rétro-chevauchement formant une structure en pop-up, ou bien par l'érosion différentielle d'une formation plus résistante présente au cœur du pli. Ce relief rompt la continuité des terrasses et complexifie donc leur interprétation. Et enfin, la présence d'un affluent à la rivière de Jingou, qui vient la rejoindre avant son entrée dans le relief du pli, divise l'enregistrement des terrasses en rive gauche (Fig. VII.3.6).

Malgré cette complexité on distingue tout de même six principaux niveaux de terrasses essentiellement conservés en rive gauche de la rivière. Le long de la zone mesurée par DGPS on trouve des terrasses entre moins de 10 m et plus de 100 m au-dessus de la rivière actuelle. Ces terrasses présentent des pentes plus importantes que celle de la rivière, et ces pentes sont d'autant plus importantes que les terrasses sont élevées et âgées.

Le niveau de décollement ici est à environ 4000 m de profondeur. Cependant, comme il est difficile de corréliser tous les vestiges de terrasses, je ne peux pas appliquer ici la méthode des aires en excès. Je me base donc sur l'angle de plongement de la faille interprétée sur un profil sismique à $41,4 \pm 2,1^\circ$ (Fig. VII.1.3 ; Stockmeyer *et al.*, 2014), pour quantifier le raccourcissement à partir des décalages verticaux au niveau de la faille principale (Fig. VII.3.7B). D'après les données DGPS et les mesures au théodolite de Avouac *et al.* (1993), ces décalages sont de $3,9 \pm 1$ m pour Tc et $4,7 \pm 1$ m pour Ta. J'estime aussi la différence entre la terrasse haute et Ta à 55 ± 10 m (Fig. VII.3.7 et Fig. VII.3.8). N'ayant pas de repère pour le niveau de la terrasse haute sans déformation, je me sers de la différence entre la terrasse Ta et cette terrasse haute pour estimer la surrection qu'elle a subi. La combinaison

des décalages verticaux avec l'angle de $41,4 \pm 2,1^\circ$ de la rampe donne des raccourcissements de $5,9 \pm 1,5$ m pour Tc, $7,1 \pm 1,6$ m pour Ta, et $82,7 \pm 15,7$ m pour la différence entre la terrasse haute et Ta.

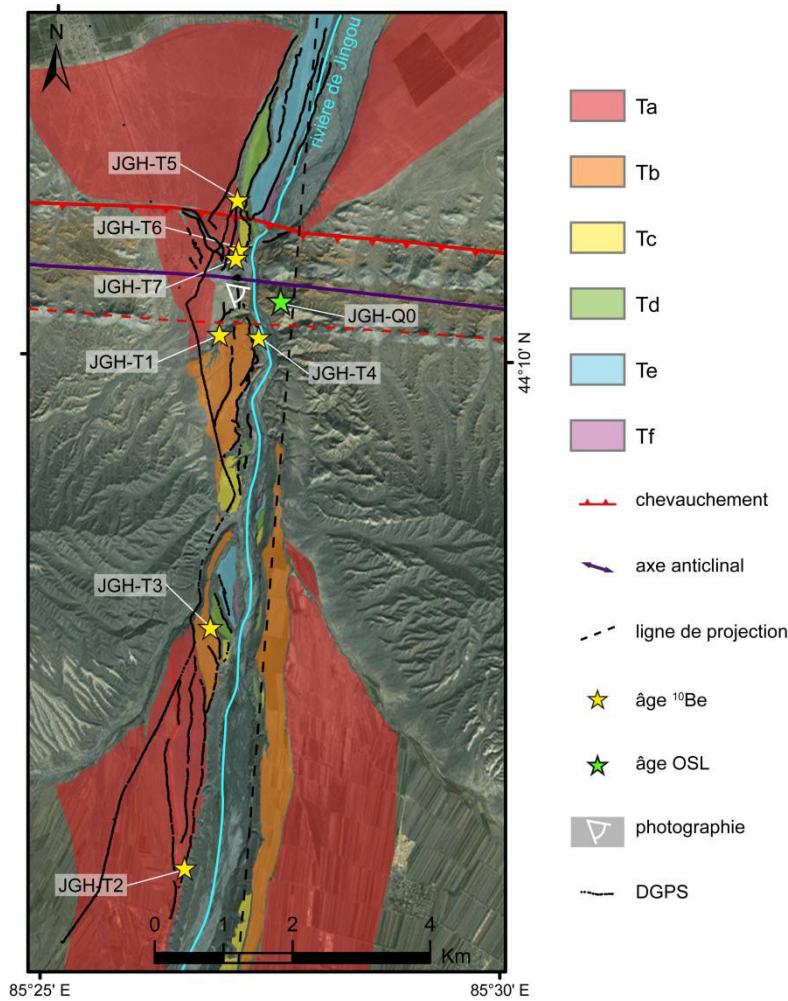


Figure VII.3.6 : Carte morphologique des terrasses principales de la rivière de Jingou.

Afin de dater les terrasses, deux profils en profondeur d'échantillons destinés à la datation par âges d'exposition cosmogénique ont été prélevés pendant la mission de terrain de 2010. Ces deux profils, nommés T1 et T2, ont été prélevés sur le bord de ravines en érosion active, tout en prenant soin de rafraîchir l'affleurement. Pour chacun des deux profils, quatre échantillons de sables grossiers ont été prélevés dans l'épaisseur de la terrasse. Par ailleurs 5 et 11 galets de surface ont été analysés sur T1 et T2, respectivement. De plus, comme les sacs des échantillons de profondeurs sur la terrasse T1 contenaient des galets de quartzite de tailles suffisantes, j'ai aussi analysé séparément deux échantillons composés de 4 et de 6 galets provenant de profondeur (Tableau VII.3.A [p. 226-227]). Il est à noter que, comme habituellement, les profils sont recouverts de loess : 25 cm pour T1 et 10 cm pour T2.

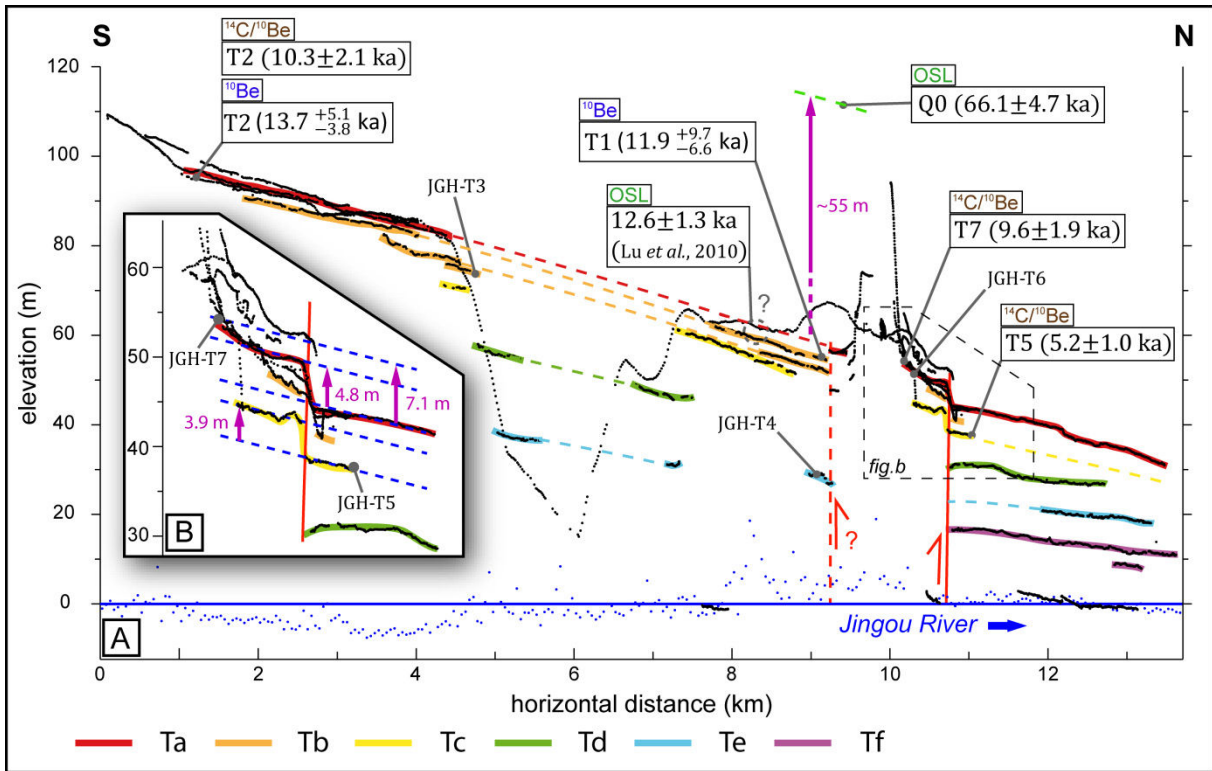


Figure VII.3.7 : *A* : Profils DGPS des terrasses de la rivière de Jingou (Stéphane Dominguez). L'altitude est normalisée au niveau de la rivière. *B* : Zoom de la zone où passe le chevauchement principal.

Sur le profil JGH T1, situé sur la terrasse Tb, les concentrations en ^{10}Be dans les sables ne sont pas exploitables pour une datation par inversion de profil (diamants gris sur la figure VII.3.9). En effet, les données sont quasiment toutes alignées verticalement et ne présentent pas l'exponentielle en profondeur attendue. Je pense que cela est lié à la combinaison d'une variabilité importante de l'héritage et à une exposition de relativement courte durée. Le signal s'accumulant pendant le temps d'exposition n'a donc pas eu le temps de se surimposer à la variabilité des héritages. Cependant, comme j'ai analysé les concentrations dans deux échantillons composés de galets de profondeur et dans cinq galets de surface, je peux proposer une inversion sur un profil de galets. Cette inversion donne un âge de $11,9^{+9,7}_{-6,6}$ ka et un héritage de $28,1^{+3,1}_{-4,1} \times 10^3$ at g^{-1} . Le fait que ce profil de galet fonctionne mieux que celui de sable est dû au plus faible héritage moyen des galets, qui masque donc moins les faibles accumulations acquises durant le temps d'exposition. Cette estimation d'âge reste cependant à prendre avec précaution puisque le profil n'est donc constitué que de trois échantillons, et que l'hypothèse d'un héritage constant sur ces galets est une hypothèse forte, surtout au vu de la variabilité observée même dans les sables qui moyennent pourtant des milliers de grains.

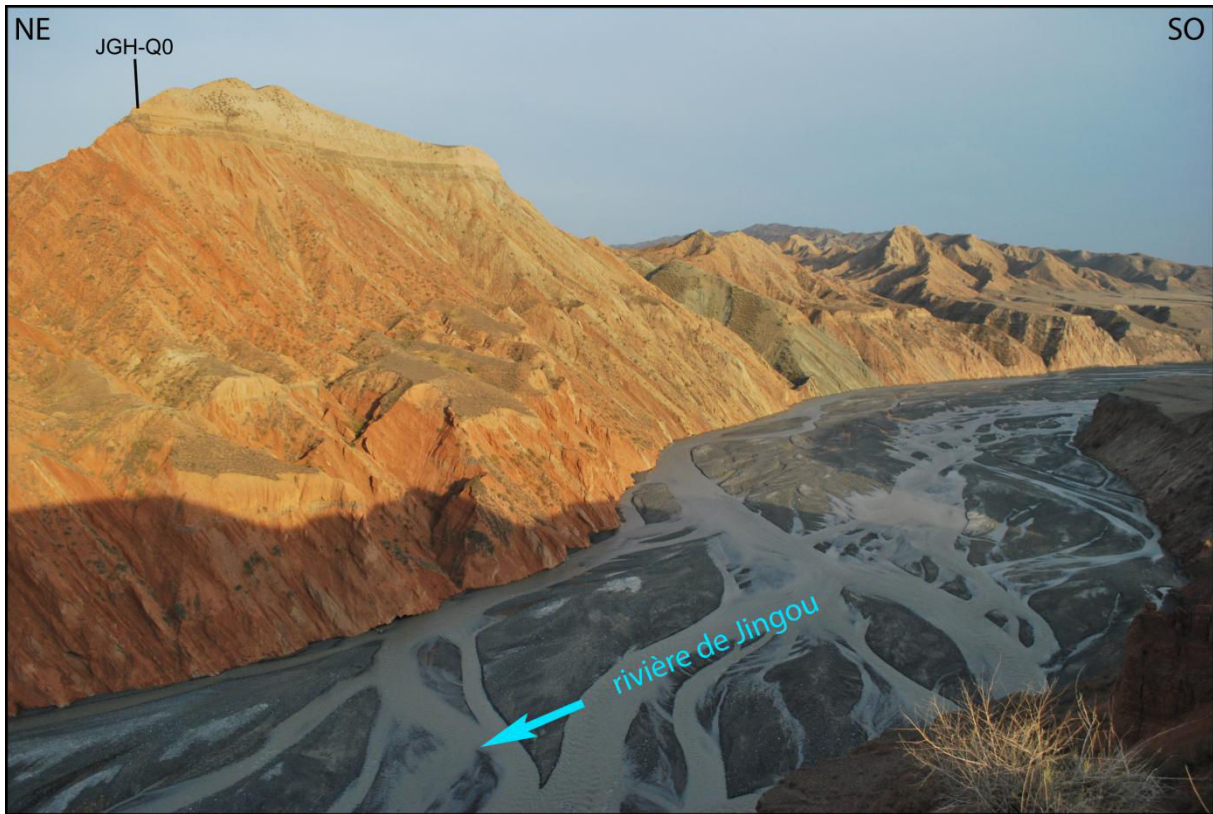


Figure VII.3.8 : Photographie de la terrasse haute de la rivière de Jingou, sur laquelle l'échantillon JGH-Q0 a été prélevé. La photographie est prise depuis la rive gauche de la rivière au sud du relief présent dans la partie central de l'anticlinal.

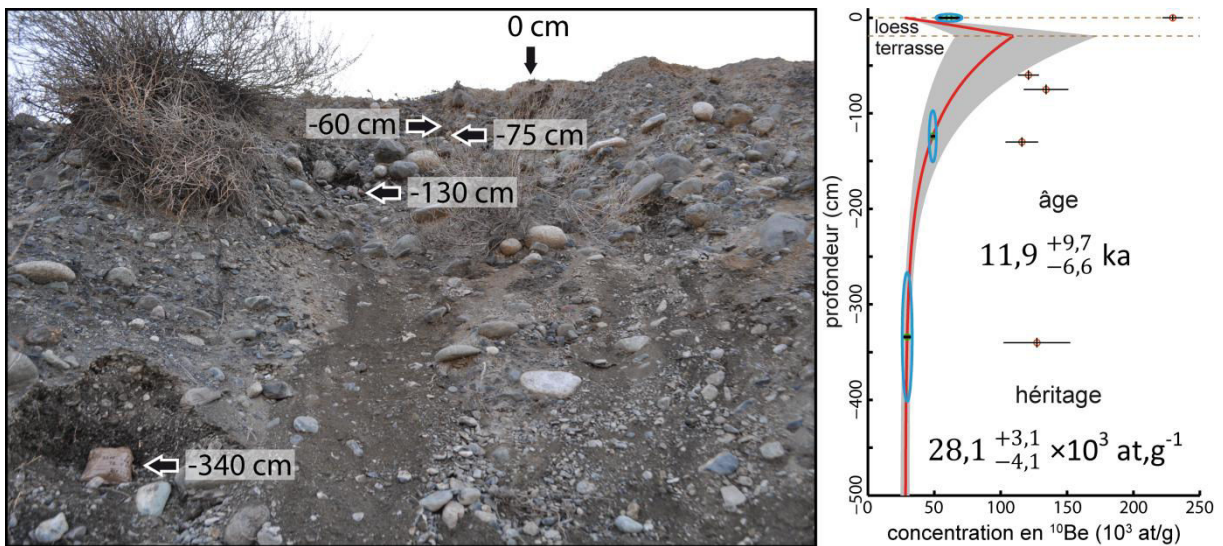


Figure VII.3.9 : A : Photographie du site d'échantillonnage TS10-JGH-T1. B : Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be par gramme de quartz. (L'épaisseur des lèss, d'une densité de $1,6 \pm 0,2$ est représentée par une épaisseur équivalente de matériau de densité $2,1 \pm 0,2$).

Le profil de concentrations en ^{10}Be sur la terrasse Ta (TS10-JGH-T2) définit quant à lui une exponentielle en profondeur interprétable avec la méthode d'inversion de profil habituelle (Fig. VII.3.10). Les échantillons de galets en surface présentent une assez forte dispersion, qui pourrait être liée à une activité anthropique à la surface de la

terrasse. L'inversion issue des concentrations dans les sables de profondeur donne un âge de $13,7^{+5,1}_{-3,8}$ ka, associé à un héritage de $89,0^{+11,7}_{-11,6} \times 10^3$ at g⁻¹.

Il existe par ailleurs une datation par OSL à proximité du site d'échantillonnage T1, effectuée au niveau des terrasses que je nomme Ta et Tb, qui donne un âge de $12,6 \pm 1,3$ ka (Lu *et al.*, 2010b). Cette datation est cohérente avec celles issues des deux profils cosmogéniques (Fig. VII.3.7).

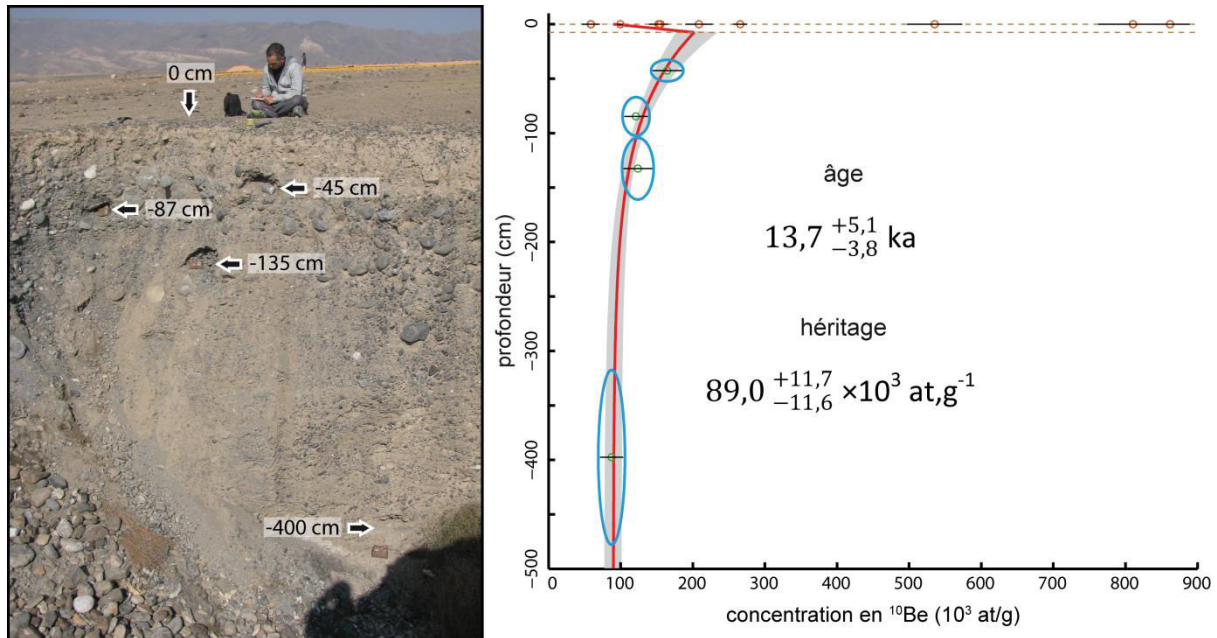


Figure VII.3.10 : **A** : Photographie du site d'échantillonnage TS12-JGH-T2. **B** : Profil en profondeur des concentrations en ¹⁰Be par gramme de quartz. (L'épaisseur des lœss, d'une densité de $1,6 \pm 0,2$ est représentée par une épaisseur équivalente de matériau de densité $2,1 \pm 0,2$).

Dans l'objectif de pouvoir relier entre eux les différents fragments de terrasses présents sur la rive gauche de la rivière de Jingou, des échantillons de sables ont été prélevés pendant la mission 2010, à la base des remplissages fluviatiles des terrasses pour tenter d'effectuer des datations par âge d'enfouissement ¹⁴C/¹⁰Be. En effet, à l'image du profil T1 difficile à déterminer vu l'importance relative de l'héritage, pour ces terrasses relativement basses nous suspicions également un âge trop jeune par rapport à cet héritage. Nous avons donc privilégié une autre approche. Ce sont les échantillons numérotés de T3 à T7 sur la figure VII.3.7. À ce jour, les quartz ont été extraits des échantillons T5, T7, d'un sable issu de la rivière moderne (prélevé en 2009 ; TS09-JIN2), et de l'échantillon à la base du profil de T2, et leurs concentrations en ¹⁰Be et en ¹⁴C ont été mesurées (Tableau VII.3.2). J'ai procédé à la chimie de purification et à l'extraction du béryllium et ai transmis les échantillons pour les mesures en ¹⁰Be à l'équipe ASTER du CEREGE, tandis que les mesures de ¹⁴C ont été réalisées à partir des quartz purs par Maarten Lupker à l'ETH Zürich (Eidgenössische Technische Hochschule Zürich). L'échantillon de la base du profil de T2 a été mesuré afin d'apporter un point de comparaison entre les datations issues des deux méthodes différentes. Et l'échantillon prélevé dans la rivière moderne, en amont des terrasses, permet d'obtenir une valeur de référence du ratio ¹⁴C/¹⁰Be à la sortie des reliefs. C'est ce ratio qui nous sert de référence pour le calcul des âges d'enfouissement. En effet, c'est l'évolution du ratio entre les deux isotopes cosmogéniques qui nous permet de calculer le temps que l'échantillon a passé isolé des rayonnements cosmiques. On fait donc ici l'hypothèse que le

bassin versant s'est érodé de manière constante au cours du temps et que le ratio en sortie des reliefs était le même au moment du dépôt des terrasses que celui mesuré actuellement.

échantillon	Profondeur (cm)	$[^{10}\text{Be}] \times 10^4 \text{ at g}^{-1}$	$[^{14}\text{C}] \times 10^4 \text{ at g}^{-1}$	$^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$	âge (ka)
TS09-JIN2 (rivière actuelle)	0	8,04±0,38	5,76±0,39	0,72±0,06	0
TS12-JGH-T2-P4	400±10	8,74±0,60	1,81±0,34	0,21±0,04	10,3±2,2
TS10-JGH-T5	200±10	9,03±1,31	3,44±0,86	0,38±0,11	5,2±1,6
TS12-JGH-T7	250±10	8,30±0,74	1,88±0,35	0,23±0,05	9,6±2,1

Tableau VII.3.2 : Résultats de concentrations en ^{10}Be et en ^{14}C , ratio entre les concentrations, et âges d'enfouissement pour les terrasses le long de la rivière de Jingou.

Une première évaluation des âges d'enfouissement, basé sur la désintégration différentielle du ^{14}C et du ^{10}Be et sur le ratio $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$ de la rivière (0,72), produit des âges de 10,3±2,1 ka pour T2, 5,2±1,0 ka pour T5 et 9,6±1,9 ka pour T7 (Dunai, 2010 ; Chapitre V.2). Ces âges semblent cohérents, notamment l'âge de T2 qui est en assez bon accord avec celui issu du profil (Fig. VII.3.7).

Cependant, une première estimation des productions de ^{14}C post-enfouissement laisse penser que celui-ci serait loin d'être négligeable. Le taux de production en ^{14}C et son évolution avec la profondeur ont été mesurés de manière expérimentale (Heisinger *et al.*, 2002a, 2002b) et très récemment sur des échantillons naturels (Lupker *et al.*, 2015). Ces paramètres de production semblent donner une forte importance à la production muonique, ce qui induit une production importante pour nos échantillons qui ne sont recouvert que par 200 à 400 cm de matériel alluvial. Une autre limitation de ces estimations est que pour l'instant on ne possède qu'une seule mesure du ratio de la rivière, qui reste donc peu contrainte. De plus, le ratio pourrait être sensible à des variations temporelles, notamment si la rivière érode d'anciens dépôts alluviaux. Ces âges sont donc présentés ici sous forme préliminaire et demandent encore à être complètement validés.

À partir de l'ensemble de ces âges et des raccourcissements mesurés sur le chevauchement frontal j'estime les vitesses de raccourcissement à 1,1±0,4 mm/an pour la zone nord des terrasses confondues Ta-Tb (9,6±1,9 ka), à 0,7±0,2 mm/an pour Tc (5,2±1,0 ka), et 1,5±0,3 mm/an pour la période comprise entre Ta-Tb (considérée à un âge moyen de 11,6±1,7 ka, qui prend en compte toutes les datations sur les terrasses Ta et Tb) et la terrasse haute (66,1±4,7 ka) donne également une vitesse de raccourcissement de 1,5±0,3 mm/an (lorsque l'on considère son écart par rapport à Ta de 54,7±10 m et 54,5±5,0 ka).

VII.3.5 Les terrasses de la rivière de Manas

La rivière de Manas traverse la ceinture de plis à la jonction entre les anticlinaux de Manas et de Tugulu (Fig. VII.3.11). La terrasse principale le long de cette rivière est présente en rive gauche en amont, et en rive droite au cœur et en aval de la zone déformée. La topographie de cette terrasse est déformée par deux accidents, clairement visibles sur le terrain et sur les données topographiques (Fig. VII.3.11). Ces deux accidents correspondent aux deux anticlinaux de Manas et de Tugulu, les terrasses se trouvent donc dans une zone de relais entre ces deux structures. La forme rectangulaire du profil topographique souligne un fonctionnement en pli de

rampe, et la présence d'une charnière à l'arrière du pli de Tugulu. Le niveau de décollement est le même pour ces deux accidents et se trouve à 4150 ± 100 m sous la surface (Li *et al.*, 2011a ; Stockmeyer *et al.*, 2014).

La surface en excès totale, comprenant les déformations induites par les deux accidents, est ici de $122600 \pm_{21600}^{21500}$ m², ce qui donne un raccourcissement de $29,6 \pm_{5,3}^{5,2}$ m.

Nous n'avons pas effectué de datation sur les terrasses abandonnées par cette rivière. Cependant, il existe une série de datations OSL sur l'ensemble de cet étagement de terrasse (Gong *et al.*, 2014). Et cette étude date la terrasse principale à $12,4 \pm 0,8$ ka. Ce qui nous permet de quantifier la vitesse de raccourcissement de ces deux failles cumulées à $2,38 \pm_{0,45}^{0,45}$ mm/an.

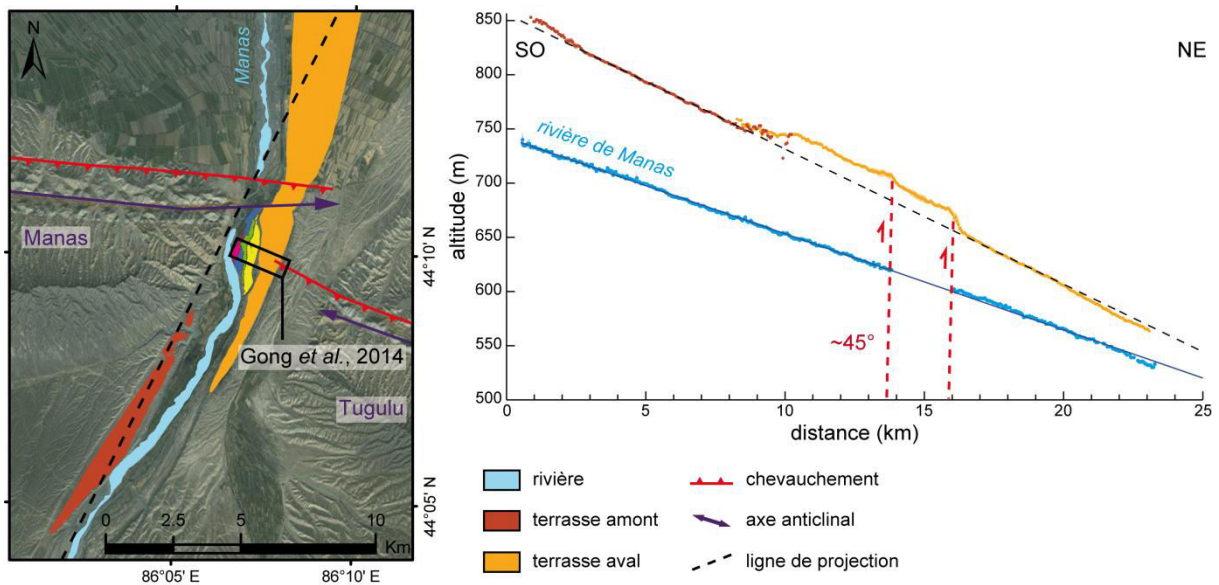


Figure VII.3.11 : Carte des terrasses de la rivière de Manas. Et profils topographiques, issus des données SRTM, de la terrasse principale. On notera que l'axe de projection est perpendiculaire à l'anticlinal de Tugulu, et est donc légèrement oblique à celui de l'anticlinal de Manas. Cela implique que l'aire en excès associée à l'anticlinal de Manas est un peu surestimée.

VII.3.6 Les terrasses de la rivière de Taxi

La rivière de Taxi, incise l'anticlinal de Tugulu en son centre (Fig. VII.3.1 et Fig. VII.3.12). La terrasse principale est présente uniquement en rive droite, et est absente à l'entrée de la zone déformée. Le niveau de décollement se trouve, au niveau de l'entrée de la zone déformée, à 4100 ± 100 m sous la surface (Li *et al.*, 2011a ; Stockmeyer *et al.*, 2014). La surface en excès totale est ici de $82100 \pm_{26800}^{28300}$ m², ce qui donne un raccourcissement de $20,0 \pm_{6,6}^{6,9}$ m (Fig. VII.3.12).

Pour dater cette terrasse, nous avons prélevé un profil d'échantillon en profondeur destiné à une datation par isotopes cosmogéniques durant la mission de terrain de 2012 (Tableau VII.3.A [p. 226-227]). Nous avons prélevé cinq échantillons de sables sur le flanc d'une ravine (Fig. VII.3.13). Nous avons autant que possible rafraîchi l'affleurement afin d'éviter les risques liés à une potentielle exposition récente. Néanmoins ce rafraîchissement a été assez limité pour des questions de temps et de faisabilité, et il est possible que l'échantillon le plus profond par

exemple ait subi une exposition additionnelle après que la ravine se fut creusée. Cette terrasse est recouverte de 10 cm d'un mélange de lœss et de sol. On considère ici encore que cette couverture superficielle s'est accumulée de manière linéaire au cours du temps. L'inversion de ce profil de concentrations en ^{10}Be donne un âge de $8,5^{+1,5}_{-1,3}$ ka associé à un héritage de $45,2^{+4,0}_{-4,8} \times 10^3 \text{ at g}^{-1}$ (Fig. VII.3.13).

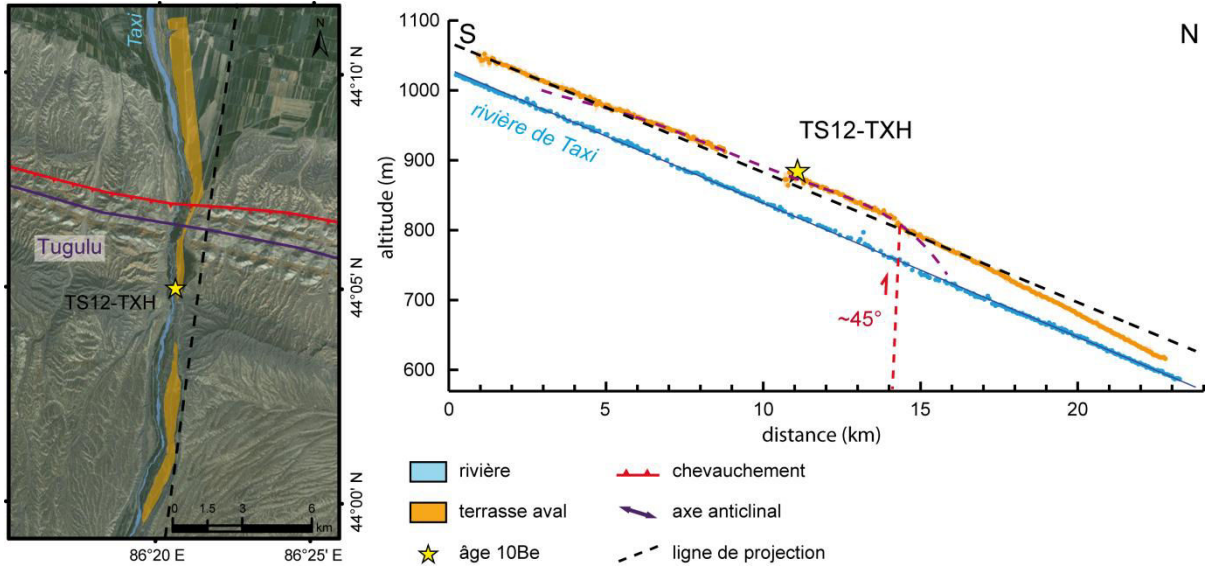


Figure VII.3.12 : Carte de la terrasse principale de la rivière de Taxi. Et profil topographique de cette terrasse, issu des données SRTM.

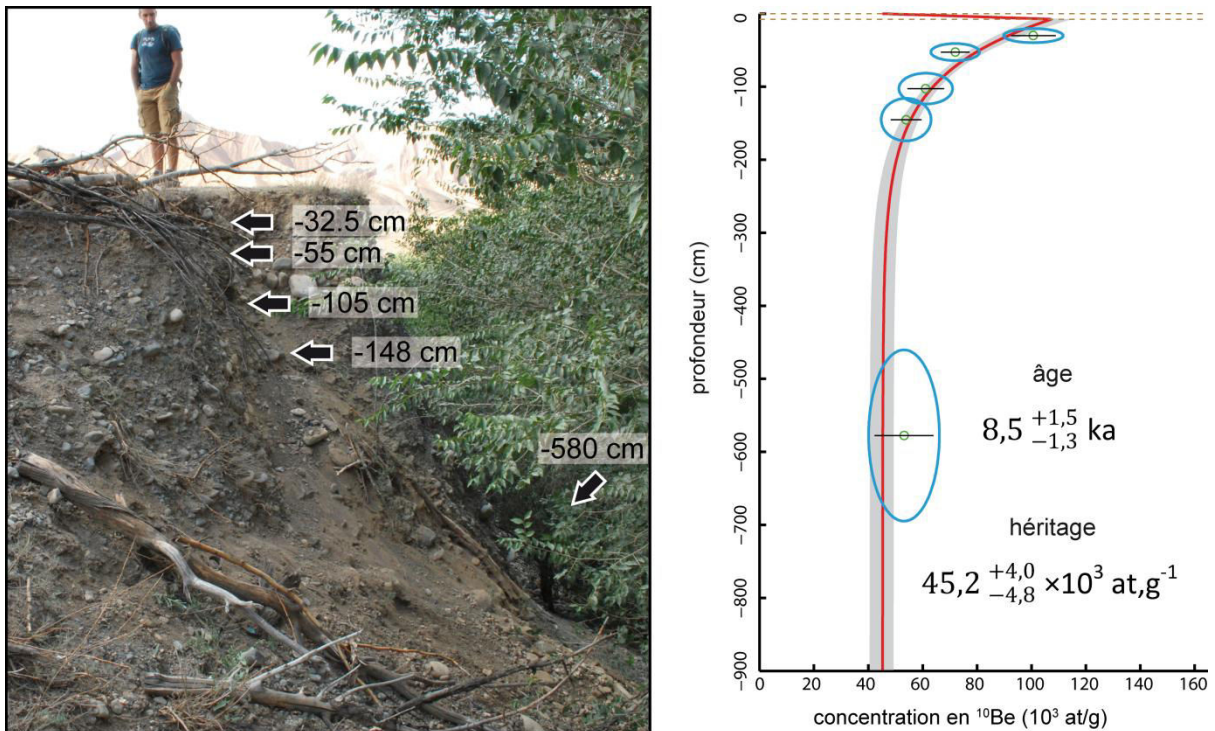


Figure VII.3.13 : A : Photographie du site d'échantillonnage TS12-THX. B : Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be par gramme de quartz. (L'épaisseur des lœss, d'une densité de $1,6 \pm 0,2$ est représentée par une épaisseur équivalente de matériau de densité $2,1 \pm 0,2$).

La combinaison du raccourcissement et de l'âge de cette terrasse permet donc de quantifier à $2,35^{+0,89}_{-0,87}$ mm/an la vitesse moyenne de raccourcissement au centre de l'anticlinal de Tugulu.

VII.3.7 Les terrasses de la rivière de Hutubi

La rivière de Hutubi vient intersecter la terminaison est de la deuxième ceinture de plis du piémont Nord, composée des anticlinaux de Huerguosi, Manas, et Tugulu (Fig. VII.3.1). Les terrasses sont essentiellement présentes sur la rive gauche de la rivière (Fig. VII.3.14), ceci s'explique probablement par la déflexion vers l'est de la rivière due à la croissance de l'anticlinal de Tugulu. Comme pour les cas d'études précédents, je me suis servi des données SRTM pour en extraire la topographie de la terrasse principale.

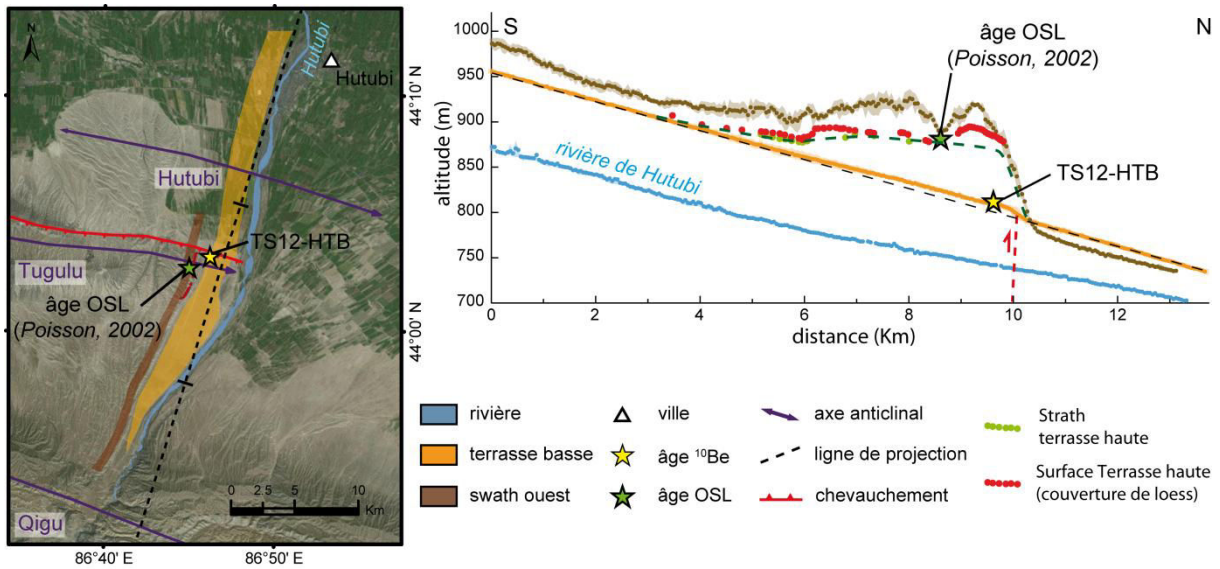


Figure VII.3.14 : Carte des deux terrasses principales de la rivière de Hutubi. Les profils topographiques du swath ouest et de la terrasse basse sont issus des données SRTM, tandis que ceux de la strath (base) et de la surface de la terrasse haute proviennent des données DGPS de la thèse de B. Poisson (2002).

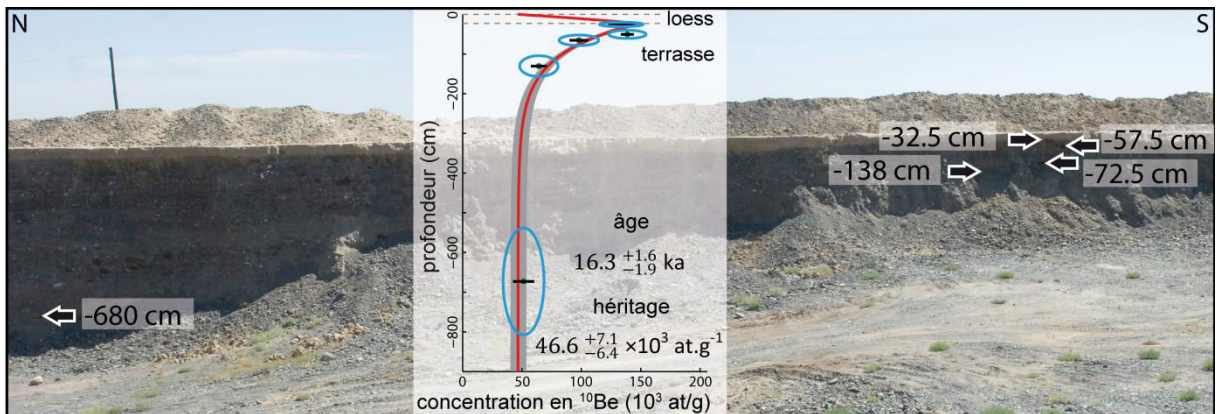


Figure VII.3.15 : A : Photographie du site d'échantillonnage TS12-HTB. B : Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be par gramme de quartz. (L'épaisseur des lœss, d'une densité de $1,6 \pm 0,2$ est représentée par une épaisseur équivalente de matériau de densité $2,1 \pm 0,2$).

À cela s'ajoute les données de DGPS de la terrasse haute issues de la thèse de B. Poisson (2002). On sait de plus que le niveau de décollement se trouve, au niveau de l'entrée de la zone déformée, à 3800 ± 100 m sous la surface

(Li *et al.*, 2011a ; Stockmeyer *et al.*, 2014). Les aires en excès sont de 31000^{+22000}_{-19900} m² pour la terrasse basse et 240200^{+23200}_{-23200} m² pour la terrasse haute, ce qui donne des raccourcissements de $8,2^{+6,1}_{-5,4}$ m pour la terrasse basse et $63,2^{+8,0}_{-7,6}$ m pour la terrasse haute.

Afin de dater l'âge d'abandon de la terrasse basse, nous avons procédé au prélèvement de cinq échantillons de sables à des profondeurs variant entre 30 et 680 cm. L'affleurement est ici de première qualité, puisqu'il est le fruit d'une excavation mécanique récente, ce qui nous permet d'être tout à fait certains de pouvoir négliger l'exposition récente. Là encore la terrasse est recouverte de 30 cm de lœss, que nous considérons s'être déposés de manière continue depuis l'abandon de la terrasse. L'inversion du profil de concentration en ¹⁰Be, date la terrasse à $16,3^{+1,6}_{-1,9}$ ka avec un héritage de $46,6^{+7,1}_{-6,4} \times 10^3$ at g⁻¹ (Fig. VII.3.15). Par ailleurs, Poisson (2002) a daté par OSL l'abandon de la terrasse haute à 83 ± 10 ka.

La combinaison des raccourcissements et des âges nous permet donc de quantifier les vitesses de raccourcissement moyennes pour la terrasse basse à $0,50^{+0,36}_{-0,32}$ mm/an et pour la terrasse haute à $0,76 \pm 0,12$ mm/an. Avouac *et al.* (1993) ont mesuré l'escarpement de la faille au théodolite et trouvent un décalage vertical de $8,5 \pm 0,2$ m. Si on se base sur une rampe de $45 \pm 10^\circ$ similaire à ce qui est imagé par la sismique plus à l'ouest et sur notre âge cosmogénique, on peut estimer une vitesse de raccourcissement de $0,74^{+0,18}_{-0,19}$ mm/an pour la terrasse basse.

Comme la déformation de la terrasse basse est relativement faible, la différence entre les deux évaluations de son raccourcissement peut provenir d'une estimation sous-estimée de l'aire en excès. Cette différence pourrait aussi éventuellement s'expliquer par un fonctionnement différent du pli au niveau de sa terminaison. En effet, si son mouvement comprend une part de déformation plicative, l'estimation du raccourcissement basée sur la mesure du décalage vertical et de l'angle de la rampe surestime le raccourcissement réel.

Il faut aussi noter la présence de l'anticlinal de Hutubi au nord de l'anticlinal de Tugulu, qui déforme une surface ancienne, couverte de lœss. La terrasse jeune ne semble pas ou très peu déformée, ce qui n'a pas permis la mesure de sa déformation. De plus, cette terrasse jeune n'est pas nécessairement synchrone de celle mesurée au niveau de l'anticlinal de Tugulu, et nécessiterait donc une datation indépendante. Néanmoins, comme le relief de la terrasse haute au niveau de l'anticlinal de Hutubi est nettement plus faible que celui de la terrasse haute de Tugulu, et que la terrasse jeune n'est pas ou très peu déformée, on peut raisonnablement supposer que le raccourcissement accommodé par l'anticlinal de Hutubi est inférieur à celui accommodé sur l'extrémité orientale de l'anticlinal de Tugulu. Ainsi, la vitesse de raccourcissement combinée de ces deux structures ne dépasse probablement pas 1,5 mm/an et est donc inférieure à celle mesurée plus à l'ouest.

VII.4 Bilan et discussion sur le piémont Nord

Les raccourcissements au Néogène sont de 1,1-1,6 mm/an sur l'anticlinal de Dushanzi entre ~7 et 4 Ma (Chapitre VII.2), puis entre 4 et 2 Ma, cet anticlinal semble ne plus se déformer. Plus à l'est, l'anticlinal de Huerguosi évolue à $0,84 \pm 0,04$ mm/an entre 10 et 4 Ma et accélère ensuite à une vitesse de $1,10 \pm 0,02$ mm/an depuis 4 Ma (Charreau *et al.*, 2008). Parallèlement à l'anticlinal de Huerguosi, celui d'Anjihai débute à une vitesse ~0,4 mm/an vers 7,4 Ma, puis accélère depuis 0,9 Ma à une vitesse de 1,12 mm/an (Daëron *et al.*, 2007).

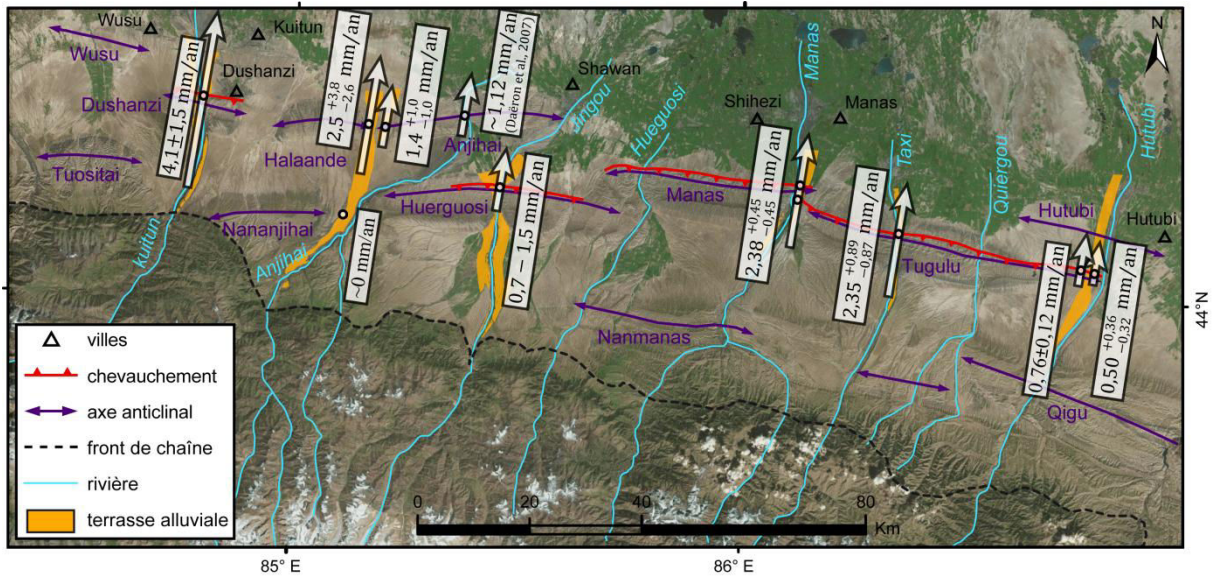


Figure VII.4.1 : Carte de bilan des vitesses de raccourcissement au Quaternaire sur les structures du piémont Nord.

Bien que nous n'ayons pas de datation précise de l'initiation de l'anticlinal de Dushanzi, il pourrait s'initier il y a environ 7 Ma et donc se créer en même temps que celui d'Anjihai. Cela serait cohérent puisqu'ils appartiennent tous les deux à la même ceinture de plis. Donc, avant l'initiation de l'anticlinal de Dushanzi, c'était probablement les anticlinaux de Tuositai et de Nananjihai qui accommodaient la déformation aux abords de la rivière de Kuitun. Le raccourcissement était donc essentiellement accommodé par la deuxième ceinture de plis et de chevauchement entre 10 Ma (et probablement avant) et jusqu'à environ 7 Ma. À environ 7 Ma, les choses auraient donc changé par l'initiation des anticlinaux de la troisième ceinture de plis. Cependant, latéralement la déformation semble accommodée de manière différente. En effet, l'initiation de l'anticlinal d'Anjihai se fait par de très faibles raccourcissements en parallèle de l'anticlinal de Huerguosi qui continue d'accorder la même vitesse de raccourcissement. Tandis qu'à l'ouest l'anticlinal de Dushanzi dès son initiation accomode une vitesse de 1,1-1,6 mm/an. Cette vitesse correspond environ à la somme de celles accommodées par les anticlinaux de Huerguosi et Anjihai. Je suppose donc qu'à l'initiation de l'anticlinal de Dushanzi, il se retrouve être la seule structure accommodant le raccourcissement à sa longitude.

Un nouvel événement survient aux alentours de 4 Ma simultanément sur les structures de Dushanzi et de Huerguosi : l'anticlinal de Huerguosi accélère tandis que celui de Dushanzi ralentit voir s'arrête. L'accélération pourrait éventuellement se faire sur l'ensemble de la deuxième ceinture de plis en réactivant les structures de Nananjihai, de Tuositai ou bien même, l'accident du front de chaîne qui se trouve aligné avec la deuxième ceinture de plis à la longitude de la rivière de Kuitun. Ce serait donc la réactivation de ces structures qui accommoderait la majeure partie du raccourcissement laissant l'anticlinal de Dushanzi inactif à cette période. La création de l'anticlinal de Wusu, dont on ne connaît ni l'âge d'initiation ni les vitesses de raccourcissement, pourrait aussi éventuellement avoir joué un rôle dans l'absence de déformation observée sur l'anticlinal de Dushanzi à cette période.

Au Quaternaire l'anticlinal de Dushanzi se réactive sur un niveau de décollement moins profond et accélère à $4,1 \pm 1,5$ mm/an (Chapitre VII.2). Plus à l'est, l'anticlinal d'Anjihai accélère aussi, passant de $\sim 0,4$ à $1,12$ mm/an

depuis environ 900 ka (Daëron *et al.*, 2007). Tandis qu'au sud de l'anticlinal d'Anjihai, l'anticlinal de Huerguosi semble conserver environ la même vitesse de raccourcissement que celle de 1,1 mm/an mesurée sur les strates syntectoniques (Charreau *et al.*, 2008), comme le contraignent globalement les vitesses comprises entre 0,7 et 1,5 mm/an déduites des âges des terrasses alluviales. Les anticlinaux de Huerguosi et d'Anjihai accommodent donc à eux deux environ 2,2 mm/an.

Les autres sites étudiés sur la base de datations des terrasses alluviales permettent de montrer l'inactivité probable de l'anticlinal de Nananjihai depuis ~6 ka, puisque la terrasse située à l'est de cet anticlinal n'est pas déformée par ce dernier. Ce qui serait cohérent avec l'activité importante de l'anticlinal de Halaande, démontrée par les vitesses mesurées dans l'ancien lit de la rivière d'Anjihai à l'est de l'anticlinal de Halaande, qui accommoderait donc l'essentiel du raccourcissement à cette longitude. Dans la partie centrale du piémont, on observe des vitesses de raccourcissement de ~2,4 mm/an accommodées par les anticlinaux de Manas et de Tugulu, qui se relaient dans la prise en charge de l'accommodation au niveau de la rivière de Manas. Et enfin, à l'extrémité orientale de l'anticlinal de Tugulu on quantifie les vitesses de raccourcissement à 0,76-0,5 mm/an. On sait par ailleurs que l'anticlinal de Qigu et le front de chaîne n'ont pas subi de séisme depuis plus de 30 ka (Zhang P. *et al.*, 1994 ; Deng *et al.*, 1996), et on peut dès lors considérer qu'ils n'accidentent plus une partie significative du raccourcissement. Par contre, on ne connaît pas grand chose de l'anticlinal de Hutubi, qui émerge au nord de celui de Tugulu. On peut donc proposer que la majeure partie du raccourcissement se fasse à l'heure actuelle sur les deux ceintures les plus distales. Ainsi, on peut estimer que le raccourcissement accommodé au travers de l'ensemble du piémont Nord au Quaternaire se fait à un rythme de 4,1 mm/an à son extrémité occidentale, 2,5 mm/an dans la partie centrale, puis que cela continue de baisser vers l'est jusqu'à une vitesse probablement inférieure à 1 mm/an.

L'ensemble de ces vitesses de raccourcissement présente un gradient décroissant vers l'est, cohérent avec les mesures GPS à l'échelle de l'ensemble de la chaîne (Yang *et al.*, 2008 ; Wang *et al.*, 2014). En continuant vers l'est, il existe néanmoins encore des structures actives dont on ne connaît pas les vitesses de raccourcissement, par exemple à une quinzaine de kilomètres au nord du front de chaîne le long de la rivière Urumqi (Lu *et al.*, 2014). Du côté ouest, on ne retrouve pas de plissement rappelant ceux que je viens de décrire tout au long de ce chapitre. Cependant Shen *et al.* (2011) proposent qu'une faille orientée nord-ouest/sud-est, branchée au chevauchement frontal de la chaîne, et s'initiant ~150 km à l'ouest de la rivière de Kuitun accommode environ 5 mm/an de raccourcissement en décrochement dextre.

De plus, les sections le long des rivières de Kuitun et de Jingou démontrent que les vitesses de raccourcissement ont augmenté récemment pour atteindre les vitesses mesurées sur les terrasses quaternaires. Les plus anciennes terrasses qui enregistrent ces déformations sont celles perchées dans les sommets des anticlinaux. Nous avons daté celles de Kuitun et de Jingou à $51,2 \pm 4,4$ ka et $66,1 \pm 4,7$ ka, respectivement. Tandis que celle présente le long de la rivière de Hutubi est âgée de 83 ± 10 ka d'après Poisson (2002). Et ces terrasses, qui présentent déjà des vitesses de raccourcissement rapides, prouvent que l'accélération a eu lieu il y a au moins 80 ka. On estime aussi à partir de la vitesse quaternaire de 4,1 mm/an de l'anticlinal de Dushanzi et du raccourcissement d'environ 800 m accommodé sur la rampe haute de cette structure, que cet accident a pu s'initier il y a environ 200 ka, peut-être en lien direct avec une accélération générale du piémont. Cependant, l'accélération enregistrée par l'anticlinal d'Anjihai est proposée plutôt aux alentours de 900 ka (Daëron *et al.*, 2007). L'initiation de l'accélération du raccourcissement du piémont Nord mesurée grâce à l'enregistrement qu'en font les terrasses alluviales, et qui aboutit aux vitesses

mesurées actuellement par les données GPS a donc eu lieu il y a au moins 80 ka et il y a possiblement moins de 900 ka. Cette première estimation très large du moment de l'accélération du piémont est peut être liée au fait que l'accélération ne se fait pas de manière homogène sur l'ensemble du piémont. Ou bien encore que l'accélération se fait progressivement durant cette période. Le manque de données sur cet intervalle de temps nous empêche d'en savoir plus pour l'instant. Quelques surfaces alluviales présentes sur les flancs des anticlinaux d'Anjihai, Huerguosi et Tugulu, ont été datées par ESR entre 200 et 500 ka (Lu *et al.*, 2010b). Si la déformation de ces surfaces s'avère mesurable, ces surfaces pourraient être d'intéressants témoins supplémentaire pour explorer cet intervalle de temps.

Chapitre VII : Le piémont Nord

sample name	depth (cm)	sampling thickness (cm)	sample type	pur Qz weight (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 10^{-14}	^{10}Be counts	$[^{10}\text{Be}]$ $10^4(\text{at/g})$	error $10^4(\text{at/g})$
Anjihai T1B (44.1052°N, 85.0973°E, Z = 1347 m, d=2.1 g cm ⁻³ , loess/soil: 15 cm)								
TS12_ANJ_T1B_P0a	0	5	granit cobble	10.01	3.67	476	9.6	0.5
TS12_ANJ_T1B_P0d	0	5	granit cobble	9.65	3.76	381	10.1	0.6
TS12_ANJ_T1B_P0e	0	5	granit cobble	25.00	8.91	1145	9.6	0.3
TS12_ANJ_T1B_P1	-30	5	sand and fine pebbles	4.17	2.45	248	14.8	1.1
TS12_ANJ_T1B_P2	-75	5	sand and fine pebbles	2.60	1.34	155	12.3	1.3
TS12_ANJ_T1B_P3	-110	5	sand and fine pebbles	5.93	2.53	204	10.8	0.9
TS12_ANJ_T1B_P4	-250	5	sand and fine pebbles	2.23	1.11	113	11.4	1.4
Anjihai West T1 (44.2509°N, 85.1872°E, Z = 890 m, d=2.1 g cm ⁻³ , loess/soil: 60 cm)								
TS12_ANJW_T1_P0	-65	5	sand and fine pebbles	2.94	3.87	418	34.3	1.9
TS12_ANJW_T1_P1	-105	5	sand and fine pebbles	1.72	1.60	212	22.9	2.0
TS12_ANJW_T1_P2	-140	5	sand and fine pebbles	1.87	1.60	212	21.2	1.8
TS12_ANJW_T1_P3	-260	10	sand and fine pebbles	2.49	1.20	171	11.4	1.3
Anjihai West T2 (44.2757°N, 85.1628°E, Z = 840 m, d=2.1 g cm ⁻³ , loess/soil: 35 cm)								
TS12_ANJW_T2_P0b	0	5	Qz cobble	7.20	2.44	256	8.6	0.6
TS12_ANJW_T2_P0d	0	5	Qz cobble	5.06	1.63	153	7.9	0.8
TS12_ANJW_T2_P0e	0	5	Qz cobble	10.22	5.12	416	13.3	0.7
TS12_ANJW_T2_P0f	0	5	Qz cobble	15.83	6.09	649	10.2	0.4
TS12_ANJW_T2_P1	-45	5	sand and fine pebbles	2.41	0.95	83	9.0	1.4
TS12_ANJW_T2_P2	-60	5	sand and fine pebbles	7.05	2.55	285	9.2	0.6
TS12_ANJW_T2_P3	-100	5	sand and fine pebbles	2.78	1.06	119	8.8	1.1
TS12_ANJW_T2_P4	-155	5	sand and fine pebbles	5.38	1.76	139	8.0	0.9
TS12_ANJW_T2_P5	-270	5	sand and fine pebbles	4.64	1.38	143	7.1	0.8
TS12_ANJW_T2_P6	-470	10	sand and fine pebbles	11.88	2.97	224	6.4	0.5
Jingou T1 (44.1696°N, 85.4471°E, Z = 834 m, d=2.1 g cm ⁻³ , loess/soil: 25 cm)								
TS10_JGH_T1_P0a	0	5	granit cobble	2.40	1.09	84	5.1	0.9
TS10_JGH_T1_P0b	0	5	granit cobble	5.30	3.08	236	7.4	0.6
TS10_JGH_T1_P0e	0	5	granit cobble	14.30	3.34	393	6.1	0.4
TS10_JGH_T1_P0f1	0	5	pebbles and cobbles	13.93	11.88	1235	23.0	0.8
TS10_JGH_T1_P0f2	0	5	Qz cobble	14.08	3.20	531	5.8	0.3
TS12_JGH_T1_P0	-60	10	sand and fine pebbles	6.13	5.72	368	12.1	0.8
TS10_JGH_T1_P1	-75	10	sand and fine pebbles	1.25	1.40	96	13.4	1.7
TS10_JGH_T1_P2a	-130	10	sand and fine pebbles	1.65	1.58	134	11.6	1.2
TS10_JGH_T1_P2b	-130	10	6 Qz cobbles	13.68	5.01	433	4.9	0.3
TS10_JGH_T1_P3a	-340	10	sand and fine pebbles	2.36	2.36	58	12.7	2.5
TS10_JGH_T1_P3b	-340	10	4 Qz cobbles	6.22	1.55	106	3.0	0.4

Chapitre VII : Le piémont Nord

sample name	depth (cm)	sampling thickness (cm)	sample type	pur Qz weight (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 10^{-14}	^{10}Be counts	$[^{10}\text{Be}]$ $10^4(\text{at/g})$	error $10^4(\text{at/g})$
Jingou T2 (44.0998°N, 85.4426°E, Z = 949 m, d=2.1 g cm ⁻³ , loess/soil: 10 cm)								
TS10_JGH_T2_P0a	0	5	granit cobble	6.89	5.26	145	15.3	1.3
TS10_JGH_T2_P0b	0	5	granit cobble	3.19	12.72	306	81.0	4.8
TS10_JGH_T2_P0c	0	5	granit cobble	2.61	0.92	40	5.9	1.2
TS10_JGH_T2_P0d	0	5	granit cobble	21.93	10.74	562	9.9	0.4
TS10_JGH_T2_P0e1	0	5	granit cobble	5.67	14.97	209	53.5	3.8
TS10_JGH_T2_P0e2	0	5	granit cobble	10.62	3.30	217	5.9	0.4
TS10_JGH_T2_P0e3	0	5	granit cobble	6.36	4.96	369	15.5	1.0
TS10_JGH_T2_P0e4	0	5	Qz coarse pebbles	12.32	51.76	1218	86.2	2.7
TS10_JGH_T2_P0e5	0	5	Qz coarse pebbles	9.09	6.94	446	15.3	0.8
TS10_JGH_T2_P0e6	0	5	Qz coarse pebbles	12.89	16.82	888	26.6	1.0
TS10_JGH_T2_P0f	0	5	granit cobble	5.47	5.70	135	20.9	1.9
TS10_JGH_T2_P1	-45	5	sand and fine pebbles	5.07	4.23	73	16.5	2.0
TS10_JGH_T2_P2	-87	5	sand and fine pebbles	5.10	3.18	64	12.1	1.6
TS10_JGH_T2_P3	-135	10	sand and fine pebbles	3.74	2.42	47	12.4	2.0
TS10_JGH_T2_P4	-400	10	sand and fine pebbles	6.46	3.65	59	11.0	1.6
TS10_JGH_T2_P4_2	-400	10	sand and fine pebbles	0.75	1.09	104	16.5	2.3
TS12_JGH_T2_P4	-400	10	sand and fine pebbles	9.23	6.28	266	8.7	0.6
Taxi (44.0835°N, 86.3435°E, Z = 862 m, d=2.1 g cm ⁻³ , loess/soil: 10 cm)								
TS12_THX_T_P1	-32.5	7.5	sand and fine pebbles	4.05	1.65	236	10.1	0.8
TS12_THX_T_P2	-55	5	sand and fine pebbles	7.21	2.07	265	7.2	0.5
TS12_THX_T_P3	-105	5	sand and fine pebbles	4.98	1.28	134	6.1	0.7
TS12_THX_T_P4	-147.5	2.5	sand and fine pebbles	5.06	1.17	168	5.4	0.6
TS12_THX_T_P5	-580	20	sand and fine pebbles	2.16	0.58	75	5.3	1.1
Hutubi (44.0536°N, 86.7705°E, Z = 780 m, d=2.1 g cm ⁻³ , loess/soil: 30 cm)								
TS12_HTB_T_P1	-32.5	2.5	sand and fine pebbles	3.40	1.82	246	13.4	1.1
TS12_HTB_T_P2	-57.5	2.5	sand and fine pebbles	10.16	5.31	851	13.9	0.5
TS12_HTB_T_P3	-72.5	2.5	sand and fine pebbles	4.51	1.77	237	9.8	0.8
TS12_HTB_T_P4	-137.5	2.5	sand and fine pebbles	4.77	1.28	191	6.4	0.7
TS12_HTB_T_P5	-680	10	sand and fine pebbles	2.86	0.70	89	5.1	0.9

Tableau VII.3.A : Paramètres de localisation spatiale, densité de la terrasse et épaisseur de la couverture de lœss de chaque site d'échantillonnage abordés dans le Chapitre VII.3. Pour chaque site les noms des échantillons sont détaillés, avec leurs profondeurs de prélèvement, les épaisseurs de prélèvement, la nature du matériel prélevé, le poids de quartz pur extrait de l'échantillon, les ratios $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés, le nombre d'atomes de ^{10}Be captés, et les concentrations en ^{10}Be par gramme de quartz avec leurs incertitudes associées.

Chapitre VIII : Synthèse et conclusions



La Grande muraille de Chine, à Badalingau nord de Pékin.

"One day I will find the right words, and they will be simple."

Jack Kerouac

Contenu du Chapitre VIII

VIII.1. Synthèse des vitesses de raccourcissement	231
VIII.1.1 Le piémont Sud	231
Néogène	231
Quaternaire.....	232
VIII.1.2 Bassin de Bayanbuluk et zone intra-chaîne.....	232
VIII.1.3 Le piémont Nord	232
Néogène	232
VIII.1.4 Discussion	234
VIII.2. Discussion sur l'état de maturité de la chaîne du Tianshan.....	236
VIII.3. Bilan méthodologique.....	237
VIII.3.1. Discussion sur la méthodologie du modèle d'inversion des profils cosmogéniques.....	237
VIII.3.2. Discussion générale sur les âges d'exposition cosmogéniques.....	238
VIII.3.3. Modèle de plissement.....	239
VIII.4 Perspectives	240

VIII.1. Synthèse des vitesses de raccourcissement

Je présente sous la forme d'une carte l'ensemble des vitesses de raccourcissement au Néogène et au Quaternaire issues de mon travail de thèse et de la bibliographie (Fig. VIII.1). L'ensemble de ces données me permet de proposer des bilans assez complets des deux piémonts et du bassin de Bayanbuluk (Fig. VIII.2).

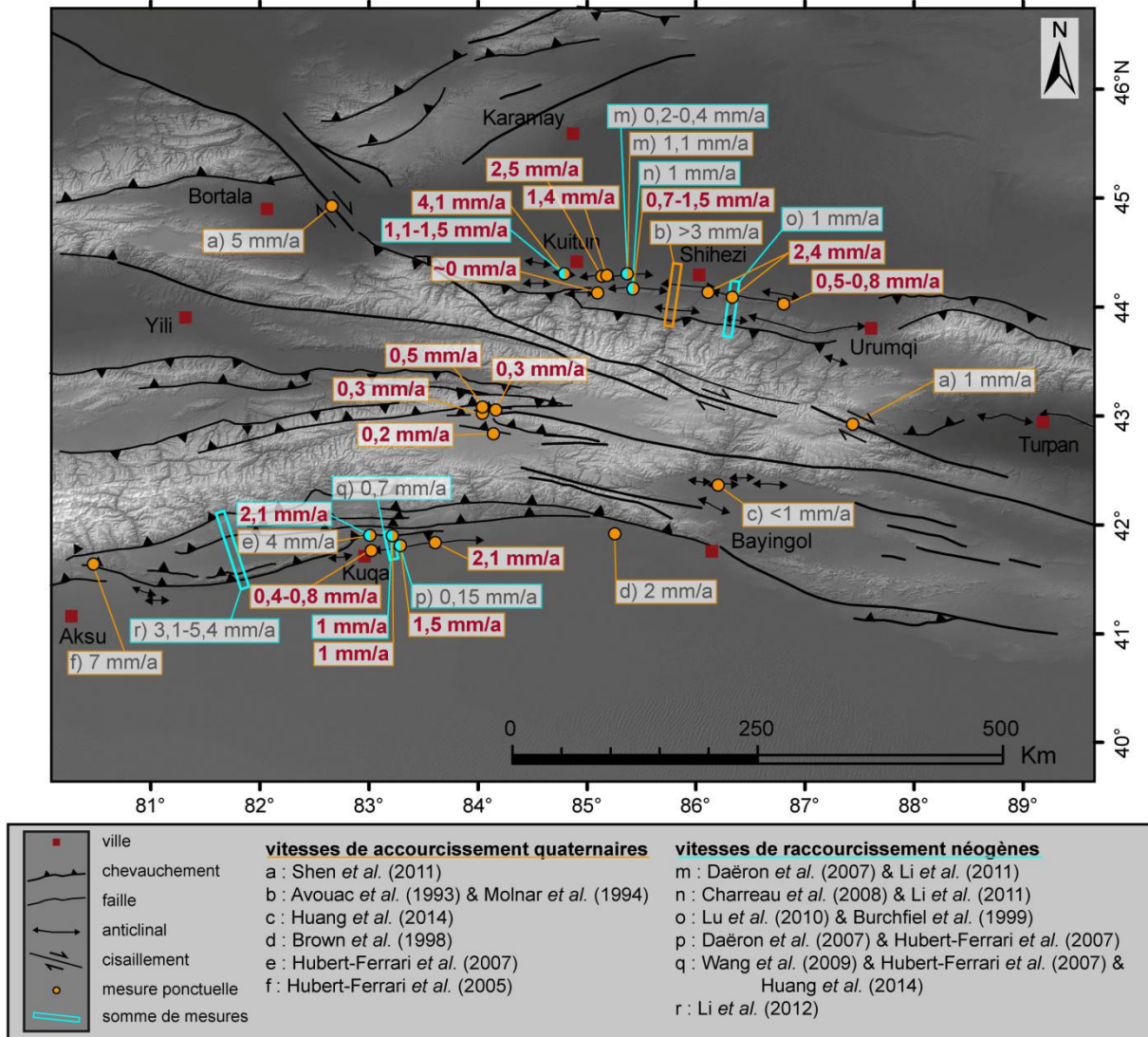


Figure VIII.1 : Carte récapitulative des vitesses de raccourcissement quaternaires (oranges) et néogènes (bleues). Les vitesses issues de mon travail de thèse sont présentées en rouge, tandis que celles grisées proviennent de la bibliographie reportées dans la légende de la figure.

VIII.1.1 Le piémont Sud

Néogène

On peut constater que le piémont Sud montre dès le Néogène des vitesses de raccourcissement importantes dans sa partie centrale, de l'ordre de 3,1-5,4 mm/an (Li *et al.*, 2012a). Les vitesses sont cependant plus lentes dans sa partie est. En effet, seulement 2,1 mm/an sont accommodés par l'anticlinal de Qiulitagh au nord de la ville de Kuqa (Chapitre V.3). Et, en continuant vers l'est, les vitesses décroissent ensuite rapidement pour n'être plus que d'environ 1 mm/an, réparti sur deux anticlinaux, au niveau de la rivière de Yaha (Chapitre V.3; Daéron *et al.*,

2007 ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007 ; Wang *et al.*, 2009 ; Zhang *et al.*, 2014). Au Néogène les vitesses de raccourcissement présentent donc un gradient diminuant d'ouest en est sur le piémont sud.

Quaternaire

Le gradient présent au Néogène se retrouve dans les vitesses de raccourcissement au Quaternaire. En effet, à l'ouest, Hubert-Ferrari *et al.* (2005) estiment une vitesse d'environ 7 mm/an, tandis que les vitesses décroissent au fur et à mesure que l'on progresse vers l'est. Ainsi, 4 à 5 mm/an sont accommodés par l'anticlinal de Qiulitagh au nord de la ville de Kuqa (Hubert-Ferrari *et al.*, 2007 ; Chapitre V.3). Puis le raccourcissement se répartit sur deux anticlinaux : avec 2,8-4,1 mm/an sur l'anticlinal de Qiulitagh et ~1,5 mm/an sur celui de Yakeng (Chapitre V.2&4). Au niveau de la rivière d'Erbatai, comme l'anticlinal de Qiulitagh présente une topographie plus faible, le raccourcissement est probablement essentiellement accommodé au travers du plissement de l'anticlinal de Yakeng. La vitesse de raccourcissement à cette longitude est donc probablement légèrement supérieure à 2,1 mm/an (Chapitre V.2). Et enfin, plus à l'est, Brown *et al.* (1998) reportent une vitesse de déformation toujours plus faible, de l'ordre de 2 mm/an. On peut donc constater deux choses entre le Néogène et le Quaternaire sur le piémont sud : les vitesses accélèrent dans la partie distale du piémont et l'étendue de la zone de déformation se propage vers l'est.

VIII.1.2 Bassin de Bayanbuluk et zone intra-chaîne

L'article présenté au Chapitre VI démontre que le bassin de Bayanbuluk est en déformation active à une vitesse moyenne d'environ 1 mm/an, depuis au moins 100 ka. De plus, les structures au sein de ce bassin ne sont pas les seules visibles sur les images satellites (*e.g.* Fu *et al.*, 2003), ce qui signifie que cette première estimation de 1 mm/an représente une valeur minimale de la vitesse de raccourcissement accommodée au cœur de la chaîne au Quaternaire.

Au cœur de la chaîne il n'existe pas à notre connaissance d'estimation des vitesses moyennes de déformation au cours du Néogène. Peu de structures de pli de couverture sont visibles comme dans les piémonts nord ou sud, et la déformation est essentiellement localisée sur des failles de socle ou sur des structures chevauchantes superficielles qui semblent se brancher rapidement sur ces mêmes failles de socle. Il est donc probable que le raccourcissement fini au cœur de la chaîne est resté de moindre ampleur qu'au niveau des piémonts au cours du Néogène, et que le faible pourcentage de raccourcissement observé durant le tardi-Quaternaire prévaut depuis plusieurs millions d'années.

VIII.1.3 Le piémont Nord

Néogène

Le piémont Nord présente des vitesses de raccourcissement au Néogène assez uniformes d'ouest en est. En effet, la modélisation de strates syntectoniques du pli de Dushanzi, associée aux âges magnétostratigraphiques (Charreau *et al.*, 2005), me permet d'estimer sa vitesse de raccourcissement entre 1,1 et 1,5 mm/an entre 7 et 4 Ma (Chapitre VII.2). De manière similaire les vitesses déduites sur les anticlinaux parallèles de Huerguosi et d'Anjihai, présentent une vitesse totale d'environ 1,3 mm/an (Daëron *et al.*, 2007 ; Charreau *et al.*, 2008). Et enfin, plus à l'est, Lu *et al.* (2010a) proposent, à partir des estimations de raccourcissement de Burchfiel *et al.* (1999) et de leur propre datations magnétostratigraphiques, une vitesse de raccourcissement néogène d'environ 1 mm/an.

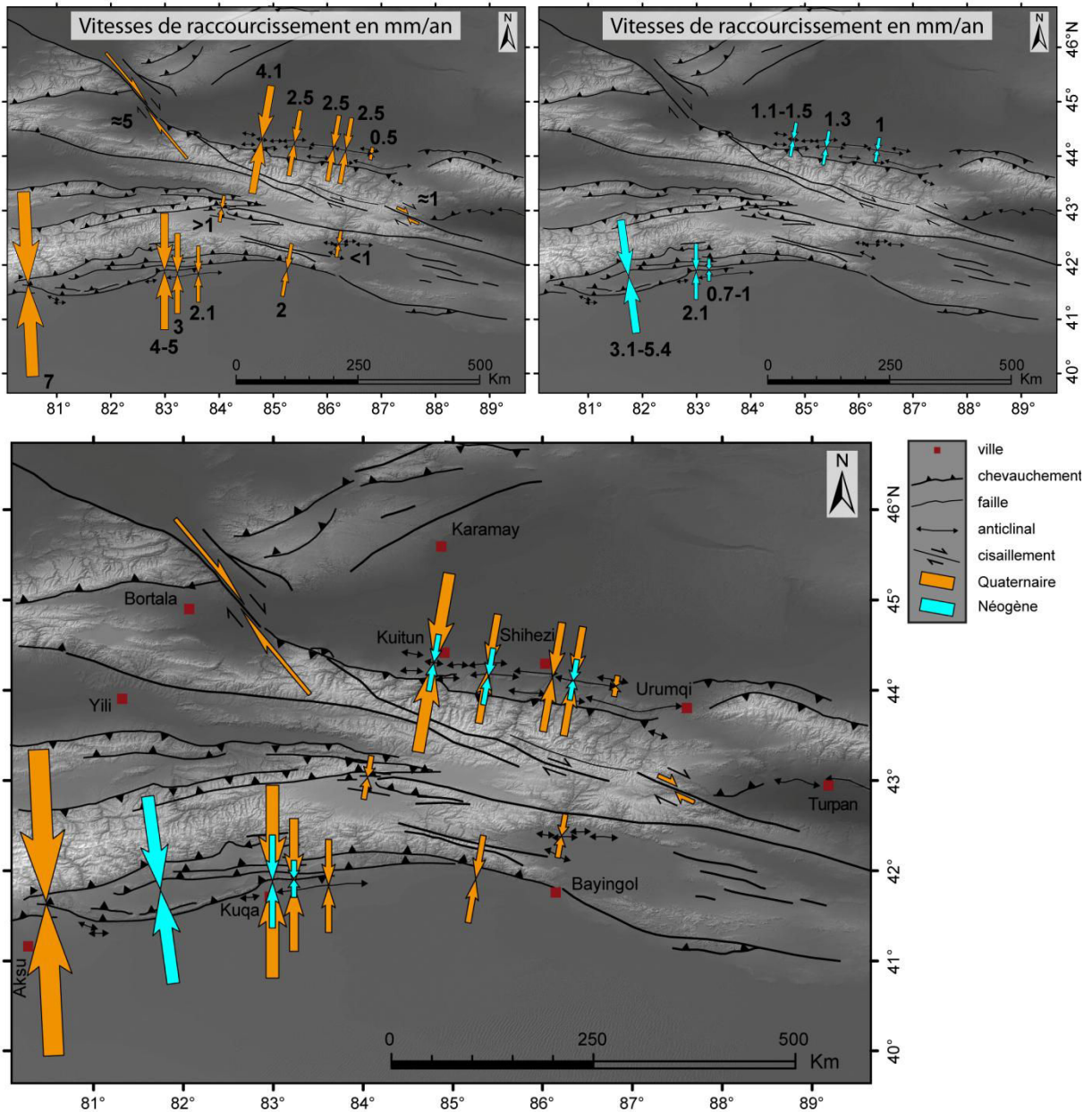


Figure VIII.2 : Carte de synthèse des vitesses de raccourcissement quaternaires (orange) et néogènes (bleue) du Tianshan oriental.

Quaternaire

Les nombreuses vitesses de raccourcissement quaternaires, basées sur les nouvelles datations par isotopes cosmogéniques présentées dans ce mémoire de thèse et sur la quantification de la déformation de terrasses, donnent une vision contrastée des vitesses de raccourcissement par rapport aux vitesses moyennes néogènes. Ces vitesses sont de $4,1 \pm 1,5$ mm/an sur l'anticlinal de Dushanzi, à l'ouest (Chapitre VII.2), puis elles sont d'environ 2,5 mm/an sur l'ensemble de la partie centrale du piémont (Chapitre VII.3), et enfin, elles décroissent sur la terminaison de l'anticlinal de Tugulu (Chapitre VII.3). On observe cependant encore des déformations actives à l'est de la rivière de Hutubi (qui constitue mon dernier site d'étude vers l'est) : Lu *et al.* (2014) datent des surfaces alluviales déformées le long du front de chaîne au niveau de la rivière Urumqi (située au sud de la ville du même

nom). Cependant, ils n'en déduisent pas de vitesses de déformation. Le piémont Nord au Quaternaire acquière un gradient ouest/est de diminution de la déformation. Ce gradient était peut-être déjà en place au Néogène et ce pourrait n'être éventuellement que le manque de précision des estimations des vitesses, combiné aux relativement faibles vitesses, qui fait qu'il n'est pas clairement exprimé dans les données néogènes. Le résultat le plus marquant reste probablement l'accélération que subit l'ensemble des structures du piémont Nord entre le Néogène et le Quaternaire. Cependant, les vitesses de déformation des plis de couverture accolés au front de chaîne restent difficiles à quantifier et demeurent une inconnue dans le bilan total de la déformation.

VIII.1.4 Discussion

Les vitesses géodésiques montrent que le Tianshan accommode environ 8 mm/an à la longitude du bassin de Bayanbuluk, avec une orientation moyenne des vecteurs de vitesse autour de N10 (Yang *et al.*, 2008). Concernant les vitesses géologiques, si on se réfère tout d'abord à la vitesse sur l'anticlinal de Dushanzi, il y a ~4 mm/an de raccourcissement accommodé sur le piémont Nord, auxquels s'ajouteraient environ 1 à 2 mm/an à l'intérieur de la chaîne et autour de 2 mm/an sur le piémont Sud. Cela donne donc aux alentours de 8 à 9 mm/an pour l'ensemble de la chaîne. Les deux piémonts prenant en quelque sorte le relais l'un de l'autre, et compte tenu de la présence de grands accidents cisailants, cette somme n'est qu'une estimation de premier ordre (Fig. VIII.2). On constate aussi que, sur le piémont Sud comme sur le piémont Nord, les vitesses de raccourcissement décroissent d'ouest en est, de manière cohérente avec les vitesses géodésiques. Donc, même si l'opération de sommer sur un transect sud-nord la déformation reste délicate, les vitesses sur failles actives semblent cohérentes avec celles issues des mesures GPS (Li *et al.*, 2012b).

De plus, sur les différents sites où l'on a pu mesurer des vitesses de raccourcissement à partir de plusieurs terrasses d'âges différents, les vitesses des terrasses les plus anciennes (100-150 ka) sont cohérentes avec celles des terrasses plus jeunes. Cela fait donc au moins 150 ka que les vitesses que je qualifie de quaternaires semblent s'appliquer à la chaîne. Ainsi, je pense que des vitesses équivalentes aux vitesses géodésiques ont cours au travers du Tianshan oriental depuis au minimum 150 ka.

Cependant, les vitesses de raccourcissement néogènes semblent plus faibles que celles quaternaires, tant sur le piémont nord que sur le piémont sud. De plus, les raccourcissements finis de l'ensemble des piémonts, mesurés sur la base de coupes équilibrées, sont compris entre 8 et 15 km pour le piémont Nord (*e.g.* Lu *et al.*, 2010a) et entre 15 et 20 km pour le piémont Sud (*e.g.* Wang *et al.*, 2009). Les piémonts se déforment depuis au moins 25 Ma d'après les études thermochronologiques (*e.g.* Hendrix *et al.*, 1994 ; Zhang *et al.*, 2014), et semblent se déformer plus rapidement à partir de 15-16 Ma à 10 Ma (*e.g.* Charreau *et al.*, 2009a ; Li *et al.*, 2012a). Les vitesses de raccourcissement des piémonts depuis leur initiation semblent donc en continuelle augmentation. Si on applique les vitesses quaternaires aux raccourcissements totaux des piémonts on constate que cette vitesse ne peut pas avoir lieu depuis plus de quelques millions d'années. En effet, sur le piémont Nord il faudrait moins de 6,3 Ma pour effectuer les 15 km de raccourcissement à la vitesse minimale de 2,4 mm/an. Similairement, cela nécessiterait moins de 10 Ma au total pour effectuer les 20 km de raccourcissement mesurés sur l'ensemble du piémont Sud à la vitesse quaternaire minimale de 2,1 mm/an. Il faut cependant noter que, dans la plupart des cas, les raccourcissements des structures les plus proches du front de chaîne sont assez mal contraints, et les valeurs de raccourcissement proposées sont généralement présentées comme des estimations minimales, ce qui fait que les raccourcissements des piémonts sont possiblement sous-estimés. Par contre, les valeurs de vitesses de

raccourcissement que j'ai utilisées pour effectuer ces estimations sont les valeurs les plus faibles observées. Ces calculs ne donnent donc qu'un ordre de grandeur, mais sont, il me semble, assez significatifs pour démontrer que les vitesses quaternaires ne sont pas applicables plus de quelques millions d'années. Ce qui m'amène donc à proposer une accélération marquée des piémonts au Quaternaire.

Déterminer le timing précis de cette accélération, si tant est qu'elle se soit effectuée brusquement et non pas progressivement, n'est pour l'instant pas possible à l'aide des terrasses alluviales que nous avons prélevées. Quelques indices portent à croire que cela pourrait avoir eu lieu il y a près de 1 Ma. En effet, Daëron *et al.* (2007) proposent que l'anticlinal d'Anjihai accélère dès 900 ka. De la même manière, la modélisation de l'anticlinal de Qiulitagh montre que l'accélération de celui-ci pourrait se faire depuis près de 1 Ma (Chapitre V.3). Cependant ces deux estimations sont chacune fortement dépendantes du modèle de plissement utilisé. La détermination précise de l'âge de cette accélération quaternaire des piémonts demeure pour l'instant assez incertaine et demanderait des investigations plus poussées sur des marqueurs de cette époque.

Concernant l'activité au sein de la chaîne, un anticlinal de socle est présent au centre du bassin de Bayanbuluk, cependant nous n'en connaissons pas l'histoire d'activation. De même, les accidents majeurs ont rejoué depuis 10 Ma. En effet, Jolivet *et al.* (2010) considèrent, d'après leur étude thermochronologique, que le début de la réactivation des parties internes du Tianshan par la collision de l'Inde se fait autour de 10 Ma et à une vitesse d'exhumation plutôt modeste (inférieure à 2000 m depuis 10 Ma). Par ailleurs, Selander *et al.* (2012) proposent des vitesses néogènes et quaternaires de raccourcissement dans le nord du bassin de Issik Kul stables à environ 1 mm/an. Même si la dynamique de l'intérieur de la chaîne reste encore fort mal connue et que de plus amples investigations sont nécessaires, les vitesses de raccourcissement accommodées au sein des bassins intra-chaînes semblent faibles durant le Néogène comparées à la déformation absorbée au niveau des piémonts, à l'instar de la situation durant le Quaternaire.

Sur la base de ces observations, portant notamment sur les vitesses de raccourcissement quaternaires, je propose que la chaîne du Tianshan ait subi une accélération au Quaternaire (il y a 900 à 150 ka). Comme je l'ai présenté en introduction de cette thèse, le Tianshan fait partie intégrante de la déformation tectonique au sein de l'Asie. En conséquence, une accélération du Tianshan peut donc signifier plusieurs choses à l'échelle asiatique. Soit, la vitesse de rapprochement entre l'Inde et la Sibérie a augmenté entre le Néogène et le Quaternaire ce qui n'est pas le cas d'après les vitesses de convergences qui restent stables, voire décroissent légèrement, depuis la collision (*e.g.* Molnar et Stock, 2009 ; Copley *et al.*, 2010). Soit c'est une réorganisation de la contrainte entre les structures asiatiques qui provoque cette accélération. Cela signifierait que certaines structures, probablement au sud du Tianshan, accommodaient des vitesses de raccourcissement plus importantes au Néogène et ont ralenti de manière simultanée à l'accélération de la déformation du Tianshan. Ou bien encore, cette accélération pourrait être à relier à l'enfoncement de l'Inde dans la plaque asiatique, ce qui fait progresser vers le nord le champ de contraintes compressives (*e.g.* Dayem *et al.*, 2009).

VIII.2. Discussion sur l'état de maturité de la chaîne du Tianshan.

Si on considère le modèle de croissance basé sur la théorie du prisme critique (*e.g.* Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Willett et Brandon, 2002) ou d'autres modèles de croissance de chaînes de montagnes intracontinentales (Tapponnier *et al.*, 2001; Vanderhaeghe *et al.*, 2003; Beaumont *et al.*, 2004), la genèse d'une chaîne de montagnes se fait, au premier ordre, par la création d'un relief triangulaire qui évolue ensuite en s'élargissant par accrétion latérale de matière. Or, le Tianshan mesure déjà plus de 300 km de large dans sa partie occidentale et plus de 200 km à l'est. Cependant il n'est qu'à ~2500 m d'altitude moyenne et présente une topographie irrégulière composée de multiples bassins intra-chaînes séparés par des reliefs de plus de 4000 m d'altitude. De plus, les bassins intra-chaînes sont activement déformés par la tectonique (Thompson *et al.*, 2002 ; Chapitre VI). Cette chaîne ne présente ni une géométrie de chaîne triangulaire, type Taïwan, ni une géométrie de plateau orogénique type Altiplano ou Tibet où l'intérieur du plateau est caractérisé par l'absence de raccourcissement voire au contraire par des phénomènes extensifs.

On sait par ailleurs, qu'à la fin du Mésozoïque le Tianshan ne présente probablement plus de reliefs importants. L'extrémité orientale du Tianshan actuel ressemble sûrement encore à ce qu'était l'ensemble de la chaîne à cette époque. En effet, l'extrémité orientale ne subit que peu de raccourcissement, et les reliefs n'ont donc probablement pas beaucoup évolué. C'est donc une chaîne de faible relief que la collision entre Inde et l'Eurasie réactive. Des mouvements verticaux sont enregistrés par des âges d'exhumation au cœur de la chaîne (*e.g.* Dumitru *et al.*, 2001, Jolivet *et al.*, 2010), et les piémonts se réactivent depuis ~25 Ma (*e.g.* Hendrix *et al.*, 1994).

Dès 25 Ma, les fronts de chaînes avaient leurs places actuelles et donc la chaîne possédait déjà une largeur conséquente. Cette largeur pré-configue donc la zone en déformation. Si l'on considère le modèle de prisme critique, créer une chaîne sur une largeur anormalement importante fait que le relief se trouve hors équilibre et cela doit théoriquement entraîner la ré-équibration par des déformations hors séquence au cœur de la chaîne.

Lors de la réactivation d'une ancienne chaîne de montagnes, la genèse du relief ne se déroule donc pas de la même manière que lors de la création d'une chaîne. La pré-structuration due aux accidents majeurs de l'ancienne orogénèse (sutures) focalise donc la déformation et génère des reliefs sur l'ensemble de la zone de fragilité. Comme cette zone correspond à la largeur de l'ancienne orogénèse, le relief se crée dès le début de la réactivation en domaine hors-équilibre ce qui implique donc une forte déformation interne.

Le Tianshan est une chaîne en réactivation, dont la dynamique de croissance n'est donc pas directement prédictible par les modèles simplifiés de genèse des chaînes de montagnes intracontinentales. C'est un mécanisme de croissance qui est guidé par l'héritage structural de la chaîne. L'étude de la croissance du Tianshan pourrait donc nous en apprendre plus sur comment cet héritage impacte l'initiation. Par exemple, quel est le rôle précis de la largeur de la zone fracturée et de la densité des accidents qui la composent.

VIII.3. Bilan méthodologique

VIII.3.1. Discussion sur la méthodologie du modèle d'inversion des profils cosmogéniques

Au cours de mon travail de thèse, j'ai développé un algorithme sous Matlab[®] destiné à calculer les âges, les héritages et les taux d'érosion à partir de données de concentration en isotopes cosmogéniques le long d'un profil en profondeur. Je reviens ici sur les avantages et les inconvénients de ce modèle.

Je fais ici l'inventaire de ce que je pense être les points forts de ce modèle d'inversion :

-Le modèle prend en compte une incertitude sur l'héritage en amont du calcul d'âge, c'est une incertitude qui n'est que rarement prise en compte dans la bibliographie (à ma connaissance) et je crois que c'est là un point très important. En effet, l'héritage est depuis longtemps identifié comme une source potentielle d'incertitude parfois très importante (*e.g.* Le Dortz *et al.*, 2012) et pourtant l'hypothèse de son uniformité est très souvent supposée sans y adjoindre d'incertitude. Je propose donc ici un moyen de la prendre en compte.

-Ce modèle prend aussi en compte une incertitude sur la densité. L'étude de dépôt alluvial s'accompagne d'une évaluation difficile de la densité puisque le matériau est hétérogène. Je propose donc une méthode de prise en compte d'une incertitude sur la densité. Cependant le calcul de celle-ci est simplificateur, et n'est valide que pour des taux d'érosion faibles. C'est donc potentiellement un point améliorable, mais qui a le mérite d'exister et de fournir, si ce n'est une valeur précise, au moins une prise en compte de l'incertitude sur la densité.

-De manière plus générale, créer ce modèle m'a permis de tester plusieurs types d'inversion de profil. J'ai pu ainsi tester des inversions en sédimentation continue et discontinue, ou encore des inversions prenant en compte les concentrations des galets en surface tout en leur attribuant un héritage distinct de l'héritage des sables en profondeur.

-Créer ce modèle m'a aussi laissé plus de liberté dans le choix des paramètres utilisés. Il prend ainsi en compte les paramètres muoniques récents (Braucher *et al.*, 2011) et des données de pression atmosphérique (Uppala *et al.*, 2005) et calcule les taux de production avec le modèle de Stone (2000).

-La prise en compte de galets de surface dans l'inversion d'un profil en profondeur d'échantillons de sables peut apporter une contrainte sur l'érosion totale subie par la terrasse. C'est une méthode qui se limite donc aux terrasses alluviales, mais qui permet d'aider à contraindre de manière objective le taux d'érosion.

Améliorations envisagées du modèle d'inversion de profils cosmogéniques

-Un certain nombre d'incertitudes ne sont pas prises en compte, comme par exemple celle des taux de production et celle des longueurs d'atténuation. Il serait plus rigoureux de les ajouter au modèle. De ce point de vue là, Hidy *et al.* (2010) sont plus exhaustifs.

-Les épaisseurs de prélèvement des échantillons sont pour l'instant assimilées à l'incertitude sur la profondeur. C'est un point qui n'a a priori pas d'influence significative sur le résultat, cependant j'aimerais l'incorporer au calcul à terme, afin d'être plus rigoureux.

-Il y a très probablement moyen d'optimiser le code pour accélérer la vitesse de calcul tout en permettant de tester un grand nombre de solutions. Pour l'instant j'ai favorisé la vitesse d'exécution au détriment du nombre de tests possibles, en effectuant la plupart des calculs en opérations matricielles. Le calcul matriciel est plus rapide que le calcul en boucle cependant il est gourmand en mémoire et ne permet donc pas de faire un nombre de tests très important (<100000). C'est donc un point technique potentiellement améliorable.

-Un autre manque est, à mon avis, qu'il faudrait intégrer une calibration des taux de production calée sur les variations temporelles du champ magnétique terrestre. Pour l'instant les taux de production sont considérés comme constants au cours du temps. J'ai une idée assez précise de comment intégrer les variations temporelles des paramètres magnétiques au modèle d'inversion de profil. En effet, l'algorithme génère les concentrations en profondeur théoriques à partir de test de triplets de paramètres (temps, taux d'érosion, héritage) générés aléatoirement, puis les compare aux données mesurées. Il faut tout d'abord créer une base de données des variations temporelles des taux de production locaux en fonction des paramètres du dipôle magnétique. Ensuite, à chaque temps testé, il suffit de recalculer le taux de production local en l'intégrant entre zéro et le temps testé. Le calcul se déroulera ensuite de la même manière que précédemment.

J'envisage aussi de rendre cet algorithme plus accessible, en créant une interface, afin de le publier et de le mettre à la disposition de tous. Cependant, cela demande tout d'abord que toutes les hypothèses faites soient validées par la communauté. Cela demandera aussi un effort de mise en forme et d'optimisation important.

VIII.3.2. Discussion générale sur les âges d'exposition cosmogéniques

J'aborde ici plusieurs points de discussion et remarques générales sur l'utilisation des isotopes cosmogéniques dans les datations par âge d'exposition.

Les nombreuses terrasses analysées sur le piémont Nord montrent qu'effectuer des profils cosmogéniques sur des terrasses jeunes (<20 ka) débouche sur des incertitudes très élevées (~100% en relatif). En effet, plus la terrasse est jeune, plus l'incertitude sur son héritage risque de masquer le signal lié au temps d'exposition.

Une autre complication dans la datation des terrasses alluviales apparaît lorsqu'il y a présence d'un sol et de végétation : le prélèvement de galets de surface devient dès lors hasardeux. En effet, les seuls profils, dont les données issues de galets de surfaces sont cohérentes, sont ceux issus des terrasses en milieu désertique du piémont Sud. La très grande majorité des autres terrasses montrent des données de galets de surface très dispersées. Donc, dès qu'il y a un sol : la végétation, la faune et les activités humaines représentent une perturbation importante en surface.

Concernant, le taux de production de référence SLHL (*Sea Level High Latitude*) de ^{10}Be de $3,9 \text{ at g}^{-1} \text{ an}^{-1}$ que j'ai utilisé durant cette thèse, il est possible qu'il soit légèrement sous-estimé (d'environ 5%) par rapport à la moyenne des sites de calibration mondiaux issue d'une compilation de données en cours de réalisation par Pierre-Henri Blard et Léo Martin au CRPG.

Au cours des travaux de cette thèse j'ai plusieurs fois comparé mes âges issus de profils cosmogéniques à des âges OSL/IRSL. Et assez fréquemment, les âges cosmogéniques se sont révélés être deux à trois fois plus âgés que les

âges OSL/IRSL. Ce n'est pas le cas dans le piémont Nord où les âges OSL le long des rivières de Kuitun (Poisson et Avouac, 2004) et le long de la rivière de Jingou (Lu *et al.*, 2010b) sont en bon accord avec les profils cosmogéniques. Par contre l'âge OSL, prélevé en 2012 dans le bassin de Bayanbuluk et analysé à UCLA, et les âges de B. Poisson (2002) tant dans le bassin de Bayanbuluk que dans le piémont Sud sont systématiquement plus jeunes que ceux issus des profils cosmogéniques. Un premier point à noter, est donc que l'écart entre les deux méthodes est visible dans le cas où les surfaces sont les plus vieilles : 50-100 ka (d'après les profils cosmogéniques). Une partie de l'explication se trouve très simplement dans le fait que les mesures OSL/IRSL sont généralement effectuées dans les lœss qui couvrent les terrasses et donc les postdatent. Cependant je ne crois pas que cette explication soit suffisante.

Concernant les datations cosmogéniques, il est difficile d'identifier une source de sur-estimation des âges. La prise en compte d'un taux de production trop faible ou le fait de ne pas prendre en compte ses variations temporelles du champ magnétique pourrait effectivement faire surestimer les âges d'exposition. Néanmoins les erreurs associées sont a priori inférieures à 10 ou 20% et ne permettent pas d'expliquer les écarts avec les données IRSL. Un biais classique et reconnu de la datation par temps d'exposition est celui de l'érosion des surfaces : néanmoins un tel biais conduit à sous-estimer les âges réels d'abandon des terrasses et de fait n'aide pas à résoudre le problème de correspondance avec les âges OSL/IRSL, tout au contraire.

Par ailleurs, les datations OSL/IRSL rencontrent des problèmes de blanchiment. C'est à dire que les grains ne sont pas tous systématiquement remis à zéros lors de leur transport ce qui donne des grains dont le signal surestime la durée réelle d'enfouissement. En conséquence de quoi, pour palier à ce problème il me semble que se sont souvent les tendances d'âges les plus faibles qui sont préférées lors de l'interprétation des données OSL/IRSL, ce qui pourrait éventuellement expliquer une partie de la différence avec les âges cosmogéniques.

Dans tous les cas, la réconciliation des âges issus de ces deux méthodes demeure un problème à éclaircir.

VIII.3.3. Modèle de plissement

Ce modèle permet de détailler les vitesses de raccourcissement précisément le long de tout l'enregistrement sédimentaire syntectonique. Il est construit pour calculer les raccourcissements subis par les couches syntectoniques qui ont été transportées sur la rampe principale d'un pli. Du coup, la déformation de la tête du pli peut prendre n'importe quelle géométrie (trishear, propagation, pli de rampe) du moment que cela n'affecte pas la partie transportée sur la rampe.

Toutefois, ce modèle ne convient que pour certains types de pli. On suppose effectivement que le glissement des couches s'effectue parallèlement à la rampe et que la déformation se fait avec conservation des épaisseurs. La conservation des épaisseurs implique que la largeur de la charnière reste constante, alors qu'elle semble pouvoir varier, et notamment diminuer vers la surface, au sein de dépôts syntectoniques (Suppe *et al.*, 1997). C'est un paramètre modifiable dans le modèle est qui n'est pour l'instant fixé ainsi que par manque de précision des données sismiques.

Dans les trois exemples présentés au cours de cette thèse les raccourcissements issus du modèle semblent avoir tendance à surestimer le raccourcissement total en comparaison de celui mesuré à partir des coupes équilibrées. Cela pourrait être lié au type de modèle utilisé (migration au travers de charnières fixes) qui n'est pas parfaitement adapté au fonctionnement réel des plis de cette région. Il est probable que les rampes des chevauchements évoluent en se verticalisant au fur et à mesure. Le modèle qui ne prend pas en compte d'évolution dans le temps de l'angle de la rampe ne peut donc pas fidèlement reproduire le mouvement qui s'effectue réellement. L'incorporation d'un mouvement de rotation des flancs et des failles au modèle est donc en projet actuellement afin de mieux simuler le plissement réel et donc d'améliorer la justesse de nos mesures de raccourcissements. Cependant, la question qui demeure en suspens est comment contraindre les parts respectives de migration parallèle à la rampe et de rotation dans le raccourcissement ?

VIII.4 Perspectives

Concernant la tectonique du Tianshan, une compréhension accrue pourrait être obtenue en continuant l'exploration des nombreuses zones encore inexplorées. Ainsi, des sites comme les structures du bassin de Nalati, la partie ouest du piémont Nord (là où le raccourcissement est transféré sur une faille cisailante) ou encore les bordures des bassins intra-chaînes demeurent assez peu étudiés. Contraindre les vitesses de raccourcissement à l'intérieur de la chaîne, et mesurer quel pourcentage de la déformation est transféré sur l'accident au nord-ouest du piémont Nord, sont aussi des sujets d'études qui permettraient de poursuivre plus en avant la compréhension de la déformation du Tianshan. Bien quantifier l'histoire des structures de front de chaîne sur les deux piémonts serait aussi un point clef pour déterminer le timing de la réactivation cénozoïque et la quantité totale de raccourcissement accommodée sur les piémonts au cours du temps.

Des études plus poussées des différentes surfaces alluviales abandonnées pourraient aussi permettre de mieux connaître l'évolution des vitesses de raccourcissement. En effet, le piémont Nord présente quelques surfaces alluviales sur les flancs des anticlinaux d'Anjihai, Huerguosi et Tugulu, qui ont été datés par ESR entre 200 et 500 ka (*e.g.* Lu *et al.*, 2010b). Si les déformations de ces surfaces s'avèrent mesurables, elles pourraient se révéler être d'intéressants témoins de la période d'accélération quaternaire.

À une échelle plus globale, je pense aussi que des études morphométriques (hypsométrie, densité de drainage, relief moyen, ...) permettraient d'améliorer la compréhension de la dynamique de la chaîne. D'autant plus que les données SRTM à 1 arc seconde ont été rendues publiques par la NASA récemment (début 2015). Ces études morphométriques permettraient de quantifier les caractéristiques du relief et, par exemple, de rechercher les différences potentiellement présentes entre l'est et l'ouest de la chaîne.

Par ailleurs, les données cosmogéniques produites au cours de cette thèse recèlent aussi des informations en lien direct avec les variations climatiques qu'il serait très intéressant d'exploiter. En effet, les profils cosmogéniques renseignent sur les concentrations en ^{10}Be présentes au moment du dépôt des terrasses (l'héritage). Pour les datations de ces terrasses, ce n'est qu'un facteur correctif important à prendre en compte. Cependant, ces concentrations peuvent aussi être exploitées pour calculer les paléo-taux d'érosion des bassins versants en amont de ces terrasses. Quelques unes des données issues de cette thèse ont d'ores et déjà été intégrées à une étude sur

Chapitre VIII : Synthèse et conclusions

l'évolution temporelle depuis 9 Ma des taux d'érosion du Tianshan oriental (Annexe 2). L'ensemble des profils cosmogéniques des terrasses analysées durant cette thèse présente donc le potentiel de pouvoir étudier les taux d'érosion des bassins versants du Tianshan oriental depuis ~150 ka. Et, dans la même idée, tous les profils cosmogéniques qui ont été réalisés sur des terrasses alluviales de par le monde présentent ce potentiel d'évaluation du taux d'érosion du bassin versant au moment de leur abandon. Un projet destiné à exploiter ces informations d'un point de vue climatique est donc en cours.

En parallèle de ce premier projet, je pense qu'il pourrait aussi être intéressant de simplement compiler l'ensemble des datations des terrasses du Tianshan, qui commencent à être nombreuses dans la bibliographie, afin d'en étudier les liens avec les forçages climatiques.

Bibliographie

Bibliographie

- Abdrakhmatov, K. Y.; Aldazhanov, S. A.; Hager, B. H.; Hamburger, M. W.; Herring, T. A.; Kalabaev, K. B.; Makarov, V. I.; Molnar, P.; Panasyuk, S. V.; Prilepin, M. T.; Reilinger, R. E.; Sadybakasov, I. S.; Souter, B. J.; Trapeznikov, Y. A.; Tsurkov, V. Y. & Zubovich, A. V. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates, *Nature*, 1996, 384, 450-453, doi: 10.1038/384450a0
- Abdrakhmatov, K. Y.; Weldon, R. J.; Thompson, S. C.; Burbank, D. W.; Rubin, C. M.; Miller, M. & Molnar, P. Onset, style and current rate of shortening in the central Tien Shan, Kyrgyz Republic, *Russian Geology and Geophysics*, 2001, 42, 1585-1609
- Adamiec, G. & Aitken, M. J. Dose-rate conversion factors: update, *Ancient tL*, 1998, 16, 37-50
- Aitken, M. J. An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence, Oxford university press, 1998
- Alavi, M. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, Elsevier, 1994, 229, 211-238, doi: 10.1016/0040-1951(94)90030-2
- Allen, M. B.; Windley, B. F.; Chi, Z.; Zhong-Yan, Z. & Guang-Rei, W. Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China, *Journal of the Geological Society*, London, 1991, 148, 369-378, doi: 10.1144/gsjgs.148.2.0369
- Allen, M.; Windley, B. & Zhang, C. Cenozoic tectonics in the Urumgi-Korla region of the Chinese Tien Shan, *Geologische Rundschau*, Springer, 1994, 83, 406-416, doi: 10.1007/978-3-662-38521-0_15
- Allen, M.; Natal'in, B. & others Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to? Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia, *Journal of the Geological Society*, Geological Society of London, 1995, 152, 327-338, doi: 10.1144/gsjgs.152.2.0327
- Allen, M. B.; Vincent, S. J. & Wheeler, P. J. Late Cenozoic tectonics of the Kepingtage thrust zone: interactions of the Tien Shan and Tarim Basin, northwest China, *Tectonics*, Wiley Online Library, 1999, 18, 639-654, doi: 10.1029/1999TC900019
- Allkofer, O. C. & Grieder, P. K. Cosmic rays on earth, *Physik Daten*, (Physics Data), Nr. 25-1. Fachinformationszentrum Energie-Physik-Mathematik GmbH Karlsruhe, FR Germany, 1984, 379
- Allmendinger, R. W. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds, *Tectonics*, Wiley Online Library, 1998, 17, 640-656, doi: 10.1029/98TC01907
- Anderson, R. K.; Miller, G. H.; Briner, J. P.; Lifton, N. A. & DeVogel, S. B. A millennial perspective on Arctic warming from 14C in quartz and plants emerging from beneath ice caps, *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, 2008, 35, doi: 10.1029/2007GL032057
- Anderson, R. S.; Repka, J. L. & Dick, G. S. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ 10Be and 26Al, *Geology*, Geological Society of America, 1996, 24, 47-51, doi: 10.1130/0091-7613(1996)0240047:ETOIID>2.3.CO;2
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gott dang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 268, 1954–1959.
- Avouac, J. P. & Tapponnier, P. Kinematic model of active deformation in central Asia, *Geophysical Research Letters*, 1993, 20, 895-998, doi: 10.1029/93GL00128
- Avouac, J. P.; Tapponnier, P.; Bai, M.; You, M. & Wang, G. Active Thrusting and folding Along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic Rotation of the Tarim Relative to Dzungaria and Kazakhstan, *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98, 6755-6804, doi: 10.1029/92JB01963
- Avouac, J.-P. Mountain building, erosion, and the seismic cycle in the Nepal Himalaya, *Advances in Geophysics*, Elsevier, 2003, 46, 1-80, doi: 10.1016/S0065-2687(03)46001-9
- Balco, G.; Briner, J.; Finkel, R. C.; Rayburn, J. A.; Ridge, J. C. & Schaefer, J. M. Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America, *Quaternary Geochronology*, 2009, 4, 93-107, doi: 10.1016/j.quageo.2008.09.001
- Beaumont, C.; Jamieson, R. A.; Nguyen, M. H. & Medvedev, S. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 2004, 109, doi: 10.1029/2003JB002809
- Bernard, S.; Avouac, J. P.; Dominguez, S. & Simoes, M. Kinematics of fault-related folding derived from a sandbox experiment, *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, B03S12, doi: 10.1029/2005JB004149
- Bevington, P. R. & Robinson, D. K. *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences*, McGraw-Hill, 2003

Bibliographic

- Blard, P.-H., Bourlès, D., Lavé, J., Pik, R., 2006. Applications of ancient cosmic-ray exposures: Theory, techniques and limitations. *Quaternary Geochronology* 1, 59-73.
- Bøtter-Jensen, L.; Andersen, C.; Duller, G. & Murray, A. Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements, *Radiation Measurements*, Elsevier, 2003, 37, 535-541, doi: 10.1016/S1350-4487(03)00020-9
- Bowman, D.; Korjenkov, A. & Porat, N. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan, *Sedimentary Geology*, 2004a, 163, 211-228, doi: 10.1016/S0037-0738(03)00194-5
- Bowman, D.; Korjenkov, A.; Porat, N. & Czassny, B. Morphological response to Quaternary deformation at an intermontane basin piedmont, the northern Tien Shan, Kyrgyzstan, *Geomorphology*, 2004b, 63, 1-24, doi: 10.1016/j.geomorph.2004.03.007
- Braucher, R.; Bourlès, D. L.; Brown, E. T.; Colin, F.; Muller, J.-P.; Braun, J.-J.; Delaune, M.; Edou Minko, A.; Lescouet, C.; Raisbeck, G. M. & Yiou, F. Application of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon, *Chemical Geology*, 2000, 170, 95-111, doi: 10.1016/S0009-2541(99)00243-0
- Braucher, R.; Brown, E.; Bourlès, D. & Colin, F. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 2003, 211, 251-258, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00205-X
- Braucher, R.; Del Castillo, P.; Siame, L.; Hidy, A. J. & Bourlès, D. L. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases, *Quaternary Geochronology*, 2009, 4, 56-67, doi: 10.1016/j.quageo.2008.06.001
- Braucher, R.; Merchel, S.; Borgomano, J. & Bourlès, D. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach, *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 309, 1-9, doi: 10.1016/j.epsl.2011.06.036
- BRGMX Bureau of Geological and Mineral Resources of the Xinjiang Uygur, Autonomous Region, Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous region, People's Republic of China ministry of geology and mineral resources, *Geol. Mem.* 1 (32) (1993) (841 pp.).
- Briner, J. P.; Young, N. E.; Goehring, B. M. & Schaefer, J. M. Constraining Holocene ^{10}Be production rates in Greenland, *Journal of Quaternary Science*, Wiley Online Library, 2011, 27, 2-6, doi: 10.1002/jqs.1562
- Brocard, G.; Van Der Beek, P.; Bourlès, D.; Siame, L. & Mugnier, J.-L. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 2003, 209, 197-214, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00031-1
- Brown, E. T.; Bourlès, D. L.; Burchfiel, B. C.; Deng, Q. D.; Li, J.; Molnar, P.; Raisbeck, G. M. & Yiou, F. Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans, *Geological Society of America Bulletin*, 1998, 110, 337-386, doi: 10.1130/0016-7606(1998)1100377:EOSRIT>2.3.CO;2
- Brown, E. T.; Brook, E. J.; Raisbeck, G. M.; Yiou, F. & Kurz, M. D. Effective attenuation lengths of cosmic rays producing ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: Implications for exposure age dating, *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, 1992, 19, 369-372, doi: 10.1029/92GL00266
- Brown, E. T.; Edmond, J. M.; Raisbeck, G. M.; Yiou, F.; Kurz, M. D. & Brook, E. J. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al , *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Elsevier, 1991, 55, 2269-2283, doi: 10.1016/0016-7037(91)90103-C
- Brown, E. T.; Stallard, R. F.; Larsen, M. C.; Raisbeck, G. M. & Yiou, F. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 1995, 129, 193-202, doi: 10.1016/0012-821X(94)00249-X
- Bullen, M. E.; Burbank, D. W.; Garver, J. I. & Abdurkhatov, K. Ye. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building, *Geological Society of America Bulletin*, 2001, 113, 1544-1559, doi: 10.1130/0016-7606(2001)1131544:LCTEOT>2.0.CO;2
- Bullen, M. E.; Burbank, D. W. & Carver, J. I. Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints, *The Journal of geology*, 2003, 111, 149-165, doi: 10.1086/345840
- Burbank, D., and Anderson, R. 2001. *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science, Inc., 274 pp.
- Burchfiel, B. C.; Brown, E. T.; Deng, Q. D.; Feng, X. Y.; Li, J.; Molnar, P.; Shi, J. B.; Wu, Z. M. & You, H. C. Crustal Shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China, *International Geology Review*, 1999, 41, 665 - 700, doi: 10.1080/00206819909465164
- Burtman, V. Structural geology of variscan Tien Shan, *USSR American Journal of Science*, 1975, 275, 157-186
- Burbank, D.; Meigs, A. & Brozovic, N. Interactions of growing folds and coeval depositional systems, *Basin Research*, 1996, 8, 199-223, doi: 10.1046/j.1365-2117.1996.00181.x
- Buylaert, J.-P.; Murray, A.; Thomsen, K. J. & Jain, M. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar, *Radiation Measurements*, Elsevier, 2009, 44, 560-565, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.02.007

Bibliographic

- Buslov, M. M.; Fujiwara, Y.; Iwata, K. & Semakov, N. N. Late Paleozoic-Early Mesozoic Geodynamics of Central Asia, *Gondwana Research*, 2004, 7, 791-808, doi: 10.1016/S1342-937X(05)71064-9
- Carroll, A. R.; Yunhai, L.; Graham, S. A.; Xuchang, X.; Hendrix, M. S.; Jinchi, C. & McKnight, C. L. Junggar basin, northwest China: trapped Late Paleozoic ocean, *Tectonophysics*, Elsevier, 1990, 181, 1-14, doi: 10.1016/0040-1951(90)90004-R
- Cattin, R. & Avouac, J. Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 2000, 105, 13389-13407, doi: 10.1029/2000JB900032
- Chamberlin, R. T. The Appalachian folds of central Pennsylvania, *The Journal of Geology*, JSTOR, 1910, 18, 228-251, doi: 10.1086/621722
- Chapple, W. M. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts, *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, 1978, 89, 1189-1198, doi: 10.1130/0016-7606(1978)891189:MOTFB>2.0.CO;2
- Charreau, J.; Chen, Y.; Gilder, S.; Dominguez, S.; Avouac, J. P.; Sen, S.; Sun, D. J.; Li, Y. G. & Wang, W. M. Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains., *Earth and Planetary Science Letters*, INRIA a CCSD electronic archive server based on P.A.O.L [http://hal.inria.fr/oai/oai.php] (France), HAL - CCSD, 2005, 230, 177-192, doi: 10.1016/j.epsl.2004.11.002
- Charreau, J.; Gilder, S.; Chen, Y.; Dominguez, S.; Avouac, J. P.; Sen, S.; Jolivet, M.; Li, Y. & Wang, W. Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tian Shan mountains, *Geology*, CCSD/HAL : e-articles server (based on gBUS) [http://hal.ccsd.cnrs.fr/oai/oai.php] (France), HAL - CCSD - CNRS, 2006, 34, 181-184, doi: 10.1130/G22106.1
- Charreau, J.; Avouac, J. P.; Chen, Y.; Dominguez, S. & Gilder, S. Miocene to present kinematics of fault-bend folding across the Huerguosi anticline, northern Tianshan (China), derived from structural, seismic, and magnetostratigraphic data, *Geology*, 2008, 36, 871-874, doi: 10.1130/G25073A.1
- Charreau, J.; Chen, Y.; Gilder, S.; Barrier, L.; Dominguez, S.; Augier, R.; Sen, S.; Avouac, J. P.; Gallaud, A.; Graveleau, F. & Wang, Q. C. Neogene uplift of the Tian Shan Mountains observed in the magnetic record of the Jingou River section (northwest China), *Tectonics*, 2009a, 28, TC2008, doi: 10.1029/2007TC002137
- Charreau, J.; Gumiaux, C.; Avouac, J. P.; Augier, R.; Chen, Y.; Barrier, L.; Gilder, S.; Dominguez, S.; Charles, N. & Wang, Q. C. The Neogene Xiyu Formation, a diachronous prograding gravel wedge at front of the Tianshan: Climatic and tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 2009b, 287, 298-310, doi: 10.1016/j.epsl.2009.07.035
- Charreau, J.; Kent-Corson, M. L.; Barrier, L.; Augier, R.; Ritts, B. D.; Chen, Y.; France-Lannord, C. & Guilmette, C. A high-resolution stable isotopic record from the Junggar Basin (NW China): Implications for the paleotopographic evolution of the Tianshan Mountains, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 2012, 341, 158-169, doi: 10.1016/j.epsl.2012.05.033
- Charreau, J. Evolution tectonique du Tianshan au Cénozoïque liée à la collision Inde-Asie Apports de la magnétostratigraphie et de la géochronologie isotopique U-Th/He, Université d'Orleans, 2005
- Charvet, J.; Shu, L.; Laurent-Charvet, S.; Wang, B.; Faure, M.; Cluzel, D.; Chen, Y. & De Jong, K. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China, *Science China Earth Sciences*, SP Science China Press, 2011, 54, 166-184, doi: 10.1007/s11430-010-4138-1
- Chen, Y.; Cogne, J. P.; Courtillot, V.; Avouac, J. P.; Tapponnier, P.; Wang, G. Q.; Bai, M. X.; You, H. Z.; Li, M.; Wei, C. S. & Buffetaut, E. Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the northern Tien Shan (China) and heterogeneous strain in central Asia, *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96, 4065-4082, doi: 10.1029/90JB02699
- Chen, Y.; Courtillot, V.; Cogne, J. P.; Besse, J.; Yang, Z. Y. & Enkin, R. The Configuration of Asia Prior to the Collision of India: Cretaceous Paleomagnetic Constraints, *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98, 21927-21941, doi: 10.1029/93JB02075
- Chen, C. M.; Lu, H. F.; Jia, D.; Cai, D. S. & M., W. S. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny, *Tectonophysics*, 1999, 302, 23-40, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00273-X
- Chen, W.; J. J. Hao; S. Q. Li; W. L. Peng; D. Xian; L. H. Chen & Li, Z. G. The geometric and kinematic numerical simulation of the Dushanzi anticline, southern Junggar Basin, *Chinese Journal of Geology*, 2012, 47, 37-50
- Chen, Y.; Courtillot, V.; Cogne, J. P.; Besse, J.; Yang, Z. Y. & Enkin, R. The Configuration of Asia Prior to the Collision of India: Cretaceous Paleomagnetic Constraints, *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98, 21927-21941, doi: 10.1029/93JB02075
- Chen, Z.; Chen, Y. & Li, B. Quantifying the effects of climate variability and human activities on runoff for Kaidu River Basin in arid region of northwest China, *Theoretical and applied climatology*, Springer, 2013, 111, 537-545, doi: 10.1007/s00704-012-0680-4
- Chevalier, M.-L.; Li, H.; Pan, J.; Pei, J.; Wu, F.; Xu, W.; Sun, Z. & Liu, D. Fast slip-rate along the northern end of the Karakorum fault system, western Tibet, *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, 2011, 38, L22309, doi: 10.1029/2011GL049921

Bibliographic

- Chmeleff, J.; von Blanckenburg, F.; Kossert, K. & Jakob, D. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, 2010, 268, 192-199, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.012.
- Clay, R. & Dawson, B. *Cosmic Bullets: High energy particles in astrophysics*, Basic Books, 1997
- Copley, A.; Avouac, J. P. & Royer, J. Y. India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate: Implications for the forces driving plate motions, *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115, B03410, doi: 10.1029/2009JB006634
- Cording, A.; Hetzel, R.; Kober, M. & Kley, J. ^{10}Be exposure dating of river terraces at the southern mountain front of the Dzungarian Alatau (SE Kazakhstan) reveals rate of thrust faulting over the past ~400ka, *Quaternary Research*, 2014, 81, 168 - 178, doi: 10.1016/j.yqres.2013.10.016
- Cotton, F. & Avouac, J. Crustal and upper-mantle structure under the Tien Shan from surface-wave dispersion, *Physics of the earth and planetary interiors*, Elsevier, 1994, 84, 95-109, doi: 10.1016/0031-9201(94)90036-1
- Daëron, M.; Avouac, J. P. & Charreau, J. Modeling the shortening history of a fault tip fold using structural and geomorphic records of deformation, *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, B03S13, doi: 10.1029/2006JB004460
- Dahlen, F. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 1984, 89, 10125-10133, doi: 10.1029/JB089iB12p10125
- Dahlen, F.; Suppe, J. & Davis, D. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 1984, 89, 10087-10101, doi: 10.1029/JB089iB12p10087
- Dahlen, F. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1990, 18, 55, doi: 10.1146/annurev.ea.18.050190.000415
- Davis, D.; Suppe, J. & Dahlen, F. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 1983, 88, 1153-1172, doi: 10.1029/JB088iB02p01153
- Dayem, K. E.; Molnar, P.; Clark, M. K. & Houseman, G. A. Far-field lithospheric deformation in Tibet during continental collision, *Tectonics*, Wiley Online Library, 2009, 28, TC6005, doi: 10.1029/2008TC002344
- Delcaillau, B. VUIBERT (Ed.), *Géomorphologie - Interaction - Tectonique - Érosion - Sédimentation*, Broché, 2011, 304
- Deng, Q. D.; Zhang, P. Z.; Xu, X. W.; Yang, X. P.; Peng, S. H. & Feng, X. Y. Paleoseismology of the northern piedmont of Tianshan Mountains, northwestern China, *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101, 5895-5920, doi: 10.1029/95JB02739
- Dubille, M. & Lavé, J. Rapid grain size coarsening at sandstone/conglomerate transition: similar expression in Himalayan modern rivers and Pliocene molasse deposits, *Basin Research*, Wiley Online Library, 2014, 27, 26-42, doi: 10.1111/bre.12071
- Dumitru, T. A.; Zhou, D.; Chang, E. Z.; Graham, S. A.; Hendrix, M. S.; Sobel, E. R. & Carroll, A. R. Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, *Geological Society of America Memoir*, 2001, 194, 71-99, doi: 10.1130/0-8137-1194-0.71
- Dunai, T. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 2001, 193, 197-212, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00503-9
- Dunai, T. J. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*, Cambridge University Press, 2010, 187
- Dupont-Nivet, G.; Guo, Z.; Butler, R. F. & Jia, C. Discordant paleomagnetic direction in Miocene rocks from the central Tarim Basin: evidence for local deformation and inclination shallowing, *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 199, 473-482, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00566-6
- England, P. & Houseman, G. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision zone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, 1986, 91, 3664-3676, doi: 10.1029/JB091iB03p03664
- England, P. & Molnar, P. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults, *Geophysical Journal International*, 1997, 130, 551-582, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb01853.x
- Epard, J.-L. & Groshong Jr, R. H. Excess area and depth to detachment AAPG bulletin, *American Association of Petroleum Geologists*, 1993, 77, 1291-1302
- Erslev, E. A. Trishear fault-propagation folding, *Geology*, Geological Society of America, 1991, 19, 617-620
- Fang, L.; Wu, J.; Wang, C.; Wang, W. & Yang, T. Relocation of the 2012 Ms6. 6 Xinjiang Xinyuan earthquake sequence, *Science China. Earth sciences*, Springer, 2014, 57, 216-220, doi: 10.1007/s11430-013-4755-6
- Fenton, C. R.; Hermanns, R. L.; Blikra, L. H.; Kubik, P. W.; Bryant, C.; Niedermann, S.; Meixner, A. & Goethals, M. M. Regional ^{10}Be production rate calibration for the past 12ka deduced from the radiocarbon-dated Grøtlandsura and Russenes rock avalanches at 69 N, Norway, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2011, 6, 437-452, doi: 10.1016/j.quageo.2011.04.005

Bibliographic

- Fu, B. H.; Lin, A. M.; Kano, K. I.; Maruyama, T. & Guo, J. M. Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China, *Tectonophysics*, 2003, 369, 79-101, doi: 10.1016/S0040-1951(03)00137-9
- Fu, B. H.; Ninomiya, Y. & Guo, J. M. Slip partitioning in the northeast Pamir–Tian Shan convergence zone, *Tectonophysics*, 2010, 483, 344-364, doi: 10.1016/j.tecto.2009.11.003
- Gallo, F. Glissements de terrain et érosion des chaînes de montagnes: étude de cas dans l'Himalaya central, Université de Lorraine, 2014
- Gao, J.; Li, M. S.; Xiao, X. C.; Tang, Y. Q. & He, G. Q. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China, *Tectonophysics*, 1998, 287, 213-231, doi: 10.1016/S0040-1951(98)80070-X
- Gao, J.; Long, L.; Klemm, R.; Qian, Q.; Liu, D.; Xiong, X.; Su, W.; Liu, W.; Wang, Y. & Yang, F. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: geochemical and age constraints of granitoid rocks, *International Journal of Earth Sciences*, Springer, 2009, 98, 1221-1238, doi: 10.1007/s00531-008-0370-8
- Ghose, S.; Hamburger, M. W. & Virieux, J. Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan, central Asia, *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 1998, 103, 2725-2748, doi: 10.1029/97JB01798
- Gong, Z.; Li, S.-H. & Li, B. The evolution of a terrace sequence along the Manas River in the northern foreland basin of Tian Shan, China, as inferred from optical dating, *Geomorphology*, 2014, 213, 201 - 212, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.01.009
- Gonzalez-Mieres, R. & Suppe, J. Relief and shortening in detachment folds, *Journal of Structural Geology*, 2006, 28, 1785-1807, doi: 10.1016/j.jsg.2006.07.001
- Gonzalez-Mieres, R. & Suppe, J. Shortening histories in active detachment folds based on area-of-relief methods, *American Association of Petroleum Geologists Memoir, AAPG Special Volumes*, 2011, 94, 39 – 67, doi: 10.1306/13251332M943428
- Goode, J. K. & Burbank, D. W. Kinematic implications of consequent channels on growing folds, *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116, B04407, doi: 10.1029/2010JB007617
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20, 1475-1560, doi: 10.1016/S0277-3791(00)00171-2
- Granger, D. E. and Muzikar, P. F. 2001. Dating sediment burial with in-situ produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 269–281.
- Granger, D. E.; Lifton, N. A. & Willenbring, J. K. A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides in geology, *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, 2013, 125, 1379-1402, doi: 10.1130/B30774.1
- Graveleau, F. & Dominguez, S. Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts, *Comptes Rendus Geoscience*, Elsevier, 2008, 340, 324-333, doi: 10.1016/j.crte.2008.01.005
- Graveleau, F. Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale), Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, 2008
- Guan, S. W.; B. L. Li; D. F. He; J. H. Shaw & Chen, Z. X. Recognition and Exploration of Structural Wedges - A Case Study in the Southern Margin of Junggar Basin, China, *Earth Science Frontiers*, 2009, 16, 129-137, doi: 10.1016/S1872-5791(08)60091-3
- Guerit, L. Caractéristiques morpho-sédimentaires des cônes alluviaux et reconstitution de leurs paléo-flux d'eau et de sédiments: exemples naturels du piedmont nord du Tian Shan (Xinjiang, Chine) et modélisation expérimentale, Paris 7, 2014
- Guralnik, B.; Matmon, A.; Avni, Y.; Porat, N. & Fink, D. Constraining the evolution of river terraces with integrated OSL and cosmogenic nuclide data, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2011, 6, 22-32, doi: 10.1016/j.quageo.2010.06.002
- Han, B.-F.; He, G.-Q.; Wang, X.-C. & Guo, Z.-J. Late Carboniferous collision between the Tarim and Kazakhstan Yili terranes in the western segment of the South Tian Shan Orogen, Central Asia, and implications for the Northern Xinjiang, western China, *Earth-Science Reviews*, 2011, 109, 74 - 93, doi: 10.1016/j.earscirev.2011.09.001
- Hancock, G. S.; Anderson, R. S.; Chadwick, O. A. & Finkel, R. C. Dating fluvial terraces with ¹⁰Be and ²⁶Al profiles: Application to the Wind River, Wyoming, *Geomorphology*, Elsevier, 1999, 27, 41-60, doi: 10.1016/S0169-555X(98)00089-0
- Hardy, S. & Ford, M. Numerical modeling of trishear fault propagation folding, *Tectonics*, American Geophysical Union, 1997, 16, 841-854, doi: 10.1029/97TC01171
- Hardy, S., Poblet, J., McClay, K., and Waltham, D. 1995. Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related fold structures, in Buchanan, P. G., and Nieuwland, D. A., eds., *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling*. London, The Geological Society, Special Publication, p. 265-282
- Harrison, T. M.; Copeland, P.; Kidd, W. & Yin, A. Raising Tibet, *Science*, American Association for the Advancement of Science, 1992, 255, 1663-1670, doi: 10.1126/science.255.5052.1663

Bibliographic

- He, D.; Suppe, J.; Yang, G.; Guan, S.; Huang, S.; Shi, X.; Wang, X. & Zhang, C. Guidebook for fieldtrip in south and north Tianshan foreland basin, Xinjiang Uygur Autonomous Region, China: International Conference on Theory and Application of Fault-Related Folding in Foreland Basins, Beijing, China, 2005
- Heermance, R. V.; Burbank, D. W. & Miao, J. J. Temporal constraints and pulsed Late Cenozoic deformation during the structural disruption of the active Kashi foreland, northwest China, *Tectonics*, 2008, 27, TC6012, doi: 10.1029/2007TC002226
- Heirtzler, J.; Dickson, G.; Herron, E.; Pitman, W. & Le Pichon, X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents, *Journal of Geophysical Research*, Wiley Online Library, 1968, 73, 2119-2136
- Heisinger, B.; Lal, D.; Jull, A. J. T.; Kubik, P.; Ivy-Ochs, S. & Nolte, E. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons, *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 200, 357-369, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00641-6
- Heisinger, B.; Lal, D.; Jull, A. J. T.; Kubik, P.; Ivy-Ochs, S.; Neumaier, S.; Knis, K.; Lazarev, V. & Nolte, E. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons 1. Fast muons, *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 200, 345-355, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00640-4
- Hendrix, M. S.; Dumitru, T. A. & Graham, S. A. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision, *Geology*, 1994, 22, 457-490, doi: 10.1130/0091-7613(1994)0220487:LOEMU1>2.3.CO;2
- Hendrix, M. S.; Graham, S. A.; Carroll, A. R.; Sobel, E. R.; McKnight, C. L.; Schuelein, B. J. & Wang, Z. X. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan basins, northwest China, *Geological Society of America Bulletin*, 1992, 104, 53-79, doi: 10.1130/0016-7606(1992)1040053:SRACIO>2.3.CO;2
- Heubeck, C. Assembly of central Asia during the middle and late Paleozoic, *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 2001, 1-22, doi: 10.1130/0-8137-1194-0.1
- Heubeck, C. Assembly of central Asia during the middle and late Paleozoic, *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 2001, 1-22, doi: 10.1130/0-8137-1194-0.1
- Hidy, A. J.; Gosse, J. C.; Pederson, J. L.; Mattern, J. P. & Finkel, R. C. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2010, 11, Q0AA10, doi: 10.1029/2010GC003084
- Holt, W. E.; Chamot-Rooke, N.; Le Pichon, X.; Haines, A. J.; Shen-Tu, B. & Ren, J. Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rates and Global Positioning System observations, *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105, 19185-19210, doi: 10.1029/2000JB900045
- Huang, B. C.; Piper, J. D. A.; Peng, S. T.; Liu, T.; Li, Z.; Wang, Q. C. & Zhu, R. X. Magnetostratigraphic study of the Kuche Depression, Tarim Basin, and Cenozoic uplift of the Tian Shan Range, Western China, *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 251, 346-364, doi: 10.1016/j.epsl.2006.09.020
- Huang, B. C.; Piper, J. D. A.; Qiao, Q. Q.; Wang, H. L. & Zhang, C. X. Magnetostratigraphic and rock magnetic study of the Neogene upper Yaha section, Kuche Depression (Tarim Basin): Implications to formation of the Xiyu conglomerate formation, NW China, *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115, B01101, doi: 10.1029/2008JB006175
- Huang, W.-L.; ping Yang, X.; Li, A.; Thompson, J. A. & Zhang, L. Climatically controlled formation of river terraces in a tectonically active region along the southern piedmont of the Tian Shan, NW China, *Geomorphology*, 2014, 220, 15 - 29, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.05.024
- Hubert-Ferrari, A.; Suppe, J.; Gonzalez-Mieres, R. & Wang, X. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China), *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, B03S09, doi: 10.1029/2006JB004362
- Hubert-Ferrari, A.; Suppe, J.; Van Der Woerd, J.; Wang, X. & Lu, H. F. Irregular earthquake cycle along the southern Tianshan front, Aksu area, China, *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110, B06402, doi: 10.1029/2003JB002603
- Huntley, D. J.; Godfrey-Smith, D. I. & Thewalt, M. L. Optical dating of sediments, *Nature*, Nature Publishing Group, 1985, 313, 105-107, doi: 10.1038/313105a0
- Jin, Z. J.; Yang, M. H.; Lu, X. X.; Sun, D. S.; Tang, X.; Peng, G. & Lei, G. L. 2008. The tectonics and petroleum system of the Qiulitagh fold and thrust belt, northern Tarim basin, NW China. *Marine and Petroleum Geology*, 25: 767-777
- Jolivet, M.; Barrier, L.; Dominguez, S.; Guerit, L.; Heilbronn, G. & Fu, B. Unbalanced sediment budgets in the catchment alluvial fan system of the Kuitun River (northern Tian Shan, China): Implications for mass-balance estimates, denudation and sedimentation rates in orogenic systems, *Geomorphology*, 2014, 214, 168 - 182, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.01.024
- Jolivet, M.; Dominguez, S.; Charreau, J.; Chen, Y.; Li, Y. & Wang, Q. Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the central Chinese Tian Shan: Reactivated tectonic structures and active deformation, *Tectonics*, 2010, 29, TC6019, doi: 10.1029/2010TC002712

Bibliographic

- Kaplan, M. R.; Strelin, J. A.; Schaefer, J. M.; Denton, G. H.; Finkel, R. C.; Schwartz, R.; Putnam, A. E.; Vandergoes, M. J.; Goehring, B. M. & Travis, S. G. In-situ cosmogenic ^{10}Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: Implications for late-glacial climate chronology, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 2011, 309, 21-32, doi: 10.1016/j.epsl.2011.06.018
- Klein, J.; Giegengack, R.; Middleton, R.; Sharma, P.; Underwood, J. & Weeks, R. Revealing histories of exposure using in situ produced ^{26}Al and ^{10}Be in Libyan desert glass, *Radiocarbon*, 1986, 28, 547-555
- Kohl, C. & Nishiizumi, K. Chemical isolation of quartz for measurement of in situ produced cosmogenic nuclides, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Elsevier, 1992, 56, 3583-3587, doi: 10.1016/0016-7037(92)90401-4
- Korjenkov, A.; Baipakov, K.; Chang, C.; Peshkov, Y. & Savelieva, T. Traces of ancient earthquakes in medieval cities along the Silk Road, northern Tien Shan and Dzhungaria, *Turkish Journal of Earth Sciences*, The Scientific and Technological Research Council of Turkey, 2003, 12, 241-261
- Korschinek, G.; Bergmaier, A.; Faestermann, T.; Gerstmann, U.; Knie, K.; Rugel, G.; Wallner, A.; Dillmann, I.; Dollinger, G.; Von Gostomski, C. L. & others A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Elsevier, 2010, 268, 187-191, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.020
- Lal, D. & Arnold, J. Tracing quartz through the environment, *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, Springer, 1985, 94, 1-5, doi: 10.1007/BF02863403
- Lal, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 1991, 104, 424-439, doi: 10.1016/0012-821X(91)90220-C
- Laurent-Charvet, S.; Charvet, J.; Shu, L. S.; Ma, R. S. & Lu, H. F. Palaeozoic late collisional strike-slip deformations in Tianshan and Altay, Eastern Xinjiang, NW China, *Terra Nova*, 2002, 14, 249-256, doi: 10.1046/j.1365-3121.2002.00417.x
- Lavé, J. & Avouac, J. P. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105, 5735-5770, doi: 10.1029/1999JB900292
- Lavé, J. & Avouac, J. P. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106, 26561-26591, doi: 10.1029/2001JB000359
- Le Dortz, K.; Meyer, B.; Sébrier, M.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Benedetti, L.; Nazari, H. & Foroutan, M. Interpreting scattered in-situ produced cosmogenic nuclide depth-profile data, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2012, 11, 98-115, doi: 10.1016/j.quageo.2012.02.020
- Le Pichon, X. & Heirtzler, J. R. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading, *Journal of Geophysical Research*, Wiley Online Library, 1968, 73, 2101-2117, doi: 10.1029/JB073i006p02101
- Lederer, C.; Shirley, V. S.; Browne, W.; Diariki, J.; Doebler, R. E.; Shihab-Eldin, A. A.; Jardine, L. J.; Tuli, J. K. & Buyrn, A. *Table of isotopes 7th ed*, John Wiley and Sons, New York, 1978, 690
- Lee, W. H.; Wu, F. & Jacobsen, C. A catalog of historical earthquakes in China compiled from recent Chinese publications, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Seismological Society of America, 1976, 66, 2003-2016
- Lei, X. Q.; Chen, Y. P.; Zhao, J. M. & Zhao, J. Y. Modelling of current crustal tectonic deformation in the Chinese Tianshan orogenic belt constrained by GPS observations, *Journal of Geophysics and Engineering*, 2010, 7, 431 - 442, doi: 10.1088/1742-2132/7/4/010
- Li, C.; Guo, Z. & Dupont-Nivet, G. Late Cenozoic tectonic deformation across the northern foreland of the Chinese Tian Shan, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 42, 1066 - 1073, doi: 10.1016/j.jseas.2010.08.009
- Li, C.; Dupont-Nivet, G. & Guo, Z. Magnetostratigraphy of the Northern Tian Shan foreland, Taxi He section, China, *Basin Research*, Wiley Online Library, 2011, 23, 101-117, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00475.x
- Li, S. Q.; Wang, X. & Suppe, J. Compressional salt tectonics and synkinematic strata of the western Kuqa foreland basin, southern Tian Shan, China, *Basin Research*, 2012, 24, 475 - 497, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00531.x
- Li, T.; Chen, J.; Thompson, J. A.; Burbank, D. W. & Xiao, W. Equivalency of geologic and geodetic rates in contractional orogens: New insights from the Pamir Frontal Thrust, *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, 2012, 39, L15305, doi: 10.1029/2012GL051782
- Lifton, N.; Sato, T. & Dunai, T. J. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes, *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 386, 149 - 160, doi: 10.1016/j.epsl.2013.10.052
- Lin, W.; Chu, Y.; Ji, W.; Zhang, Z.; Shi, Y.; Wang, Z.; Li, Z. & Wang, Q. Geochronological and geochemical constraints for a middle Paleozoic continental arc on the northern margin of the Tarim block: Implications for the Paleozoic tectonic evolution of the South Chinese Tianshan, *Lithosphere*, 2013, 5, 355-381, doi: 10.1130/L231.1
- Lu, H.F.; S.L. Wang & Jia, C. The Mechanism of the Southern Junggar Cenozoic Thrusts, *Earth Science Frontiers*, 2007, 14(4), 168-174, doi: 10.1016/S1872-5791(07)60032-3
- Lu, D.; Li, Q.; Gao, R.; Li, Y.; Li, D.; Liu, W. & Zhang, Z. A deep seismic sounding profile across the Tianshan Mountains, *Chinese Science Bulletin*, Springer, 2000, 45, 2100-2107, doi: 10.1007/BF03183536

Bibliographie

- Lu, H.; Burbank, D. W.; Li, Y. & Liu, Y. Late Cenozoic structural and stratigraphic evolution of the northern Chinese Tian Shan foreland, Basin Research, Wiley Online Library, 2010a, 22, 249-269, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00412.x
- Lu, H. H.; Burbank, D. & Li, Y. L. Alluvial sequence in the north piedmont of the Chinese Tian Shan over the past 550 kyr and its relationship to climate change, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010b, 285, 343 - 353, doi: 10.1016/j.palaeo.2009.11.031
- Lu, H.; Zhang, T.; Zhao, J.; Si, S.; Wang, H.; Chen, S.; Zheng, X. & Li, Y. Late Quaternary alluvial sequence and uplift-driven incision of the Urumqi River in the north front of the Tian Shan, northwestern China, Geomorphology, 2014, 219, 141 - 151, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.05.001
- Lupker, M.; Blard, P.; Lavé, J.; France-Lanord, C.; Leanni, L.; Puchol, N.; Charreau, J. & Bourlès, D. 10Be-derived Himalayan denudation rates and sediment budgets in the Ganga basin, Earth and Planetary Science Letters, 2012, 333-334, 146-156, doi: 10.1016/j.epsl.2012.04.020
- Lupker, M.; Hippe, K.; Wacker, L.; Kober, F.; Maden, C.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Romani, J. V. & Wieler, R. Depth-dependence of the production rate of in situ 14 C in quartz from the Leymon High core, Spain, Quaternary Geochronology, Elsevier, 2015, 28, 80-87, doi: 10.1016/j.quageo.2015.04.004
- Malavieille, J. Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies, GSA Today, 2010, 20, 4-10, doi: 10.1130/GSATG48A.1
- Martin, L.; Blard, P.-H.; Lavé, J.; Braucher, R.; Lupker, M.; Condom, T.; Charreau, J.; Mariotti, V.; Davy, E.; Team, A. & others In situ cosmogenic 10 Be production rate in the High Tropical Andes, Quaternary Geochronology, Elsevier, 2015, 30, 54-68, doi: 10.1016/j.quageo.2015.06.012
- Métivier, F., and Gaudemer, Y., 1997. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics and topography. Geophysical Journal International, 128, 1-17.
- Miller, G. H.; Briner, J. P.; Lifton, N. A. & Finkel, R. C. Limited ice-sheet erosion and complex exposure histories derived from in situ cosmogenic 10 Be, 26 Al, and 14 C on Baffin Island, Arctic Canada, Quaternary Geochronology, Elsevier, 2006, 1, 74-85, doi: 10.1016/j.quageo.2006.06.011
- Molliex, S.; Siame, L. L.; Bourlès, D. L.; Bellier, O.; Braucher, R. & Clauzon, G. Quaternary evolution of a large alluvial fan in a periglacial setting (Crau Plain, SE France) constrained by terrestrial cosmogenic nuclide (10Be), Geomorphology, Elsevier, 2013, 195, 45-52, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.04.025
- Molnar, P. & Tapponnier, P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision, Science, 1975, 189, 419-426, doi: 10.1126/science.189.4201.419
- Molnar, P.; Brown, E. T.; Burchfiel, B. C.; Deng, Q. D.; Feng, X. Y.; Li, J.; Raisbeck, G. M.; Shi, J. B.; Wu, Z. M.; Yiou, F. & You, H. C. Quaternary Climate Change and the Formation of River Terraces across Growing Anticlines on the North Flank of the Tien Shan, China, The Journal of Geology, 1994, 102, 583-602, doi: 10.1086/629700
- Molnar, P. & Ghose, S. Seismic Moments of Major Earthquakes and the Rate of Shortening across the Tien Shan, Geophysical Research Letters, 2000, 27, 2377-2380, doi: 10.1029/2000GL011637
- Molnar, P. & Stock, J. M. Slowing of India's convergence with Eurasia since 20 Ma and its implications for Tibetan mantle dynamics, Tectonics, Wiley Online Library, 2009, 28, doi: 10.1029/2008TC002271
- Najman, Y.; Appel, E.; Boudagher-Fadel, M.; Bown, P.; Carter, A.; Garzanti, E.; Godin, L.; Han, J.; Liebke, U.; Oliver, G. & others Timing of India-Asia collision: Geological, biostratigraphic, and palaeomagnetic constraints, Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978--2012), Wiley Online Library, 2010, 115, doi: 10.1029/2010JB007673
- Nelson, M. R.; McCaffrey, R. & Molnar, P. Source Parameters for 11 earthquakes in the Tien Shan, Central Asia, Determined by P and SH Waveform inversion, Journal of Geophysical Research, 1987, 92, 12629-12648, doi: 10.1029/JB092iB12p12629
- Nemcok, M.; Mora, A. & Cosgrove, J. Thick-skin-dominated orogens; from initial inversion to full accretion: an introduction, Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion, Geological Society of London, 2013, 377, 1, doi: 10.1144/SP377.17
- Nishiizumi, K. Preparation of 26 Al AMS standards, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, Elsevier, 2004, 223, 388-392, doi: 10.1016/j.nimb.2004.04.075
- Nishiizumi, K.; Imamura, M.; Caffee, M. W.; Southon, J. R.; Finkel, R. C. & McAninch, J. Absolute calibration of 10 Be AMS standards, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, Elsevier, 2007, 258, 403-413, doi: 10.1016/j.nimb.2007.01.297
- Nishiizumi, K.; Kohl, C.; Arnold, J.; Dorn, R.; Klein, I.; Fink, D.; Middleton, R. & Lal, D. Role of in situ cosmogenic nuclides 10Be and 26Al in the study of diverse geomorphic processes, Earth Surface Processes and Landforms, Wiley Online Library, 1993, 18, 407-425, doi: 10.1002/esp.3290180504
- Nishiizumi, K.; Lal, D.; Klein, J.; Middleton, R. & Arnold, J. Production of 10Be and 26Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates, Nature, 1986, 319, 134-136, doi: 10.1038/319134a0

Bibliographie

- Nishiizumi, K.; Winterer, E.; Kohl, C.; Klein, J.; Middleton, R.; Lal, D. & Arnold, J. Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 1989, 94, 17907-17915, doi: 10.1029/JB094iB12p17907
- Patriat, P. & Achache, J. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates, *Nature*, 1984, 311, 615-621, doi: 10.1038/311615a0
- Peltzer, G. & Tapponnier, P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: An experimental approach, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978--2012), Wiley Online Library, 1988, 93, 15085-15117, doi: 10.1029/JB093iB12p15085
- Poblet, J.; Muñoz, J. A.; Travé, A. & Serra-Kiel, J. Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: Application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain), *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, 1998, 110, 111-125, doi: 10.1130/0016-7606(1998)1100111:QTKODF>2.3.CO;2
- Poisson, B. & Avouac, J. P. Holocene Hydrological Changes Inferred from Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China), *The Journal of Geology*, 2004, 112, 231-249, doi: 10.1086/381659
- Poisson, B. Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont. Exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène., Université de Paris XI, 2002
- Poupinet, G.; Avouac, J. P.; Jiang, M.; Wei, S.; Kissling, E.; Herquel, G.; Guilbert, J.; Paul, A.; Wittlinger, G.; Su, H. & Thomas, J. C. Intracontinental subduction and Palaeozoic inheritance of the lithosphere suggested by a teleseismic experiment across the Chinese Tien Shan, *Terra Nova*, 2002, 14, 18-24, doi: 10.1046/j.1365-3121.2002.00391.x
- Powell, C. F.; Perkins, D. H. & Fowler, P. H. The study of elementary particles by the photographic method, Pergamon, 1959, 669
- Puchol, N. Détermination des paléo-taux d'érosion par l'utilisation des isotopes cosmogéniques. Cas de la transition Pliocène-Pleistocène, Université de Lorraine, 2013
- Puchol, N.; Lavé, J.; Lupker, M.; Blard, P.-H.; Gallo, F. & France-Lanord, C. Grain-size dependent concentration of cosmogenic ^{10}Be and erosion dynamics in a landslide-dominated Himalayan watershed, *Geomorphology*, 2014, 224, 55 - 68, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.06.019
- Putnam, A.; Schaefer, J.; Barrell, D.; Vandergoes, M.; Denton, G.; Kaplan, M.; Finkel, R.; Schwartz, R.; Goehring, B. & Kelley, S. In situ cosmogenic ^{10}Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand, *Quaternary Geochronology*, Elsevier, 2010, 5, 392-409, doi: 10.1016/j.quageo.2009.12.001
- Reigber, C.; Michel, G. W.; Gala, R.; Angermann, D.; Klotz, J.; Chen, J. Y.; Papschev, A.; Arslanov, R.; Tzurkov, V. E. & Ishanov, M. C. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia, *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 191, 157-165, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00414-9
- Repka, J. L.; Anderson, R. S. & Finkel, R. C. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 1997, 152, 59-73, doi: 10.1016/S0012-821X(97)00149-0
- Replumaz, A. & Tapponnier, P. Reconstruction of the deformed collision zone Between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks, *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108, 2285, doi: 10.1029/2001JB000661
- Rhodes, E. J. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Annual Reviews, 2011, 39, 461-488, doi: 10.1146/annurev-earth-040610-133425
- Ritz, J. F.; Vassallo, R.; Braucher, R.; Brown, E. T.; Carretier, S. & Bourlès, D. L. Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia), *Geological Society of America Special Paper*, 2006, 415, 87-110, doi: 10.1130/2006.2415(06)
- Rodés, A.; Pallás, R.; Braucher, R.; Moreno, X.; Masana, E. & Bourlès, D. Effect of density uncertainties in cosmogenic ^{10}Be depth-profiles: Dating a cemented Pleistocene alluvial fan (Carboneras Fault, SE Iberia), *Quaternary Geochronology*, 2011, 6, 186-194, doi: 10.1016/j.quageo.2010.10.004
- Scharer, K. M.; Burbank, D. W.; Chen, J. & Weldon, R. J. Kinematic models of fluvial terraces over active detachment folds: Constraints on the growth mechanism of the Kashi-Atushi fold system, Chinese Tian Shan, *Geological Society of America Bulletin*, 2006, 118, 1006-1021, doi: 10.1130/B25835.1
- Scharer, K. M.; Burbank, D. W.; Chen, J.; Weldon, R. J.; Rubin, C.; Zhao, R. & Shen, J. Detachment folding in the Southwestern Tian Shan-Tarim foreland, China: shortening estimates and rates, *Journal of Structural Geology*, 2004, 26, 2119-2137, doi: 10.1016/j.jsg.2004.02.016
- Scherler, D.; Munack, H.; Mey, J.; Eugster, P.; Wittmann, H.; Codilean, A. T.; Kubik, P. & Strecker, M. R. Ice dams, outburst floods, and glacial incision at the western margin of the Tibetan Plateau: A > 100 ky chronology from the Shyok Valley, Karakoram, *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, 2014, 126, 738-758, doi: 10.1130/B30942.1
- Scotese, C. R. Paleogeographic Atlas: PALEOMAP progress report 90-0497, PALEOMAP Project, University of Texas, 1997

Bibliographic

- Selander, J.; Oskin, M.; Ormukov, C. & Abdrakhmatov, K. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts: Example of the Kungey and Zailiskey ranges, northern Tian Shan, *Tectonics*, Wiley Online Library, 2012, 31, TC4026, doi: 10.1029/2011TC003002
- Şengör, A.; Natal'in, B. & Burtman, V. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia, *Nature*, 1993, 364, 299-307, doi: 10.1038/364299a0
- Shen, J.; Wang, Y. & Li, Y. Characteristics of the Late Quaternary right-lateral strike-slip movement of Bolokenu-Aqikekuduk fault in northern Tianshan Mountains, NW China, *Geoscience Frontiers*, Elsevier, 2011, 2, 519-527, doi: 10.1016/j.gsf.2011.05.004
- Siame, L.; Bellier, O.; Braucher, R.; Sébrier, M.; Cushing, M.; Bourlès, D.; Hamelin, B.; Baroux, E.; de Voogd, B.; Raisbeck, G. & Yiou, F. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France), *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 220, 345-364, doi: 10.1016/S0012-821X(04)00061-5
- Siame, L.; F., C. R.; Derrieux, F.; Lee, J. C.; Chang, K. J.; Bourlès, D.; Braucher, R.; Léanni, L.; Kang, C. C.; Chang, C. P. & Chu, H. T. Pleistocene alluvial deposits dating along frontal thrust of Changhua Fault in western Taiwan: The cosmic ray exposure point of view, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 51, 1 - 20, doi: 10.1016/j.jseas.2012.02.002
- Simoës, M.; Avouac, J.-P.; Chen, Y.-G.; Singhvi, A.K.; Wang, C.-Y.; Jaiswal, M.; Chan, Y.-C. & Bernard, S. 2007. Kinematic analysis of the Pakuashan fault tip fold, west central Taiwan: Shortening rate and age of folding inception. *Journal of Geophysical Research*, 112(B03S14), doi: 10.1029/2005JB004198
- Sobel, E. R., and Dumitru, T. A. 1997. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *Journal of Geophysical Research*, 102, 5043-5063.
- Stockmeyer, J. M.; Shaw, J. H. & Guan, S. Seismic Hazards of Multisegment Thrust-Fault Ruptures: Insights from the 1906 Mw 7.4--8.2 Manas, China, Earthquake, *Seismological Research Letters*, Seismological Society of America, 2014, 85, 801-808, doi: 10.1785/0220140026
- Stone, J. O. Air pressure and cosmogenic isotope production, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2000, 105, 23753-23759, doi: 10.1029/2000JB900181
- Sun, J. M.; Li, Y.; Zhang, Z. Q. & Fu, B. H. Magnetostratigraphic data on Neogene growth folding in the foreland basin of the southern Tianshan Mountains, *Geology*, 2009, 37, 1051-1054, doi: 10.1130/G30278A.1
- Sun, Z.; Feng, X.; Li, D.; Yang, F.; Qu, Y. & Wang, H. Cenozoic Ostracoda and palaeoenvironments of the northeastern Tarim Basin, western China, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, 1999, 148, 37-50, doi: 10.1016/S0031-0182(98)00174-6
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283: 648-721
- Suppe, J., Chou, G.T. & Hook, S.C. 1992. Rate of folding and faulting determined from growth strata, in *Thrust Tectonics*, edited by K. McClay, pp. 105-122, CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Suppe, J.; Chou, G. T. & Hook, S. C. Rates of folding and faulting determined from growth strata, K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics*: London, Chapman & Hall, 1992, ???, 105-121, doi: 10.1007/978-94-011-3066-0_9
- Suppe, J.; Sabat, F.; Muñoz, J. A.; Poblet, J.; Roca, E. & Vergés, J. Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees, *Journal of Structural Geology*, 1997, 19, 443-461, doi: 10.1016/S0191-8141(96)00103-4
- Tapponnier, P. & Molnar, P. Active Faulting and Cenozoic Tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions, *Journal of Geophysical Research*, 1979, 84, 3425-3459, doi: 10.1029/JB084iB07p03425
- Tapponnier, P., and Molnar, P. 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and the Baykal regions. *Journal of Geophysical Research*, 84, 3425-59.
- Tapponnier, P.; Peltzer, G. & Armijo, R. On the mechanics of the collision between India and Asia, *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, 1986, 19, 113-157, doi: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.07
- Tapponnier, P.; Peltzer, G.; Le Dain, A. Y.; Armijo, R. & Cobbold, P. R. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, 1982, 10, 611-616, doi: 10.1130/0091-7613(1982)10611:PETIAN>2.0.CO;2
- Tapponnier, P.; Zhiqin, Z.; Roger, F.; Meyer, B.; Arnaud, N.; Wittlinger, G. & Jingsui, Y. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau, *Science*, 2001, 294, 1671-1677, doi: 10.1126/science.105978
- Thompson, S. C.; Weldon, R. J.; Rubin, C. M.; Abdrakhmatov, K.; Molnar, P. & Berger, W. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia, *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107, 2203, doi: 10.1029/2001JB000596
- Tian, X.; Zhao, D. P.; Zhang, H. S.; Tian, Y. & Zhang, Z. J. Mantle transition zone topography and structure beneath the central Tien Shan orogenic belt, *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115, B10308, doi: 10.1029/2008JB006229
- Uppala, S. M.; Kållberg, P.; Simmons, A.; Andrae, U.; Bechtold, V.; Fiorino, M.; Gibson, J.; Haseler, J.; Hernandez, A.; Kelly, G. & others The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, 2005, 131, 2961-3012, doi: 10.1256/qj.04.176

Bibliographic

- Van Hinsbergen, D. J.; Lippert, P. C.; Dupont-Nivet, G.; McQuarrie, N.; Doubrovine, P. V.; Spakman, W. & Torsvik, T. H. Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia, *Proceedings of the National Academy of Sciences, National Acad Sciences*, 2012, 109, 7659-7664, doi: 10.1073/pnas.1117262109
- Vanderhaeghe, O.; Medvedev, S.; Fullsack, P.; Beaumont, C. & Jamieson, R. A. Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal--mechanical models overlying subducting mantle lithosphere, *Geophysical Journal International*, Oxford University Press, 2003, 153, 27-51, doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01861.x
- Vassallo, R.; Jolivet, M.; Ritz, J.-F.; Braucher, R.; Larroque, C.; Sue, C.; Todbileg, M. & Javkhlanbold, D. Uplift age and rates of the Gurban Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis, *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 2007, 259, 333-346, doi: 10.1016/j.epsl.2007.04.047
- Vergés, J. Drainage responses to oblique and lateral thrust ramps: a review, *Special Publication-International Association Of Sedimentologists*, 2007, 38, 29-48, doi: 10.1002/9781444304411.ch3
- Vinnik, L. P.; Reigber, C.; Aleshin, I. M.; Kosarev, G. L.; Kaban, M. K.; Oreshin, S. I. & Roecker, S. Receiver function tomography of the central Tien Shan, *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 225, 131-146, doi: 10.1016/j.epsl.2004.05.039
- Wang, Q.; P. Z. Zhang; J. T. Freymueller; R. Bilham; K. M. Larson; X. Lai; X. You; Z. Niu; J. Wu; Y. Li; J. Liu; Z. Yang & Chen, Q. Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements, *Science*, 2001, 294, 574-577, doi: 10.1126/science.1063647
- Wang, C. Y.; Yang, Z. E.; Luo, H. & Mooney, W. D. Crustal structure of the northern margin of the eastern Tien Shan, China, and its tectonic implications for the 1906 M~7.7 Manas earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 223, 187-202, doi: 10.1016/j.epsl.2004.04.015
- Wang, B.; Chen, Y.; Zhan, S.; Shu, L. S.; Faure, M.; Cluzel, D.; Charvet, J. & Laurent-Charvet, S. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of the Chinese Tianshan Belt, *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 263, 288-308, doi: 10.1016/j.epsl.2007.08.037
- Wang, B.; Faure, M.; Shu, L. S.; Cluzel, D.; Charvet, J.; De Jong, K. & Chen, Y. Paleozoic tectonic evolution of the Yili Block, western Chinese Tianshan, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2008, 179, 483-490, doi: 10.2113/gssgfbull.179.5.483
- Wang, X.; Suppe, J.; Guan, S. W.; Hubert-Ferrari, A.; Gonzalez-Mieres, R. & Jia, C. Z. Cenozoic Structure and Tectonic Evolution of the Kuqa Fold Belt, Southern Tianshan, China, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 2009, 94, 1-29, doi: 10.1306/13251339M94389
- Wang, W.; Yang, S.; Tan, K.; Zhao, B.; Huang, Y.; Zhang, C. & D.J., W. Present Crustal shortening rate of Tianshan mountain with GPS Data, *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 2014, 34, 59-63
- Wartes, M. A.; Carroll, A. R. & Greene, T. J. Permian sedimentary record of the Turpan-Hami basin and adjacent regions, northwest China: Constraints on postamalgamation tectonic evolution, *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, 2002, 114, 131-152, doi: 10.1130/0016-7606(2002)1140131
- Wickham, J. Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost Hills, California (USA), *Journal of Structural Geology*, Elsevier, 1995, 17, 1293-1302, doi: 10.1016/0191-8141(95)00029-D
- Wilhem, C.; Windley, B. F. & Stampfli, G. M. The Altaids of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review, *Earth-Science Reviews*, Elsevier, 2012, 113, 303-341, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.04.001
- Willett, S. D. & Brandon, M. T. On steady states in mountain belts, *Geology*, Geological Society of America, 2002, 30, 175-178, doi: 10.1130/0091-7613(2002)0300175
- Windley, B. F.; Alexeiev, D.; Xiao, W.; Kröner, A. & Badarch, G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt, *Journal of the Geological Society, Geological Society of London*, 2007, 164, 31-47, doi: 10.1144/0016-76492006-022
- Windley, B. F.; Allen, M. B.; Zhang, C.; Zhao, Z. Y. & Wang, G. R. Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia, *Geology*, 1990, 18, 128-131, doi: 10.1130/0091-7613(1990)0180128:PAACRO>2.3.CO;2
- Xia, L. Q.; Xu, X. Y.; Xia, Z. C.; Li, X. M.; Ma, Z. P. & Wang, L. S. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China, *Geological Society of America Bulletin*, 2004, 116, 419-433, doi: 10.1130/B25243.1
- Xiao, W.; Windley, B. F.; Allen, M. B. & Han, C. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage, *Gondwana Research*, Elsevier, 2013, 23, 1316-1341, doi: 10.1016/j.gr.2012.01.012
- Xu, Q.-Q.; Ji, J.-Q.; Zhao, L.; Gong, J.-F.; Zhou, J.; He, G.-Q.; Zhong, D.-L.; Wang, J.-D. & Griffiths, L. Tectonic evolution and continental crust growth of Northern Xinjiang in northwestern China: Remnant ocean model, *Earth-Science Reviews*, 2013, 126, 178 - 205, doi: 10.1016/j.earscirev.2013.08.005
- Yang, M. H.; Jin, Z. J.; Lu, X. X.; Sun, D. S.; Tang, X.; Peng, G. X. & Lei, G. L. Structural Evolution of the Eastern Qiulitagh Fold and Thrust Belt, Northern Tarim Basin, China, *Acta Geologica Sinica*, 2009, 83, 347-358, doi: 10.1111/j.1755-6724.2009.00027.x

- Yang, Q. & Cui, C. Impact of climate change on the surface water of Kaidu River Basin, *Journal of Geographical Sciences*, Springer, 2005, 15, 20-28, doi: 10.1007/BF02873103.
- Yang, S. M.; Li, J. & Wang, Q. The deformation pattern and fault rate in the Tianshan Mountains inferred from GPS observations, *Science in China Serie D Earth Sciences*, 2008, 51, 1064-1080, doi: 10.1007/s11430-008-0090-8
- Yin, A.; Nie, S.; Craig, P.; Harrison, T. M.; Ryerson, F. J.; Qian, X. L. & Yang, G. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan, *Tectonics*, 1998, 17, 1-27, doi: 10.1029/97TC03140
- Yin, A.; Nie, S.; Craig, P.; Harrison, T. M.; Ryerson, F. J.; Qian, X. L. & Yang, G. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan, *Tectonics*, 1998, 17, 1-27, doi: 10.1029/97TC03140
- Yu, S.; Chen, W.; Evans, N. J.; McInnes, B. I.; Yin, J.; Sun, J.; Li, J. & Zhang, B. Cenozoic uplift, exhumation and deformation in the north Kuqa Depression, China as constrained by (U-Th)/He thermochronometry, *Tectonophysics*, 2014, 630, 166 - 182, doi: 10.1016/j.tecto.2014.05.021
- Yu, F.; Li, X.; Li, D.; Feng, Z. & Li, X. Simulation for the controlling factors of structural deformation in the southern margin of the Junggar Basin, *Acta Geologica Sinica-English Edition*, Wiley Online Library, 2012, 86, 842-853, doi: 10.1111/j.1755-6724.2012.00710.x
- Yuan, Q.; Zhang, Z.; Wu, C. & Zhaojie, G. Age and Provenance of Loess deposits on the Northern Flank of Tianshan Mountain, *Acta Geologica Sinica - English Edition*, Blackwell Publishing Ltd, 2009, 83, 648-654, doi: 10.1111/j.1755-6724.2009.00059.x
- Zhang, T.; Fang, X.; Song, C.; Appel, E. & Wang, Y. Cenozoic tectonic deformation and uplift of the South Tian Shan: Implications from magnetostratigraphy and balanced cross-section restoration of the Kuqa depression, *Tectonophysics*, 2014, 628, 172 - 187, doi: 10.1016/j.tecto.2014.04.044
- Zhang, P.; Deng, Q. & Xu, X. Blind Thrust, Folding Earthquake, and the 1906 Manas Earthquake, Xinjing., *Seismology and Geology*, Chinese Science Abstracts Series B, 1994, 16, 193-204
- Zhao, J. M.; Liu, G. D.; Lu, Z. X.; Zhang, X. K. & Zhao, G. Z. Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin, *Tectonophysics*, 2003, 376, 199-239, doi: 10.1016/j.tecto.2003.07.001
- Zhu, W.; Shu, L.; Sun, Y.; Wang, F.; Zhao, Z.; Pushparani, D. E. & Verma, S. P. Mesozoic-Cenozoic Deformation of the Central Structure Belt in the Turpan-Hami Basin, Northwest China: Tectonic Evolution of an Intracontinental Basin, Central Asia, *International Geology Review*, Taylor & Francis, 2006, 48, 271-285, doi: 10.2747/0020-6814.48.3.271
- Zubovich, A. V.; Wang, X. Q.; Scherba, Y. G.; Schelochkov, G.; Reilinger, R. E.; Reigber, C.; Mosienko, O. I.; Molnar, P.; Michajljow, W.; Makarov, V.; Li, J.; Kuzikov, S. I.; Herring, T. A.; Hamburger, M. W.; Hager, B. H.; Dang, Y. M.; Bragin, V. D. & Beisenbaev, R. T. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions, *Tectonics*, 2010, 29, TC6014, doi: 10.1029/2010TC002772

Annexe I Protocole Expérimental

Prélèvement des échantillons

Afin d'effectuer des mesures d'isotopes cosmogéniques sur des surfaces alluviales abandonnées il faut prélever des échantillons du matériau qui constitue ces surfaces. Pour cela il y a plusieurs choses auxquelles il faut penser lors du prélèvement et en amont de celui-ci. Tout d'abord, chose que nous n'avons pas faite lors de la campagne de terrain de 2012, mais qui me semble désormais plutôt importante, il faut prévoir un moyen de mesurer la densité des matériaux sur place. En effet, la densité est un facteur sensible lors du calcul de profil en profondeur (*e.g.* Rodés *et al.*, 2011), et sa mesure doit, si possible, être effectuée sur le terrain. Malheureusement, les terrasses et cônes alluviaux sont très hétérogènes ce qui rend cette mesure assez compliquée. Une méthode pourrait être de creuser un trou dans l'affleurement, de peser le volume que l'on sort sur place, et, en ayant pris des séries de photos avant et après le creusement du trou : de reconstituer un volume en 3D grâce aux photos. N'ayant pas effectué cela lors de la campagne de prélèvement je me suis appuyé sur les photographies d'affleurement pour estimer *a posteriori* les ratios entre galets et sables, et en leur associant des densités j'ai calculé une densité moyenne (voir Chapitre V.2).

Pour des mesures précises du ratio isotopique, il faut pouvoir récupérer un nombre conséquent d'atomes de ^{10}Be ou ^{26}Al , ce qui veut dire que pour des surfaces jeunes, ou lorsqu'on va prélever des échantillons en profondeur, ou bien encore lorsque l'on prélève pour des âges d'enfouissement, il faut prendre des masses de sédiments importantes (plus d'un kilogramme, et plus encore si le sédiment n'est pas riche en quartz).

L'action des rayonnements cosmiques étant continu il faut aussi trouver, ou créer, des affleurements récents, et ce surtout pour les échantillons profonds. En effet, si un échantillon situé par exemple à quatre mètres de profondeur lors du dépôt se retrouve par le jeu de l'érosion dans une zone de talus où il n'est plus qu'à 50 centimètres de profondeur, il faut être sûr qu'il n'est arrivé là que très récemment, sinon, il y aura accumulé une quantité non négligeable d'isotopes cosmogéniques qui vont le faire paraître plus âgé qu'il ne l'est en réalité. Dans notre cas, l'industrialisation croissante de la Chine nous a profité du fait que les surfaces qui nous intéressent sont souvent exploitées, notamment en de nombreuses carrières de gravas. Lorsque ce n'était pas le cas, il nous est arrivé de creuser dans des risers (bords) de terrasses ou dans des ravines d'érosion. Les seuls prélèvements pour âges d'enfouissement faits lors de ma thèse sont ceux en $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ le long de la rivière Kuqa (piémont Sud) où les échantillons ont été prélevés sous des falaises verticales en érosion d'environ 60 mètres de haut et ceux en $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$ prélevés le long de la rivière Jingou (piémont Nord) dans des terrasses d'environ dix mille ans en creusant dans des bords de terrasses.

Pour les mesures de profils en profondeur, il est évidemment important de mesurer précisément la profondeur de chaque échantillon par rapport à la surface, mais il est aussi important de mesurer l'épaisseur sur laquelle chaque échantillon est prélevé. Plus cette épaisseur est fine mieux c'est. La mesure par rapport à la surface doit être effectuée avec précaution, et doit, autant que faire se peut, se rapporter à l'ensemble de la surface. En effet, il faut être prudent puisque généralement la zone de prélèvement est choisie en bord de riser ou de ravine, c'est-à-dire à un endroit où il y a un appel au vide, et la surface peut ainsi être légèrement érodée. Il faut donc évaluer le zéro de référence par rapport à l'ensemble de la surface.

Lorsque l'on prélève des galets pour un amalgame il faut prélever un minimum de 30 galets de tailles similaires pour approcher d'un mélange représentatif (*e.g.* Anderson *et al.*, 1996; Repka *et al.*, 1997; Hancock *et al.*, 1999).

Protocole expérimental

Le protocole présenté ici est celui désormais employé au CRPG. Il est essentiellement basé sur celui du CEREGE (Aix-en-Provence). Je présente ci-dessous les principales étapes et leurs utilités, le détail des manipulations de la partie d'extraction chimique est présenté dans un document disponible au CRPG. Le but de ce protocole est d'extraire le béryllium et l'aluminium de quartz afin de pouvoir en mesurer les ratios isotopiques dans un AMS (Accelerator Mass Spectrometer). Pour cela on débute à partir d'échantillons naturels (sables ou galets), dont on extrait et purifie les quartz. Puis on sépare chimiquement le béryllium et l'aluminium des autres éléments afin d'éviter les interférences dans l'AMS.

Broyage

Tous les échantillons ont été systématiquement broyés à la broyeuse à rouleau. Les échantillons de surface devaient naturellement l'être puisqu'ils se composaient de galets (quartzites, granites, etc.). Cependant j'ai aussi été obligé de broyer les échantillons de profondeur, qui, pour la grande majorité étaient des mélanges de sables et graviers. Lors du passage de mes premiers échantillons je n'ai d'abord que tamisé les échantillons constitués de sables et graviers, puis procédé à la chimie, mais il est vite ressortit que cela n'extrayait pas suffisamment de quartz d'un certain nombre d'échantillons pour continuer la chimie. J'ai donc broyé les fractions grossières pour ces premiers échantillons afin de les rajouter aux quartz des fractions fines et j'ai par la suite broyé systématiquement les sables et les graviers. Cela, tout en excluant les galets ($\varnothing > 2$ cm) et en évitant d'ajouter les graviers de quartzite qui auraient eu une influence relative trop importante. Je suis conscient que cela peut potentiellement poser problème du fait que les concentrations en isotopes cosmogéniques peuvent être grano-dépendantes et donc, que plus on travaille sur une large gamme de taille de grains plus on prend le risque que des grano-classements différents d'un échantillon à l'autre puissent perturber le résultat. Cependant les grano-classements initiaux étaient pour l'ensemble visuellement homogènes pour un même profil, et les résultats qui découlent de ces analyses sont cohérents et montrent même, dans la grande majorité des profils en profondeur, des décroissances exponentielles bien définies, qui concordent bien avec la théorie physique.

Tamisage

Le tamisage a d'abord été effectué à l'eau sur environ le premier tiers des échantillons, puis pour un gain de temps, à sec sur les autres échantillons. Dans tout les cas la fraction récupérée se situe entre 200 ou 250 et 800 ou 850 μm . Le but de ce tamisage est multiple : une fraction fine est nécessaire pour éviter d'avoir trop de grains composés de plusieurs types de minéraux. Des grains monominéraux sont plus simples à séparer puis à purifier. Une fraction fine permet aussi d'augmenter la surface totale de quartz en contact avec les acides. Ce qui permet donc de purifier plus rapidement. Cependant il est aussi important d'éliminer les argiles qui ne nous intéressent pas en ôtant les fractions les plus fines. Et enfin, il est important d'avoir des grains de taille similaire et pas trop fins lors de la purification des quartz. En effet, on va attaquer plusieurs fois les grains de quartz à l'acide fluorhydrique (HF) pour ôter la périphérie des grains. Et s'il y a des grains trop fins, ils seront consommés préférentiellement par l'HF. Ce qui pose deux problèmes : on consomme de l'HF inutilement et les grains que l'on conserve ne sont pas bien purifiés.

Tri magnétique

Afin de faire un premier tri dans les minéraux, l'échantillon est passé dans une machine de tri magnétique. En l'occurrence j'ai utilisé dans la très grande majorité des cas un séparateur magnétique à rouleau (appartenant au STEVAL : STation Expérimentale de VALorisation des matières premières et des substances résiduelles, auquel on m'a généreusement laissé l'accès de nombreuses fois) et pour certains échantillons de faible masse un Frantz (appartenant au CRPG). Cette étape permet d'éliminer une bonne partie des minéraux ferromagnésiens qui peuvent constituer 2/3 de l'échantillon. C'est donc une étape de séparation physique qui permet d'économiser énormément de temps et de quantité d'acides.

Attaques H_2SiF_6/HCl

Les échantillons sont ensuite placés dans des bouteilles plastique (Nalgenes[®]). Lorsque les échantillons ont été tamisés à sec on les rince plusieurs fois, jusqu'à ce que l'eau de rinçage ressorte claire afin d'éliminer les particules fines (argiles). Ensuite on ajoute un mélange constitué d'1/3 d'acide chlorhydrique (37%) et de 2/3 d'acide hexafluorosilicique (33,5-35%). Cette étape permet de dissoudre une grande partie des minéraux autres que le quartz (notamment les silicates et les carbonates). Il faut généralement entre 4 et 10 attaques, avec un renouvellement du mélange acide toute les 24 à 48 h pour commencer à obtenir un quartz propre. Les échantillons sont ensuite rincés puis séchés à l'étuve.

Liqueurs denses (optionnel)

Si les échantillons contiennent encore des minéraux autres que du quartz un tri par densité peut être effectué. Le principe est de plonger l'échantillon dans un liquide de forte densité (bromoforme ou polytungstate) et de récupérer la partie surnageant ou la partie coulée.

Attaques HNO_3/HF dilués

Afin d'ôter d'éventuelles muscovites et feldspaths et d'optimiser la purification des quartz j'ai systématiquement effectué trois étapes d'attaques HNO_3/HF dilués (Kohl et Nishiizumi 1992). Pour cela, j'ai préparé des mélanges constitués d'eau distillée, d' HF 1% et d' HNO_3 1%. Ensuite les échantillons sont transvasés dans des Nalgenes[®] neufs et plus grands dans lesquels le mélange est ajouté. Les Nalgenes[®] sont ensuite plongés dans un bac à ultrason chauffé à 70°C pendant 6 à 7 heures, puis sortis et rincés. Cette étape est effectuée trois fois en tout.

Picking (optionnel)

S'il reste encore des minéraux étrangers dans les quartz, on peut aussi simplement les retirer à la main (à l'aide d'une pince à épiler).

Purification du quartz (HF)

La dernière étape de purification consiste à dissoudre 30% de la masse des quartz, ce qui va retirer les zones périphériques et les zones abîmées, afin d'ôter le ^{10}Be atmosphérique qui pourrait encore être adsorbé sur les grains. Pour cela on pèse précisément les échantillons, puis on ajoute de l' HF en réactif limitant afin de ne dissoudre que 10% de la masse, et on répète cette opération trois fois.

Ajout d'entraîneur

Les échantillons ne contiennent que de quelques atomes à quelques milliers d'atomes de ^{10}Be et d' ^{26}Al . Ainsi, pour avoir des quantités de matière manipulables il faut rajouter un entraîneur. L'entraîneur est une solution concentrée en ^9Be ou en ^{27}Al . C'est aussi nécessaire pour les mesures en AMS qui sont des mesures de ratio isotopiques $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$. Les échantillons de quartz pur sont pesés précisément, ainsi que les quantités d'entraîneur ajoutées. C'est à cette étape que sont fixés les ratios isotopiques $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$, c'est pourquoi ce sont les pesées les plus importantes.

Dissolution totale

Les échantillons sont ensuite dissous dans de l'acide fluorhydrique (HF) pour mettre en solution les éléments qui nous intéressent (Be et Al). Pour cela on ajoute de l'HF en excès aux échantillons dans les Nalgènes[®] et on laisse agir pendant au moins 24 heures.

Evaporation

Nous avons désormais au CRPG un Evapoclean[®], qui est un appareil qui nous permet d'évaporer l'HF en circuit fermé. L'HF est ainsi évaporée puis évacuée dans des bidons de traitement des acides. Les précipités, résultant de l'évaporation, sont ensuite récupérés dans de l'acide chlorhydrique (HCl) concentré à 10 molaires (10M). Ces solutions sont transvasées dans des Falcons[®] (tubes à centrifuger), puis pesées précisément. On prélève ensuite une aliquote de cette solution, qui est aussi pesée précisément. Cette aliquote sert à mesurer la quantité d'aluminium total, et à calculer la quantité d' ^{27}Al naturel présent dans l'échantillon.

Précipitation

Afin d'éliminer une partie des autres éléments présents dans les échantillons on effectue une première précipitation en ajoutant de l'ammoniaque dans les Falcons[®], jusqu'à atteindre un pH de 8-9. Cette étape fait précipiter les ions Be et Al. On agite par vortex les échantillons, puis on les centrifuge. Le surnageant est ensuite jeté et on ajoute de l'eau distillée à pH 8-9 pour rincer l'échantillon. On vortexe, centrifuge et évacue le surnageant de nouveau, puis on ajoute de l'HCl 10M.

1^{ère} Colonnes échangeuses d'ions

Les colonnes échangeuses d'ions fonctionnent sur le principe de capillarité. Les différents ions éluent, c'est-à-dire passent au travers de la colonne, à des vitesses différentes. Donc en maîtrisant les volumes, et donc les temps d'éluion on filtre les ions qui nous intéressent. Ces premières colonnes sont des colonnes composées de 9 cm de résine Dowex 1X8.

Evaporation / Précipitation

Les solutions sont ensuite ré-évaporées, puis subissent de nouveau une étape de précipitation similaire à la première. Les précipités sont finalement remis en solution dans de l'HCl 1M.

2^{ème} Colonnes échangeuses d'ions

Ces deuxièmes colonnes sont des colonnes constituées de 9 cm de résine Dowex 50X8. Elles permettent de faire la dernière "filtration" et de séparer le béryllium de l'aluminium.

Evaporation / Précipitation / Déshydratation

On évapore, puis on précipite et rince 2 fois à l'eau pH 8-9 les solutions obtenues. Ensuite on reprend les précipités dans de l'acide nitrique pur. Puis on évapore les échantillons dans des creusets en porcelaine. Et enfin on les déshydrate à 700°C pendant au moins une heure dans un four haute température.

Cathodage

La dernière des étapes consiste à "cathoder" les échantillons. Pour cela on mélange les échantillons, désormais sous forme de poudre, avec des poudres conductrices : du niobium pour le béryllium et de l'argent pour l'aluminium. Ensuite on introduit et presse les échantillons dans des cathodes en cuivre.

Mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$

Les rapports isotopiques sont ensuite mesurés au CEREGE, sur le Spectromètre de masse par Accélérateur ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques). C'est un accélérateur de particules de 5 millions de volts qui est installé dans un hangar construit spécifiquement pour l'accueillir et qui est exploité par une équipe de 2 ingénieurs (Georges Aumaître et Karim Keddadouche), et un chercheur responsable machine (Maurice Arnold), sous la direction de Didier Bourlès.

Mesure des quantités d'aluminium totales au SARM

Les aliquotes prélevées après dissolution des quartz sont confiées au SARM (Service d'Analyse des Roches et Métaux) pour mesurer les concentrations en aluminium total. Cette mesure est rapportée au volume total dans lequel l'aliquote a été prélevée. Ensuite on calcule la part d'aluminium liée à l'aluminium naturel et celle apportée par l'entraîneur, grâce aux mesures de poids et à la concentration de l'entraîneur. Cette mesure de la concentration en aluminium total est extrêmement importante, puisque la mesure dans le spectromètre de masse ne mesure que le ratio entre ^{26}Al et ^{27}Al . Pour connaître la concentration de ^{26}Al dans l'échantillon de départ il faut donc connaître la concentration en aluminium total et le ratio $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$.

J'ai aussi mesuré les quantités de ^9Be total dans 34 échantillons, provenant du piémont Sud, du piémont Nord, et sur des blancs chimiques. Ces échantillons donnent des concentrations en ^9Be naturel qui représentent $5.0 \pm 5.4\%$ du ^9Be total, c'est-à-dire du ^9Be naturel plus le ^9Be apporté par l'entraîneur. Nous avons en conséquence ensuite décidé que le ^9Be naturel pouvait être raisonnablement négligé, et que sa mesure, dans cette région, n'était pas nécessaire. La concentration en ^9Be est donc très majoritairement apportée par l'entraîneur dont on maîtrise parfaitement la quantité d'apport.

Le calcul des concentrations dans les quartz

Ce que l'on obtient de l'AMS est un ratio entre le nombre de coups (c.à.d. d'atomes captés par les détecteurs) de ^{10}Be et de ^9Be . Ce ratio est corrigé par rapport au standard de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ SRM 4325 NIST qui a une valeur de

Annexe I Protocole Expérimental

$2.79 \pm 0.03 \times 10^{-11}$ (Nishiizumi *et al.*, 2007). J'ai au cours de ma thèse passé 22 blancs qui possèdent un rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ moyen de $1.7 \pm 0.7 \times 10^{-15}$. En comparaison, les échantillons ont des ratios $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ d'en moyenne $\sim 1.5 \times 10^{-13}$, soit 100 fois au dessus du blanc moyen. Les concentrations en ^{10}Be et en ^{26}Al dans les échantillons sont ensuite calculées grâce aux concentrations en béryllium et en aluminium totales. Ces concentrations totales sont déterminées par la quantité d'entraîneur ajouté aux quartz avant la dissolution et par la quantité d'aluminium total mesuré au SARM. Enfin, ces concentrations sont rapportées au poids de quartz dissout pour chaque échantillon afin d'obtenir une concentration en atomes de ^{10}Be et d' ^{26}Al par gramme de quartz.

Annexe II

The impact of Quaternary glaciations on denudation rates in central Asia

Nicolas Puchol¹, Julien Charreau¹, Pierre-Henri Blard¹, Jérôme Lavé¹, Stéphane Dominguez², Raphaël Pik¹, Dimitri Saint-Carlier¹ and ASTER Team^{3,+}

¹ CRPG, UMR 7358, CNRS, Université de Lorraine, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France,
charreau@crpg.cnrs-nancy.fr, blard@crpg.cnrs-nancy.fr

² Laboratoire Dynamique de la Lithosphère; UMR CNRS/UMII 5573, 34095 Montpellier Cedex, France

³ CEREGE, Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, Europôle de l'Arbois, 13545 Aix-en-Provence, France

⁺Maurice Arnold, Georges Aumaître, Didier L Bourlès, Régis Braucher, Karim Keddadouche and Laetitia Leanni.

Because of its essential role in coupling climate and tectonics, denudation is a key parameter when constraining the history of the Earth's surface. In particular, intense debate surrounds the impact of global cooling and the onset of Quaternary glacial cycles at ~2.5 Ma [1-5] on global denudation rates. This is mainly due to the large uncertainties that are inherent in the methods used for reconstructing paleo-denudation rates; erosion rate estimates derived from sediment budgets may be flawed [4, 6] and thermochronology offers only a 1-Myr resolution in rapidly eroding settings.

Here, we apply in situ cosmogenic ¹⁰Be to continuous, 0 - 9 Myr-old, sedimentary sections independently dated by magnetostratigraphy. The new data were obtained from four sedimentary basins in the northern and southern Tianshan range (Central Asia). This location is particularly suited to the cosmogenic technique [7] and has been a major focus for investigations into interactions between climate and erosion at the Cenozoic-Quaternary transition[1, 2]. The four records, although likely influenced by local particularities, display strikingly common trends of continuously increasing denudation between ~9 Ma and the present. Since 4 Ma, before the onset of Quaternary glaciations, the increasing denudation rates have remained relatively high and variable, suggesting that the onset of Quaternary glaciations at ~2.5 Ma had less impact on denudation than previously thought [1, 2].

The late Neogene was characterized by important changes in global climate, notably the onset of Quaternary glaciations marked by significant global cooling since 2.5 Ma and the appearance of large-amplitude climatic cycles of periods of 40-kyrs then 100-kyrs [8]. These

climatic changes are suspected to have affected continental denudation, hence tectonic uplift through feedback mechanisms. By influencing the atmospheric CO₂ budget via silicate weathering [9] and mechanical burial of organic carbon [10], denudation has in turn been held responsible for inducing and/or amplifying global cooling throughout the Cenozoic [11]. Such complex feedback loops remain controversial, and resolving this issue requires reliable and detailed past denudation rates records.

Continental and marine basin records both demonstrate an apparently dramatic increase in worldwide accumulation rates over the last 5 Myrs [1, 2]. Since this increase has been observed in different tectonic settings, and in both glaciated and non-glaciated regions, it has been suggested that erosion was enhanced by the increased climatic variability of the Plio-Quaternary, rather than by glacial activity. The Tianshan sedimentary records are crucial to support the hypothesis of a Quaternary increase in denudation rates [1]. However, interpretation of these records has been challenged; new and more accurate sedimentary volume budgets have been obtained in other basins, flaws have been identified in both the reconstructions of sediment volumes from 1D accumulation rate records [4-6] and the sediment-dating in Central Asia [3]. A recent re-interpretation of the global thermochronological dataset [12] suggested that mountain erosion rates have increased continuously since 8 Ma, and particularly since 2 Ma, but this conflicts with another recent study that supports an apparent stability of erosion rate over the last 10 Myrs [5]. New data are thus crucial to this debate.

In-situ cosmogenic nuclides represent a robust quantitative tool for measuring modern denudation rates at the scale of a watershed [14, 15] using small aliquots of river sand (e.g. [16]) but few studies have applied it to ancient river sediments (i.e. > 1Ma) [7, 17, 18]. A preliminary study conducted along the Kuitun river revealed a transient increase in denudation rates at around 2 Ma, possibly linked to the onset of glaciations in this region[19]. Though, the study was limited to a single watershed and extending its conclusion to the whole region is questionable, the area remains particularly well-suited to quantify past denudation rates from cosmogenic ¹⁰Be (see Fig. 1 for a short description and Supp. Info. §3 for the complete method and calculation). To pursue this work further, we present here three new 9 Myr records of paleo-denudation rates in the Tianshan (see Fig. 2 for locations and Supp. Info. §1 for a description of each sampling zone). A total of 33 samples were collected along two magnetostratigraphically-dated river sections [21, 22] located on either side of the range (Fig. 2). Sixteen samples were taken from a magnetostratigraphically-dated core drilled into

the Ebi Nor lake sediments in the southwestern part of the Junggar basin. We also collected ten samples from the Kuitun river section [20] including a high-resolution section (six samples within 3 m of ~5.3 Myr-old sediments) containing various fluvial facies (Fig. 2) to test the influence of short term stochastic sedimentary processes. In addition to the samples from the Cenozoic and Lower Pleistocene sedimentary sections, we also analyzed modern sediments from the present-day river beds and from Holocene to Upper Pleistocene terraces (Fig. 3).

^{10}Be results are displayed in Figure 3 and in the Supplementary Information, Table 1. Three records (Kuitun, Jingou and Yaha) present generally comparable long-term denudation rates, with averages ranging from ~200 to 550 m.Ma^{-1} . The Ebi Nor record yields lower denudation rates (mean = ~90 m.Ma^{-1}) consistent with the fact that the East-Ebi lake drainage basin integrates a flatter and less-active relief in its northern part (Fig. 2). The Kuitun section displays denudation rates slightly higher than the nearby Jingou. Its main striking feature is the large peak at 1.7-1.8 Ma. In 2011 [7], we interpreted this peak as a transient increase due to the onset of Quaternary glaciations. The fact that this peak is not observed in the other sections, especially in the Jingou section (only 50 km away), forces us to reevaluate this interpretation and suggests that a local geologic or tectonic feature may play a significant role in the Kuitun basin. Despite strong climatic differences between the northern and southern Tianshan, the southern Yaha paleo-denudation records share broad characteristics with the northern ones. The ^{10}Be concentrations of the high-resolution Kuitun section fall to the same value at 1.5σ , except for one sample that is ~40% above the median value. Importantly, the concentrations appear to be independent of the deposition facies and the vertical position within each sedimentary unit. We conclude that the sediment deposition rate variations have had no significant impact on the calculated denudation rates at a broader scale and cannot explain all of the observed fluctuations.

To interpret the four paleo-denudation records at the scale of the whole Tianshan range, it is first necessary to eliminate any variations that may result from local characteristics (e.g., lithology, altitude of the drainage basin, tectonics). To do this, we normalized the paleo-denudation records to their respective present-day values and compared their relative temporal changes (Fig. 4a). Although the different records exhibit some large discrepancies and short-term fluctuations, after smoothing over 1-Myr intervals they show a common long

term trend (Fig. 4), that is to say a continuous increase ($\sim \times 5$) in denudation rates between 9 Ma and today. Despite some large shorter-term fluctuations, denudation rates have remained relatively high during the last ~ 4 Myr, and particularly during the last 2 Myr (Fig. 4). It is reasonable to consider whether the observed ‘noise’ in the raw records could be due to aliasing, i.e. a random sampling of sediments produced during either interglacial or glacial periods. Based on the observed denudation rates, the cosmogenic nuclides have recorded denudation rates on timescales ranging from ~ 0.6 (1000 m/Ma) to 6 ka (100 km/Ma). These are insufficient to completely mask a possible glacial/interglacial variability [24]. However, there are arguments that suggest that such sampling bias cannot explain all of the observed variability, nor the global augmentation since 8 Ma. First, present-day river and terrace material with ages between 20 ka and 100 ka (material eroded during the last glacial period) show very similar concentrations (Fig. 2). Second, except for [25], no published paper has to our knowledge reported significant variations in cosmogenic denudation rates signals with a periodicity approaching that of orbital cycles [17, 26, 27]. The variations reported in [25] were of much smaller amplitude, recorded in a more humid and less continental setting, and were only apparent after the onset of the 100-kyr cycles at 0.9 Ma.

The reactivation of the Tianshan orogen due to the India-Asia collision probably started in the Oligocene [28], but sedimentation records [20, 22], extrapolation of modern GPS speeds [29] and thermochronological data [30] nevertheless suggest a significant acceleration in uplift since 11 Ma. The progressive increase in denudation rates displayed by our records could thus be interpreted as the response to transient uplift associated with rejuvenation of the range. In such a case, basin elevation, and hence cosmogenic production rates, would have progressively increased since the beginning of the records. Since our calculations assume that the basin hypsometry has remained constant since 10 Ma, it is possible that our denudation rates are overestimates. The denudation rates from the oldest samples could then be regarded as being maximums and, if this bias is real, the actual increase in denudation would thus be greater than the one obtained here. However, stable-isotope-based paleoaltimetry suggests that the hypsometry of the Kuitun and Jingu basins remained stable between 10 Ma and 5 Ma [31]. Even though no isotopic records exist for the period since 5 Ma, data for between 10 Ma and 5 Ma are consistent with present rainfall composition, suggesting that no significant change in paleo-hypsometry occurred between 5 and 0 Ma, suggesting that the tectonic activation that occurred at 10 Ma yielded no detectable change in elevation. From this perspective, the potential increase in topography would

therefore have been limited enough to be partially accounted for in the large uncertainties in our calculated paleo-denudation rates (Supp. Info. §3).

An important comparison can be made between these paleodenudation variations with the global climatic changes that have occurred since 10 Ma. The significant and progressive increase ($\times 5$) in denudation between 9 Ma and today is consistent with conclusions of other studies [1, 12]. Interestingly, the Tianshan paleodenudation record has a similar pattern to the global denudation curve of [12], derived from thermochronological data, which shows a 5-fold increase between 10 Ma and the present. However, the ^{10}Be record offers a better temporal resolution than the thermochronometers [12], allowing it to demonstrate that the appearance of the Quaternary glacial cycles (ca. 2.5 Ma) did not amplify the increase in denudation. Similarly, the higher climate variability experienced since 3 Ma does not seem to have had a significant impact on the long-term increase in denudation in Central Asia. Strikingly, while global climate remained stable between 9 and 4 Ma, the regional denudation rates appear to have continued to increase. Between 4 and 2 Ma (i.e. before the onset of Quaternary glaciations) denudation rates were quite high and variable. Since 4 Ma, however, the Tianshan denudation rates have increased by less than 20% (Fig. 2). Our records therefore suggest that the onset of northern hemisphere glaciations at ~ 2.5 Ma had only a limited impact on denudation rates, at least in this type of continental and relatively arid setting. If applicable worldwide, this would sit between those studies that suggest that global erosion rates have remained constant over the last 10 Myr [5] and those that advocate that erosion rates underwent a more than 5-fold increase at the onset of the Quaternary glaciations [2].

The application of cosmogenic nuclides analyses to ancient sediments is therefore a powerful method for deriving high-resolution paleo-denudation rates. The technique avoids difficult and imprecise reconstructions of 3D accumulation rates and, in contrast with sediment budget calculations, cosmogenic-derived denudation rates incorporate chemical weathering. As intuited in other studies [17, 25, 32], cosmogenic nuclides represent a unique tool with which to record the interplay between tectonics, climate and erosion over the last ~ 10 Myrs, and potentially even further into the past if stable cosmogenic nuclides such as ^3He and ^{21}Ne are used. Importantly, cosmogenic nuclides have the potential to provide erosion rates with a high temporal resolution. In theory, this should allow the impact of Quaternary climate/tectonic changes to be assessed in slow-eroding ($<0.1 \text{ mm.yr}^{-1}$) and ice-free regions, such as cratons, where thermochronometers are currently unable to detect such variations.

Legends

Figure 1 – Theoretical evolution of the ^{10}Be signal before and after sediment deposition.

1- River sands at a given outlet basin have an average cosmogenic ^{10}Be concentration \bar{C} proportional to the average production rate \bar{P} and inversely proportional to the average denudation rate \bar{E}

2- During burial, a small buildup of ^{10}Be may arise. After a complete shielding the concentration of ^{10}Be will decay with a half life $t_{1/2} = 1.4$ Myr. The transport is assumed negligible.

3- A re-accumulation of ^{10}Be due to recent exposure may arise during the last exhumation.

The occurrence of potential re-exposure episodes can be constrained by comparing the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial ages to magnetostratigraphic ages (see Fig. L in sup. info).

The overall method, parameters and corrections calculations are provided as supplementary material.

Figure 2 - Setting and results

The Tian-Shan range is one of the major reliefs in central Asia and is mainly composed of Paleozoic Island-Arc magmatic rocks and meta-sediment. The range was reactivated during the Cenozoic Indo-Asian collision and presently accommodates up to ~40% of the convergence. The Tianshan piedmonts present several successive parallels fold-and-thrust belts in Mesozoic to Quaternary foreland sediments that are rapidly incised by rivers (up to >1 cm.yr^{-1} , [23]), exposing spectacular continuous sections where the recent cosmic ray exposure is negligible (see Supp. Info. for calculations). We studied four magnetostratigraphically dated records [3, 20-22]: three piedmonts sections (Yaha, Kuitun, and Jingou rivers) and one drilled core in the Junggar basin (detailed about the drainage basin can be found in Supp. Info.). The calculated denudations rates are presented with their 1σ envelop (shaded grey). For the Yaha sections, we also analyzed several samples dated from $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial ages (see supp info). In order to test the influence of fluvial deposition processes on the paleo-cosmogenic signal ^{10}Be concentrations (10^4 at.g^{-1} with 1σ error bars) was also measured in a high-resolution fluvial stratigraphic sequence from the Kuitun section (black zoomed box). Given the average accumulation rate the 3 meters between the two extreme samples represent a ~13 kyr time span.

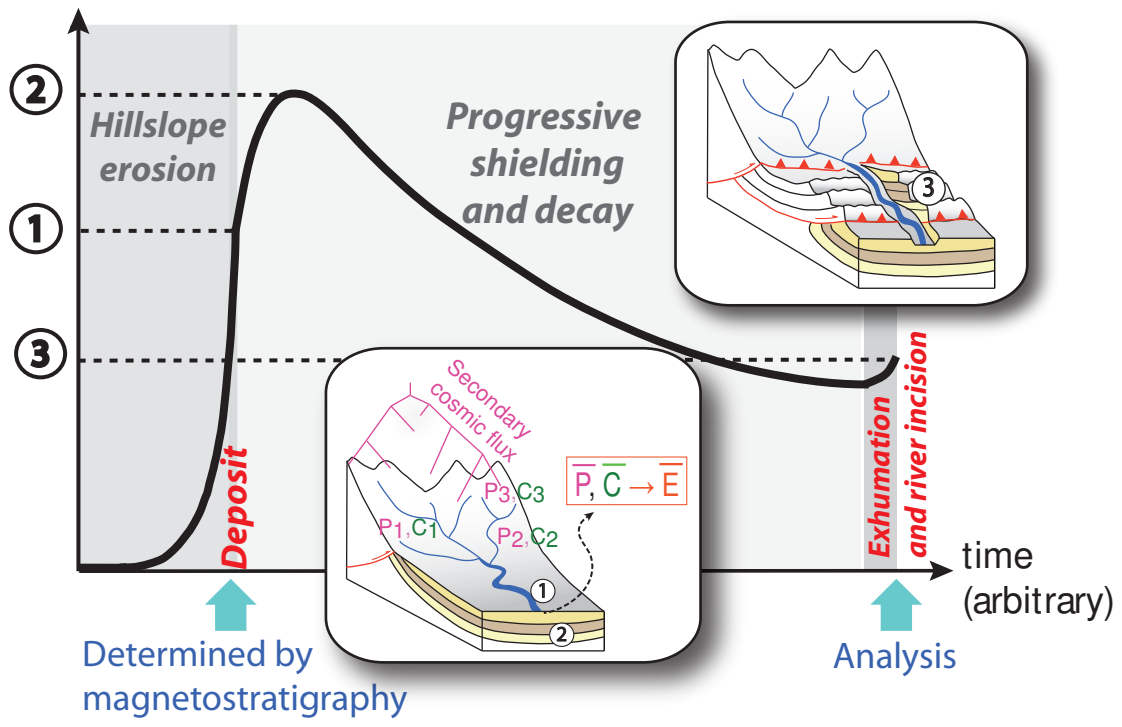
Figure 3 - Compared denudation rates normalized to their modern values

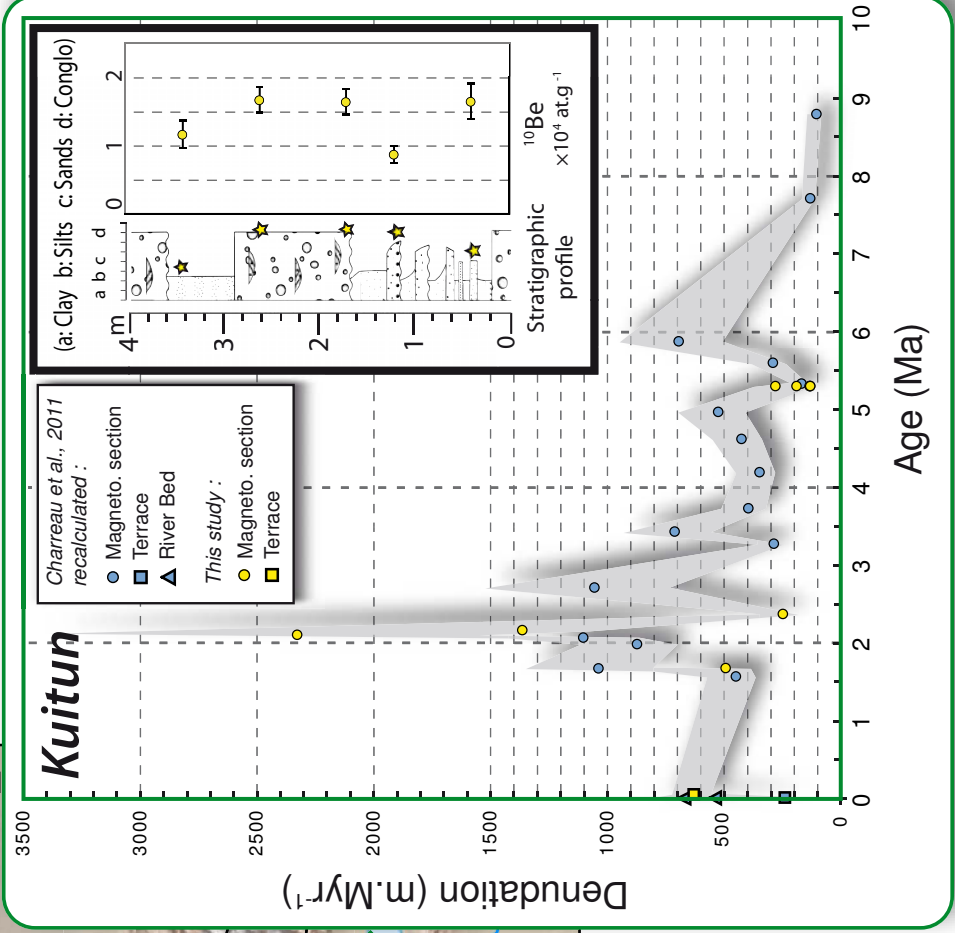
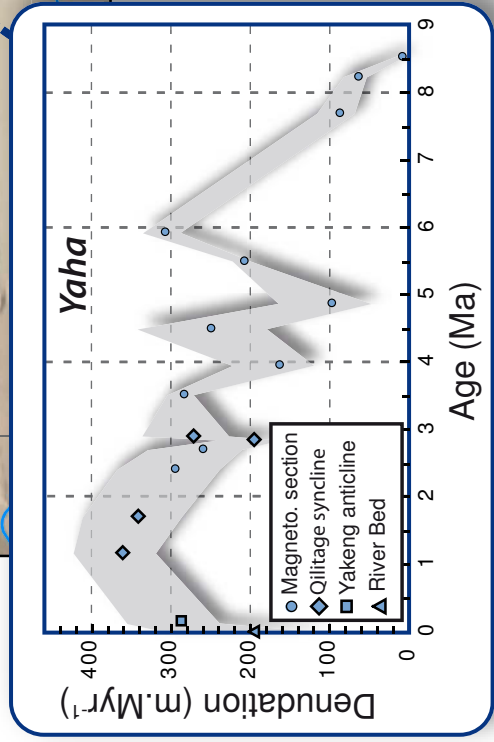
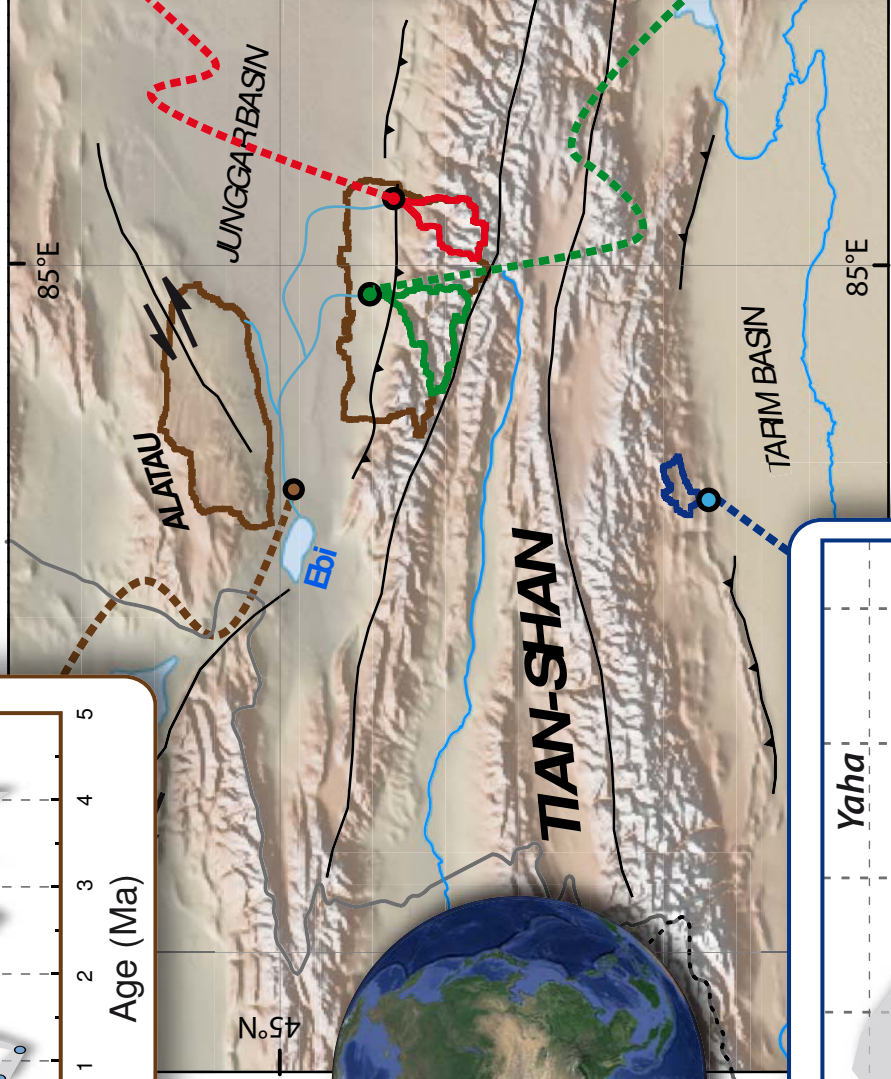
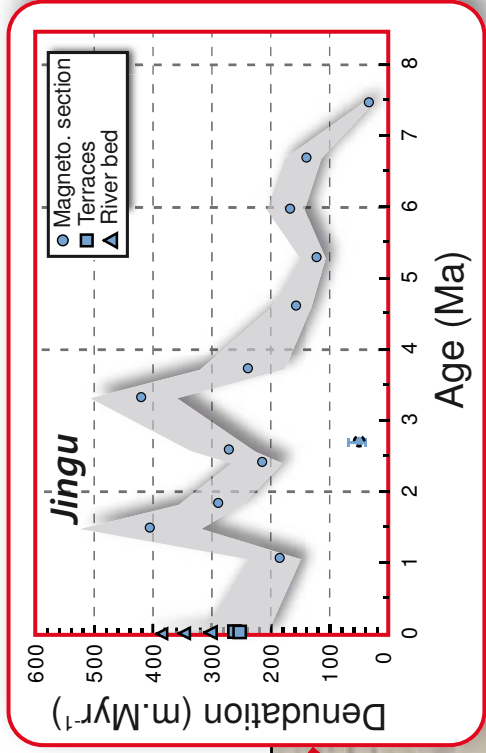
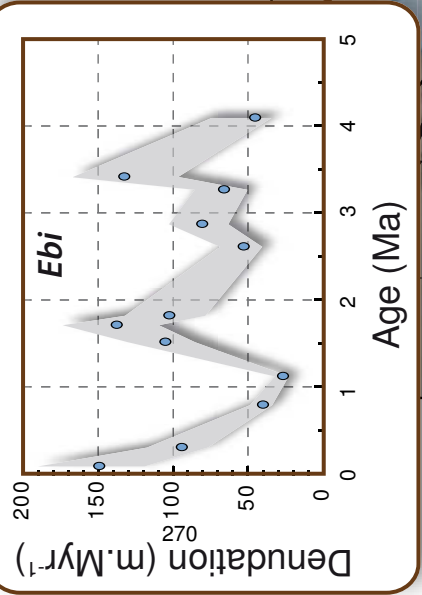
- a) Denudation evolution of each studied records normalized to their respective modern denudation value (present day rivers, average modern denudation if several value available or the youngest sample for the Ebi core). For the sake of comparison, we also plot the global benthic $\delta^{18}\text{O}$ record as a proxy for global temperatures (gray curve)
- b) Mean normalized denudations of the four basins, averaged over 1 Myr bins.

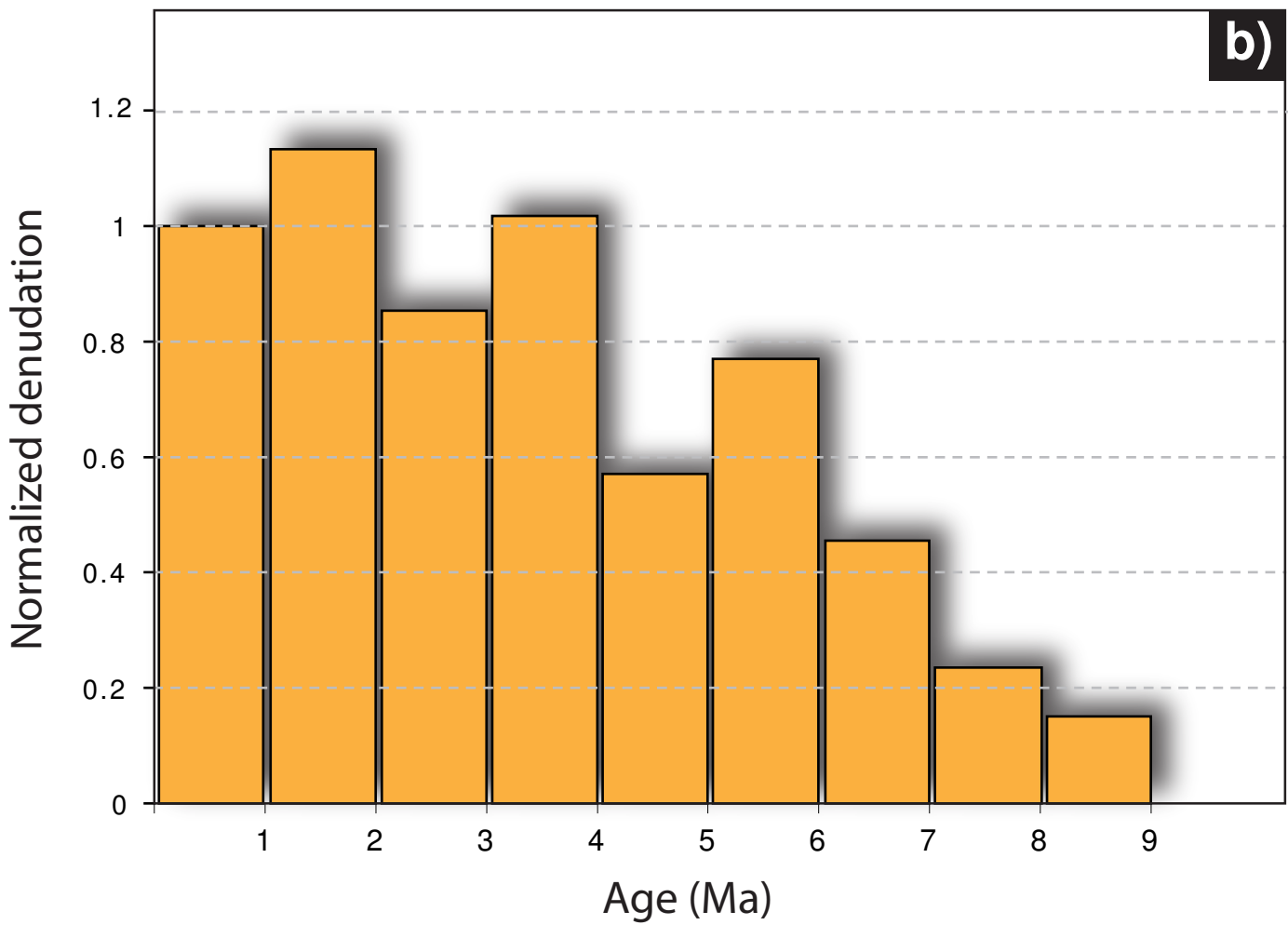
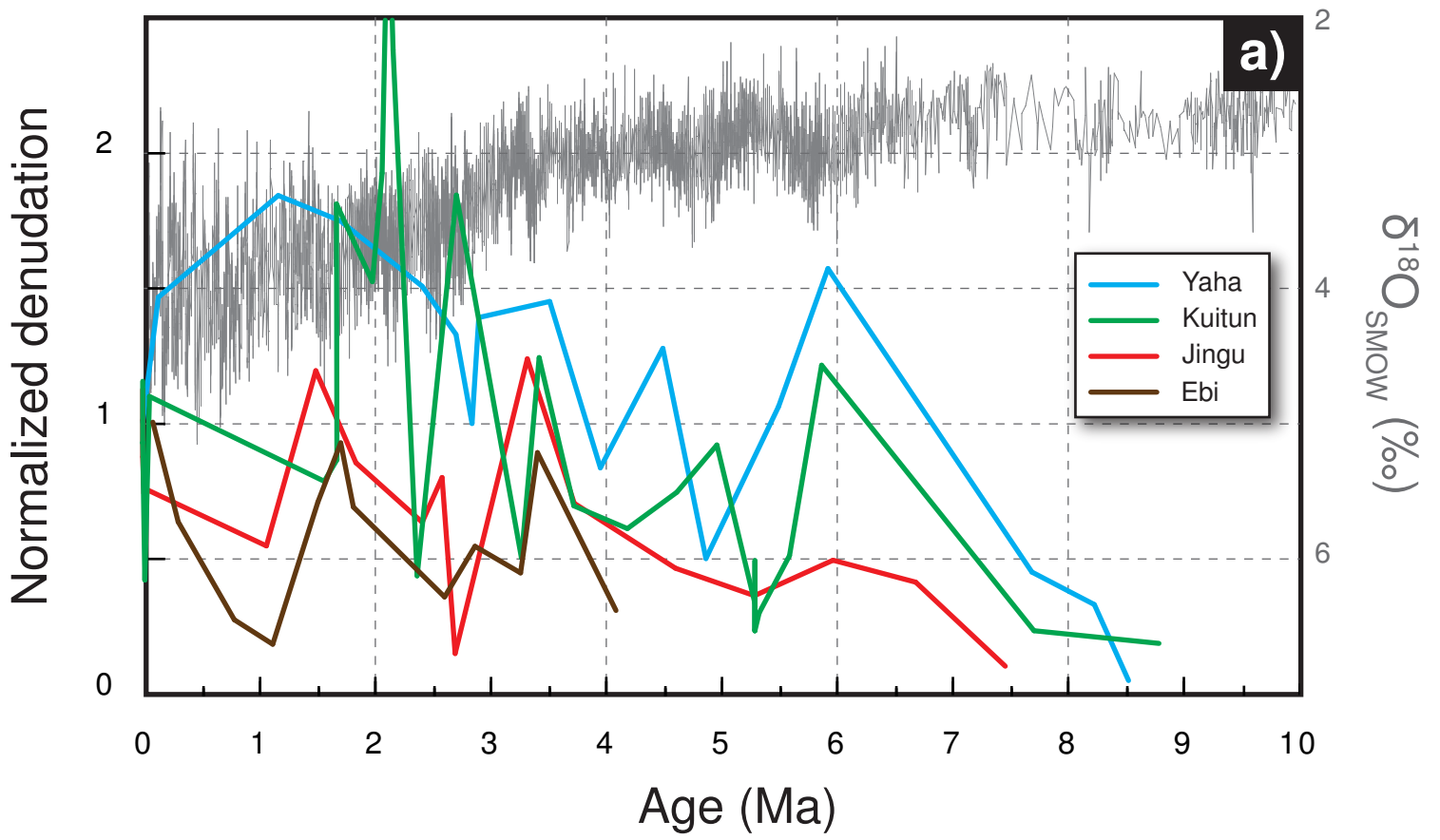
References

1. Molnar, P. Late cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **32**: p. 67-89,(2004)
2. Zhang, P.Z., P. Molnar, and W.R. Downs Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, **410**(6831): p. 891-897,(2001)
3. Charreau, J., et al. The Neogene Xiyu Formation, a diachronous prograding gravel wedge at front of the Tianshan: climatic and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **287**: p. 283-310,(2009)
4. Schumer, R. and D.J. Jerolmack Real and apparent changes in sediment deposition rates through time. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, **114**,(2009)
5. Willenbring, J.K. and F. von Blanckenburg Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. *Nature*, **465**(7295): p. 211-214,(2010)
6. Métyvier, F. On the use of sedimentation rates in deciphering global change. *Geophysical Research Letters*, **29**(15),(2002)
7. Charreau, J., et al. Paleo-erosion rates in Central Asia since 9 Ma: a transient increase at the onset of Quaternary glaciations? *Earth and Planetary Science Letters*, **304**(1-2): p. 85-92,(2011)
8. Zachos, J., et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**(5517): p. 686-693,(2001)
9. Berner, R.A., A.C. Lasaga, and R.M. Garrels The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the last 100 million years. *American Journal of Science*, **205**: p. 641-683,(1983)
10. Galy, V., et al. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature*, **450**(7168): p. 407-U6,(2007)
11. Molnar, P. and P. England Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change - Chicken or egg ? *Nature*, **346**(6279): p. 29-34,(1990)
12. Herman, F., et al. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature*, **504**(7480): p. 423-+,(2013)
13. Kong, P., D. Fink, C.G. Na, and F.X. Huang Late Quaternary glaciation of the Tianshan, Central Asia, using cosmogenic Be-10 surface exposure dating. *Quaternary Research*, **72**(2): p. 229-233,(2009)
14. Brown, E.T., et al. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be And ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**(8): p. 2269-2283,(1991)
15. Lal, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: *in situ* nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**(2-4): p. 424-439,(1991)
16. Portenga, E.W. and P.R. Bierman Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . *GSA Today*, **21**,(2011)

17. Schaller, M., et al. Paleoerosion rates from cosmogenic Be-10 in a 1.3 Ma terrace sequence: Response of the river meuse to changes in climate and rock uplift. *Journal of Geology*, **112**(2): p. 127-144,(2004)
18. Refsnider, K.A. Dramatic increase in late Cenozoic alpine erosion rates recorded by cave sediment in the southern Rocky Mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, **297**(3-4): p. 505-511,(2010)
19. Charreau, J., et al. Paleo-erosion rates in Central Asia since 9 Ma: A transient increase at the onset of Quaternary glaciations? *Earth and Planetary Science Letters*, **304**(1-2): p. 85-92,(2011)
20. Charreau, J., et al. Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, **230**(1-2): p. 177-192,(2005)
21. Charreau, J., et al. Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tian Shan mountains. *Geology*, **34**(3): p. 181-184,(2006)
22. Charreau, J., et al. Neogene uplift of the Tian Shan Mountains observed in the magnetic record of the Jingou River section (northwest China). *Tectonics*, **28**(2),(2009)
23. Poisson, B. and J.P. Avouac Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China). *Journal of Geology*, **112**(2): p. 231-249,(2004)
24. Schaller, M. and T.A. Ehlers Limits to quantifying climate driven changes in denudation rates with cosmogenic radionuclides. *Earth and Planetary Science Letters*, **248**(1-2): p. 153-167,(2006)
25. Schaller, M., et al. A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic ¹⁰Be in Middle European river terraces. *Earth and Planetary Science Letters*, **204**(1-2): p. 307-320,(2002)
26. Balco, G. and J.O.H. Stone Measuring middle Pleistocene erosion rates with cosmic-ray-produced nuclides in buried alluvial sediment, Fisher Valley, southeastern Utah. *Earth Surface Processes and Landforms*, **30**(8): p. 1051-1067,(2005)
27. Wittmann, H., et al. Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, **112**(F4): p. F04010,(2007)
28. Hendrix, M.S., T.A. Dumitru, and S.A. Graham Late Oligocene Early Miocene unroofing in the Chinese Tien-Shan - An early effect of the India-Asia collision. *Geology*, **22**(6): p. 487-490,(1984)
29. Abdrakhmatov, K.Y., et al. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature*, **384**(6608): p. 450-453,(1996)
30. Bullen, M.E., D.W. Burbank, J.I. Garver, and K.Y. Abdrakhmatov Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building. *Geological Society of America Bulletin*, **113**(12): p. 1544-1559,(2001)
31. Charreau, J., et al. A high-resolution stable isotopic record from the Junggar Basin (NW China): Implications for the paleotopographic evolution of the Tianshan Mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, **341**: p. 158-169,(2012)
32. von Blanckenburg, F. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, **237**(3-4): p. 462-479,(2005)







Evolution tectonique du Tianshan oriental du Néogène à l'actuel

Résumé :

Le Tianshan est une orogène intracontinentale de près de 2000 km de long. Cette chaîne accomode jusqu'à 40% de la convergence entre l'Inde et l'Eurasie, jouant ainsi un rôle fondamental dans l'évolution de la déformation en Asie. De plus, malgré cette déformation intense et ses hauts reliefs, sa topographie reste irrégulière avec de nombreux bassins intrachaine préservés. Elle représente ainsi un cas remarquable pour l'étude des processus orogéniques dynamiques hors équilibre et constitue une zone clé pour l'étude de la déformation en Asie.

Depuis le début du Pléistocène, une aridité prononcée a permis une préservation de nombreux marqueurs morphologiques. Ces marqueurs ont localement subi des déformations d'origine tectonique. Ainsi, la datation par isotopes cosmogéniques de ces marqueurs et la quantification du raccourcissement à l'origine de leur déformation, a permis de connaître précisément les vitesses de raccourcissements quaternaires de nombreuses structures actives au travers l'ensemble du Tianshan oriental. À cela s'ajoutent ponctuellement des études des vitesses de raccourcissement depuis le Néogène, basées sur la modélisation géométrique de strates syntectoniques.

Ces mesures nous ont permis de mieux contraindre les taux de déformation sur les piémonts Nord et Sud de la chaîne mais également dans le bassin intrachaine de Bayanbuluk. Sur la base de ces observations, je propose que les vitesses observées actuellement par les mesures GPS ne soient acquises par la chaîne que depuis ~150 à 200 ka. Nous démontrons aussi qu'au minimum 15% du raccourcissement est accommodé dans les parties internes de la chaîne. Je soutiens ainsi l'hypothèse que cette chaîne reste dans un stade de croissance immature et hors-équilibre.

Mots clefs : Tianshan, tectonique, terrasse alluviale, datations par isotopes cosmogéniques, modélisation de plissement.

Tectonic evolution of eastern Tianshan from Neogene to present

Abstract:

The Tianshan range is a 2000-km-long tectonically active mountain range. The Tianshan plays a major role in the India-Asia collision since it presently accommodates up to 40% of the total convergence between those two continents. Despite this intense deformation, the topography of the range shows series of high elevated range separated by flat intermountain basins. This range is therefore a remarkable case of example to study orogenesis processes and remains a key area to better understand how the deformation related to the India collision has been distributed through the Asian continent.

Enhanced aridity since Pleistocene has moreover remarkably preserved alluvial terraces and fans which may have recorded the deformation enabling the quantification of the tectonic rates during the Quaternary period. Therefore, using Terrestrial Cosmogenic Nuclide we have dated several alluvial surfaces and analyzed their deformation using D.E.M. or high resolution DGPS measurements. Hence, in the eastern Tianshan we quantify the quaternary shortening rates across several structures located in the Northern and Southern foreland piedmonts but also within the range in the intermountain Bayanbuluk basin. Moreover, when possible we have also derived the Neogene shortening rates from geometric modeling of syntectonic strata.

Our results highlight the recent acceleration of the eastern Tianshan since ~150-200 ka. We also show that a significant proportion (>15%) of the whole deformation is accommodated within the range while the remaining part is distributed between the different thin skin tectonic structure in the piedmonts. This result supports the hypothesis that the range is out of equilibrium and an in-building stage of deformation.

Keywords: Tianshan, tectonic, alluvial terrace, cosmogenic nuclide dating, fold modeling.

