



HAL
open science

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

Blanche Poisson

► **To cite this version:**

Blanche Poisson. 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. Géologie appliquée. Université Paris Sud - Paris XI, 2002. Français. NNT: . tel-00009710

HAL Id: tel-00009710

<https://theses.hal.science/tel-00009710v1>

Submitted on 8 Jul 2005

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

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

IMPACT DU CLIMAT ET DE LA TECTONIQUE
SUR L'ÉVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE
D'UN PIÉMONT

Exemple du piémont Nord du Tian Shan
depuis la fin du Pléistocène

天山

UNIVERSITE PARIS XI

THÈSE

présentée pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université Paris XI

Spécialité : Sciences de la Terre

par

Blanche POISSON

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**

soutenue le 12 décembre 2002

Jury

M.	Philippe DAVY	Rapporteur
Mme	Françoise GASSE	Rapporteur
M.	Christian FRANCE-LANORD	Examineur
M.	Laurent LABEYRIE	Examineur
M.	François MÉTIVIER	Examineur
M.	Jean-Philippe AVOUAC	Directeur de thèse

Remerciements

Il y a un peu plus de trois ans, je n'avais pas la moindre idée d'où se trouvait le "Tian Shan" (à part que ça sonne un peu chinois...), et je ne savais des rivières que ce que les cours de CM1 m'avaient appris des cinq grands fleuves français, autant dire une gouttelette d'eau dans l'océan. Jean-Philippe m'a donné l'occasion de faire connaissance avec ces "objets" pour le moins animés, qui plus est dans ce coin reculé d'Asie Centrale où l'expression "*bout du monde*" prend subitement tout son sens! Ce furent autant de découvertes dont je lui suis reconnaissante, et qui sont loin d'avoir épuisé toute ma curiosité.

Ce travail a bénéficié d'une précieuse (indispensable) collaboration géochronologique en la personne de Norbert Mercier, du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette. Norbert a fait preuve de beaucoup de patience et de disponibilité dans la tâche ardue que représentait mon initiation à la datation par luminescence. Je le remercie pour cette expérience enrichissante, ainsi que pour le bon accueil que m'a réservé l'équipe, Hélène Valladas, Laurence et Chantal.

Depuis une autre région du L.S.C.E., Pascale Braconnot a mis à ma disposition les jeux de données de ses reconstitutions paléoclimatiques. Je l'en remercie, quoique nos résultats respectifs ne concordent pas vraiment, mais c'est justement ça qui est intéressant!

Je remercie Philippe Davy et Françoise Gasse d'avoir accepté de rapporter sur ce travail, ainsi que Christian France-Lanord, Laurent Labeyrie et François Métivier qui ont bien voulu l'"examiner".

Merci à François Métivier, ainsi qu'à Sébastien Carretier et Bertrand Nivière, pour d'aucunes discussions fructueuses qui m'ont notamment amenée à modifier et préciser la modélisation de l'érosion fluviale.

Stéphane a longuement arpenté les grises terrasses du Tian Shan déguisé en martien pour en faire de jolis profils, il a su rester calme en fin de mission malgré mon humeur parfois râleuse... J'ai souvent eu recours à son aide pendant ce travail de thèse, même si cela n'apparaît dans ce manuscrit qu'à travers quelques figures, les coupes équilibrées, certaines cartes... Alors *xie-xie*, Stéphane!

Je pourrais remercier Antoine pour avoir supporté ma présence quelque peu, comment dire, désordonnée dans son bureau pendant trois longues années (mais je vais ranger, c'est promis...); aussi pour avoir excellé dans le rôle de "délégué à la fin de thèse" (impression, courrier et bidouillages en tous genres). Cependant, je lui dois avant tout d'avoir pu aller constater *de visu* que la Mongolie était non seulement un immense et fantastique musée vivant de la géologie, mais aussi et surtout un pays magnifique et magique. Je n'oublierai pas la folle équipée du Gobi-Altai et ceux qui l'accompagnèrent, Ulzii, Bayar, Ankha, Gamba et Tsogo.

Bien sûr, il y a les colocataires du labo, "trs@dase..." pour n'oublier personne! Une mention spéciale à Eric pour la projection de Gauss-Krasovsky (sans postillons s.v.p.), la carte géologique ci-incluse, et... ses histoires drôles, ha-ha.

Mille mercis à Isabelle, championne internationale de biblio, qui vous trouve en cinq secs l'article dont vous n'aviez même pas idée, et peu importe si c'est du chinois!

Un grand coup de chapeau à Lolo mon compagnon d'infortune, tu as vu, on a terminé, ça y est! que de bugs on aura partagés pendant ces trois ans... Urumqi ou Kathmandu, quel chemin parcouru depuis les Cloches!

Merci à Norbert, Maman, Céline, Stéphane et Antoine, qui ont eu le courage de lire et de corriger des bribes de ce manuscrit.

Et enfin, et surtout, à mes deux anges gardiens sans qui cette thèse n'aurait jamais vu le bout du tunnel, à mon grand soleil et ma petite étoile*, un immense merci pour leur soutien patient et leurs inusables encouragements (coups de pieds et hoquets compris...) – bref, pour avoir équitablement partagé avec moi les affres de cette création!

*deviendra grande...

Résumé

Un piémont constitue la zone de transition entre une chaîne de montagnes et son bassin d'avant-pays. Tectonique et climat se partagent le contrôle de son évolution géomorphologique à toutes les échelles de temps. L'étude de l'exemple du piémont Nord du Tian Shan oriental (Nord-Ouest de la Chine) permet une description précise de ces influences, ainsi qu'une quantification des phénomènes majeurs observés. Le signal tectonique intervient sur le long terme, par le soulèvement actif de la chaîne qui induit un flux de matière vers le piémont, ainsi que par la migration de la déformation vers le bassin dzungar sous forme de plis d'avant-pays. Au contraire, le signal climatique se manifeste à court et moyen terme, suivant les grands cycles climatiques globaux plus ou moins nuancés à l'échelle régionale. En période glaciaire, le matériel érodé dans les bassins versants montagneux est difficilement exporté de la chaîne. Le transport est facilité à la transition vers l'interglaciaire, par l'augmentation brutale des flux d'eau qui provoque la mise en place dans le piémont de grands cônes alluviaux, abandonnés vers 12 ± 2 ka BP. A partir de ce moment, les rivières s'encaissent profondément dans les cônes, à des taux d'incision moyens de 1 à 2.5 cm/an sur l'Holocène. Les terrasses d'abrasion abandonnées au cours de cette phase sont d'abord de largeurs plurikilométriques, puis les vallées se font de plus en plus étroites sans que les rivières ne cessent d'inciser.

Nous modélisons l'évolution du profil d'une de ces rivières au cours de l'Holocène à partir de la théorie du transport de Bagnold, en cherchant à retrouver la décroissance des paléo-pentes du lit de la rivière observée à l'aide de la topographie actuelle des terrasses. Cette reconstruction nous mène à considérer que la largeur du lit varie peu, alors que sa sinuosité diminue pendant la progression de l'encaissement. Elle suggère en outre que le débit de la rivière a chuté d'un facteur 3 entre la mi-Holocène et l'actuel. Cette étude est complétée par l'exploitation de données de paléo-niveaux holocènes du lac exutoire du piémont. Des lignes de rivage repérées à plus de 50 m montrent en effet que le lac s'est étendu sur une surface triple de sa surface actuelle au début de l'Holocène. Le calcul de bilans hydrologiques pour les conditions actuelles et mi-holocènes atteste que les apports des rivières vers 6000 ans BP étaient supérieurs d'un facteur 2.6 aux apports actuels. La synthèse de ces deux approches révèle que la région a connu pendant la première moitié de l'Holocène un climat beaucoup plus humide que l'actuel, dans une mesure jusqu'alors ignorée des reconstitutions paléoclimatiques.

Table des matières

Introduction	1
1 Contexte, géologique et climatique	3
1.1 Tectonique “ancienne”	4
1.1.1 Histoire Paléozoïque	4
1.1.1.1 Préliminaires aux orogénèses	4
1.1.1.2 Suture Sud	4
1.1.1.3 Suture Nord	9
1.1.1.4 Après les collisions : début du remplissage des bassins	9
1.1.2 Le Mésozoïque : calme relatif	10
1.1.2.1 Subsidence des bassins	11
1.1.2.2 Effets lointains	12
1.1.2.3 Paléoenvironnements	12
1.2 Tectonique actuelle	12
1.2.1 Réveil au Cénozoïque	12
1.2.1.1 Effet stratigraphique	12
1.2.1.2 Contraintes temporelles	13
1.2.1.3 Accélération Pliocène ?	13
1.2.2 Déformation actuelle	14
1.2.2.1 Sismicité	14
1.2.2.2 GPS	16
1.2.2.3 Rotation du Tarim	17
1.2.2.4 Bassins intramontagneux	17
1.2.3 Structure profonde	19
1.3 Climats, actuel et passé	19
1.3.1 Climat actuel	19
1.3.1.1 Continentalité et aridité	19
1.3.1.2 Une position géographique sensible	20
1.3.1.3 Climatologie globale : données	20
1.3.1.4 Détails locaux	24
1.3.2 Paléoclimats	27
1.3.2.1 Echelle globale	27
1.3.2.2 L’Holocène à l’échelle régionale	27
1.3.2.2.1 L’Asie	27
1.3.2.2.2 Paléo-moussons	28
2 Piémont(s) du Tian Shan oriental	31
2.1 Introduction	31
2.1.1 Piémont Nord	31
2.1.1.1 Stratigraphie	31
2.1.1.2 Structures tectoniques	35

2.1.1.3	Géomorphologie	36
2.1.1.3.1	Rivières	36
2.1.1.3.2	Cônes alluviaux	37
2.1.2	Piémont Sud	39
2.1.2.1	Stratigraphie	39
2.1.2.2	Structures	39
2.1.3	Taux de déformation – état de l’art	39
2.1.3.1	Piémont Nord	39
2.1.3.2	Piémont Sud	44
2.1.3.3	Incertitudes	44
2.2	Hydrographie	45
2.2.1	Tracés actuels	47
2.2.2	Paléo-tracés	49
2.2.2.1	Comportement général	49
2.2.2.2	Cas particulier de l’Anjihai He et de la Jingou He	50
2.2.2.3	De l’effet attracteur de la traversée des plis	52
2.2.3	Profils longitudinaux	53
2.2.3.1	Profils “globaux”	53
2.2.3.1.1	Pentes	53
2.2.3.1.2	Comparaison entre rivières	55
2.2.3.2	Profils dans le piémont	56
2.2.3.2.1	Ruptures de pentes	56
2.2.3.2.2	Linéarité	57
2.3	Terrasses fluviales	57
2.3.1	Cartographie	57
2.3.2	Caractéristiques communes aux différents systèmes	60
2.3.2.1	Terrasses antérieures à l’incision holocène	60
2.3.2.2	Terrasses holocènes	65
2.3.2.3	Décroissance des largeurs	67
2.3.3	Localisation	67
2.3.3.1	Symétrie/asymétrie – <i>localisation transversale</i>	67
2.3.3.2	Position relative terrasses/plis – <i>localisation longitudinale</i>	69
2.3.3.3	Longueurs	69
2.3.3.4	Successions	70
2.4	Déformation	70
2.4.1	Comportement des rivières au travers des plis	70
2.4.1.1	Barrage	70
2.4.1.2	Surplus de charge sédimentaire	71
2.4.1.3	Rétrécissement et augmentation de la sinuosité	72
2.4.2	Quantité de déformation	73
2.4.2.1	Plissement des terrasses	73
2.4.2.2	Plissement des cônes alluviaux	79
2.5	Evolution du piémont Nord	79
2.5.1	Mise en place des cônes alluviaux	82
2.5.1.1	Caractéristiques quantitatives	82
2.5.1.2	Volume des cônes vs. stockage dans l’avant-pays	85
2.5.1.3	Corrélation(s) et distinction entre Est et Ouest	86
2.5.1.4	Discussion	88
2.5.1.4.1	Quelle corrélation attendre ?	90
2.5.1.4.2	Uniformité du piémont	93
2.5.1.4.3	Asynchronicité Est/Ouest ?	93

2.5.1.4.4	Autres propositions d'explication	93
2.5.2	Encaissement des rivières	99
2.5.2.1	Incision massive	99
2.5.2.2	Evolution de l'incision	99
2.5.2.3	Incision vs. érosion latérale	100
2.5.2.4	Quantification des volumes sédimentaires	102
2.6	Autres sites du Tian Shan oriental : piémont Sud et intérieur de la chaîne	105
2.6.1	Kuqa	105
2.6.1.1	Déformation	105
2.6.1.2	Morphologie récente	108
2.6.2	Bayanbulak	111
2.6.2.1	Déformation	111
2.6.2.2	Morphologie récente	120
2.7	Conclusion	122
2.7.1	Evolution cyclique du piémont Nord	124
2.7.2	Distinction entre le piémont Nord et d'autres contextes	125
3	Erosion fluviale	127
3.1	Introduction	127
3.1.1	Rivières alluviales vs. rivières à substratum rocheux	127
3.1.2	Cas des rivières du Tian Shan	127
3.2	Modélisation de l'érosion	128
3.2.1	Grandeurs en jeu	129
3.2.2	Erosion limitée par le transport, ou par le détachement ?	129
3.2.2.1	Rivières alluviales	129
3.2.2.2	Rivières à substratum rocheux	130
3.2.3	Charge de fond vs. charge en suspension	132
3.2.3.1	Profil de Rouse	133
3.2.3.2	Paramètre de Rouse	134
3.2.3.3	Calcul pratique	136
3.2.3.4	Cas des rivières du Tian Shan	137
3.2.4	Initiation du transport : contrainte critique et paramètre de Shields	137
3.2.4.1	Mise en mouvement	137
3.2.4.2	Contrainte critique	138
3.2.4.3	Le transport de sédiment, d'après Shields.	139
3.2.5	Histoire de probabilités : approche d'Einstein, équation d'Einstein-Brown	139
3.2.6	Puissance fluviale : équation de Bagnold	141
3.2.6.1	Approche énergétique	141
3.2.6.2	L'efficacité selon Bagnold	142
3.2.7	Choix du modèle	143
3.3	Article : la Kuitun He au cours de l'Holocène	143
3.3.1	Introduction	144
3.3.2	Geographical setting	145
3.3.3	Description of geomorphic features around Kuitun river	147
3.3.4	Chronological data	151
3.3.5	Topographic data	152
3.3.6	Slope evolution and S(z) graphs	154
3.3.7	Model	157
3.3.8	Results and discussion	160
3.3.9	Conclusion	164
3.3.10	Appendicial material: Calculation of Rouse parameter P	165
3.3.11	Notations	166

Bibliography	167
3.4 Limitations du modèle : <i>quid</i> de la largeur et de la sinuosité?	170
3.4.1 Largeur apparente et largeur effective	170
3.4.2 Sinuosité	171
3.4.3 Cas particuliers	175
3.4.3.1 Zigzags	175
3.4.3.2 Demi-cercles	176
3.4.3.3 Sinusoïde	176
3.4.4 Modifications du modèle	177
3.4.4.1 Largeur effective constante	177
3.4.4.2 Largeur effective constante, et sinuosité variable	179
3.4.5 Discussion	180
3.4.5.1 Cohérence hydrologique	180
3.4.5.2 La sinuosité comme indice d'érosion latérale	180
3.4.5.3 Formation d'une terrasse	181
3.5 Conclusion	182
4 Paléolac(s) du Dzungar	183
4.1 Préliminaires	183
4.1.1 Les lacs asiatiques et l'Holocène	183
4.1.2 Données climatiques utilisées	188
4.2 Article : le lac Ebi au cours de l'Holocène	191
4.2.1 Introduction	192
4.2.2 Geographical and climatic setting of western Dzungar Basin	194
4.2.3 Geomorphic record of climate change	200
4.2.3.1 Geomorphic setting of study area	200
4.2.3.2 Age and elevation of paleoshorelines around Ebi lake	203
4.2.4 Paleoshorelines, lake level and climate change	206
4.2.4.1 Estimating post high-stand tectonic deformation	206
4.2.4.2 Lake-level variations over the Holocene	209
4.2.5 Estimating present and past hydrologic balance	210
4.2.5.1 Model basis and approximations	210
4.2.5.2 Estimating past extent of Ebi lake	211
4.2.5.3 Present hydrological balance	211
4.2.5.4 Calculations for the Mid-Holocene and Early Holocene high stands	213
4.2.6 Conclusion	215
4.2.7 Appendicial material: Calculation of <i>PET</i>	216
Bibliography	219
Conclusion	221
A Datations	225
A.1 Luminescence optiquement stimulée (OSL)	225
A.1.1 Généralités	225
A.1.1.1 Principe physique	225
A.1.1.2 Matériaux idoines, et domaines d'applications	226
A.1.1.3 Gamme chronologique	228
A.1.2 Intérêts de l'OSL	228
A.1.3 Problèmes éventuels, et choix conséquents	229
A.1.3.1 Minéraux : le problème des feldspaths	229
A.1.3.2 Granulométrie : le problème des sables	229
A.1.4 Procédure expérimentale	230

A.1.4.1	Sur le terrain	230
A.1.4.2	Préparation des échantillons	231
A.1.4.3	Tri quartz/feldspaths	231
A.1.4.4	Mesure	232
A.1.4.4.1	Dispositif	232
A.1.4.4.2	Préchauffe	233
A.1.4.4.3	Séquence de mesures	233
A.1.4.5	Calcul	233
A.1.5	Echantillons du Tian Shan	234
A.1.5.1	Description des sites	234
A.1.5.1.1	Hutubi	234
A.1.5.1.2	Kuitun	234
A.1.5.1.3	Ebi	236
A.1.5.1.4	Bayanbulak	237
A.1.5.1.5	Kuqa	237
A.1.5.2	Diffraction aux rayons X	238
A.1.5.3	Paramètres environnementaux	240
A.1.5.3.1	Eau	242
A.1.5.3.2	Radioactivité	243
A.1.5.3.3	BBK	243
A.1.5.4	Résultats	243
A.2	Radiocarbone	246
A.2.1	Principe	246
A.2.2	Echantillons du Tian Shan	248
A.2.2.1	Problèmes	248
A.2.2.2	Apports de ces datations	252

Bibliographie**253**



Supposez que tout ce que je dis est de caractère plutôt scientifique.

*Aragon, "La Défense de l'Infini"
(Le Con d'Irène - 1926).*

Introduction

Les colères du climat apparaissent en ce début de troisième millénaire comme un sujet brûlant d'actualité, et ce à l'échelle planétaire. On se voit vivre de gigantesques "écarts aux normales saisonnières", on redécouvre qu'une rivière en crue peut tout balayer sur son passage, même dans un pays aussi "tempéré" que la France; l'Europe est toute surprise de se retrouver solidaire du lointain continent asiatique, en proie aux caprices d'un phénomène si banal, la pluie.

La relation directe entre climat et processus de surface ne fait plus aucun doute, même si elle apparaît probablement amplifiée par un facteur anthropique difficile à cerner précisément.

Ces événements ont pour unique mérite de souligner l'intérêt qu'il y aurait à bien comprendre la manière dont s'exerce le contrôle du climat sur le façonnage du paysage :

- dans quel cas y a-t-il érosion, dans quel cas sédimentation ?
- quelles quantités de matière sont échangées, et sur quelles échelles temporelles et spatiales ?
- ces événements sont-ils extraordinaires (catastrophiques), ou s'intègrent-ils dans une dynamique globale, peut-être cyclique ?
- les interactions climat / processus de surface observées dépendent-elles du contexte, existe-t-il des morphologies plus sensibles que d'autres ? en d'autres termes, peut-il y avoir des "effets de site" vis-à-vis d'événements climatiques comme il y en a vis-à-vis des séismes ?
- dans la même optique : comment intervient la tectonique dans ces interactions ?

Partant de ces interrogations, nous allons chercher à savoir dans quelle mesure une morphologie peut apparaître stationnaire, ou au contraire dynamique. Cette problématique recouvre plusieurs questions liées, principalement :

- quelles sont les parts respectives de la tectonique et du climat dans l'évolution d'un paysage ?
- l'évolution à court terme est-elle différente de l'évolution à long terme ?

Pour argumenter d'éventuelles réponses à ces questions, l'un des aspects essentiels de notre démarche sera de quantifier les phénomènes géologiques considérés.

Le contexte que nous avons choisi d'étudier en détail est celui d'un piémont, situé aux pieds des montagnes du Tian Shan, au Nord-Ouest de la Chine. Ce piémont, que l'on pourrait qualifier d'archétypique, présente l'avantage d'arbore une morphologie claire, suffisamment fraîche pour que les structures qui nous intéressent soient relativement faciles à décrire. La tectonique actuelle de cette région peut en outre être assez bien contrainte par une approche géomorphologique de la néotectonique locale.

L'objectif de ce travail est de reconstituer l'évolution de ce piémont, d'en comprendre le rythme et les mécanismes. A terme, l'analyse d'un tel système pourrait nous fournir des informations autant que possible quantitatives concernant l'histoire tectonique et climatique qui le contrôle.

Dans une première partie, nous décrivons le contexte géologique et climatique, passé et actuel, du Tian Shan. L'existence de la chaîne remonte au Paléozoïque, mais son activité tectonique actuelle s'intègre dans le système de la collision Inde-Asie, qui induit un raccourcissement régional Nord-Sud important, de l'ordre de 2 cm/an. Sous l'effet de la compression, la chaîne chevauche ses deux bassins d'avant-pays, interagissant avec eux par l'intermédiaire de ses piémonts Nord et Sud qui accommodent vraisemblablement une grande partie de la déformation.

Le climat régional résulte de la combinaison de plusieurs influences de ceintures climatiques importantes voisines. Cette position délicate rend la région particulièrement sensible aux perturbations, et laisse supposer que les grands changements climatiques quaternaires ont pu notablement l'affecter, malgré l'apparente protection d'une continentalité marquée.

Le décor général étant posé, nous procédons dans le deuxième chapitre à une description minutieuse du piémont Nord, d'abord à partir de données publiées, puis en exploitant de nouvelles données, principalement topographiques et géochronologiques. Une partie du travail (présentée en annexe) a en effet consisté en datations de surfaces fluviales par luminescence optiquement stimulée, réalisées grâce à l'étroite collaboration de N. Mercier, du LSCE de Gif-sur-Yvette. Toutes ces données nous permettent de mettre en évidence les traits "vivants" du piémont, qui en font un système non-stationnaire. Les rivières jouent bien sûr un rôle prépondérant dans son évolution, tantôt en alimentant la formation de grands cônes alluviaux au pied de la chaîne, tantôt en incisant profondément ces mêmes dépôts. Nous essayons de quantifier ces phases majeures de dépôt et d'érosion, sans perdre de vue l'activité tectonique qui affecte cette zone en permanence.

L'analyse de données satellitaires, topographiques et géochronologiques concernant d'autres sites du Tian Shan, dans le piémont Sud et dans un bassin intérieur à la chaîne, permet de relativiser l'enseignement tiré de l'étude du piémont Nord. Son évolution morphologique récente apparaît en effet étroitement liée au contexte local, car assez différente de ce que l'on peut observer pourtant non loin de là, sur des systèmes de structures apparemment analogues.

Le chapitre qui suit se focalise sur la phase d'érosion fluviale qui ressort de l'interprétation de l'histoire holocène du piémont Nord. Nous essayons d'évaluer la dynamique d'une des rivières drainant cette zone durant sa dernière phase d'encaissement dans les dépôts alluviaux abandonnés lors de la dernière déglaciation. A partir d'un modèle de transport sédimentaire très simple basé sur l'approche de Bagnold, nous exploitons les données de paléo-pentes et de paléo-largeurs de la rivière tirées de l'observation de ses terrasses et tentons d'en déduire plusieurs scénarii possibles d'évolution hydrologique sur l'Holocène.

Dans la quatrième partie, nous poursuivons cette réflexion sur la dynamique morpho-climatique de la région à l'Holocène en nous plaçant cette fois à l'exutoire de la rivière précédente. Le lac Ebi, qui draine un bassin versant comprenant entre autres la moitié du piémont Nord du Tian Shan, est bordé de paléo-lignes de rivage qui témoignent que le niveau du lac était récemment beaucoup plus haut qu'aujourd'hui. Ces objets nous fournissent une précieuse information quant à la paléo-étendue du lac, qui va nous permettre, par le calcul de bilans hydrologiques du système lac / bassin versant à la mi-Holocène et à l'actuel, de comparer les régimes climatiques correspondants. Cette démarche vient compléter l'analyse de l'incision fluviale du chapitre précédent, en invalidant certaines des options d'abord proposées.



Il n'est pas facile à Paris de trouver sur les trottoirs un caillou dans lequel taper. A la campagne, oui. Mais à la campagne, on s'en fout. Tandis qu'à Paris, il est parfois nécessaire de trouver un bon caillou dans lequel taper. C'est ainsi.

F. Vargas, "Debout les morts" (1995).

Chapitre 1

Contexte, géologique et climatique

Les montagnes du Tian Shan (les “Monts Célestes”) se situent en Asie Centrale, dans une région partagée entre la Chine (région du Xinjiang), le Kazakhstan et le Kirghizstan (fig. 1.1). Elles s’étendent dans une direction à peu près Est-Ouest sur plus de 2000 km de long et 200-300 km de large.

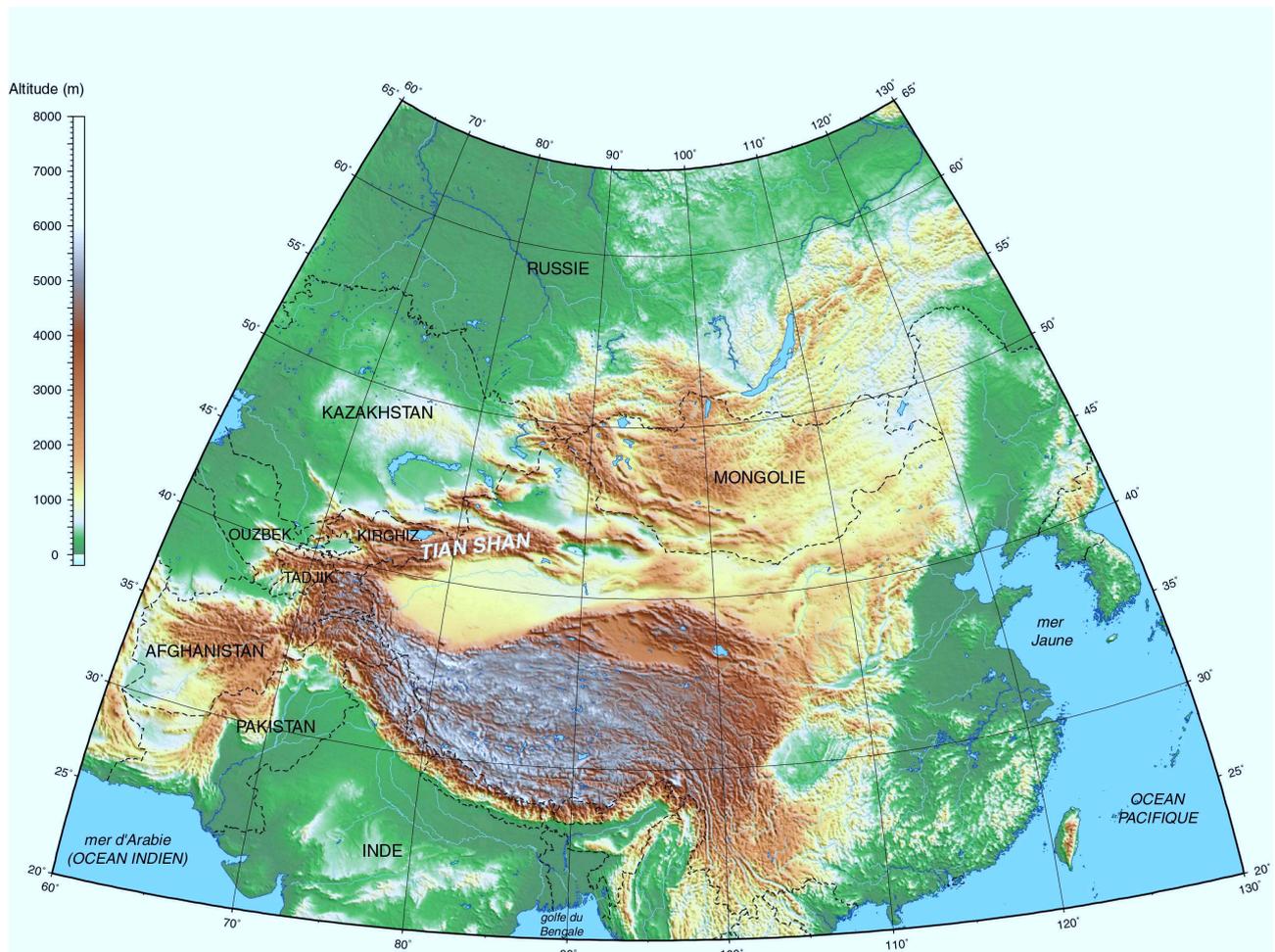


FIG. 1.1: Localisation du Tian Shan au sein de l'Asie. La topographie est extraite du modèle global GTOPO30, rééchantillonné à 2 min.

La chaîne est bordée sur ses flancs par deux bassins flexuraux d’avant-pays, le bassin du Dzungar au Nord et le bassin du Tarim au Sud, tous deux remplis d’épaisseurs plurikilométriques de sédiments.

Son altitude moyenne est supérieure à 2000 m, avec un relief marqué par le contraste entre les plus hauts sommets ($>$ à 7000 m) et les bassins bordants (\leq 1000 m) (fig. 1.2). Cette topographie résulte essentiellement de l’histoire récente cénozoïque, tandis que la géométrie de la chaîne s’appuie sur des structures bien antérieures, essentiellement apparues au Paléozoïque (e.g., Coleman, 1989).

Les structures actuelles majeures de la chaîne sont résumées figure 1.3. La géologie du Tian Shan chinois est grossièrement présentée figure 1.4.

1.1 Tectonique “ancienne”

1.1.1 Histoire Paléozoïque

On considère souvent que les bassins du Tarim et du Dzungar ont des socles cratoniques datant du Précambrien (Zhang *et al.*, 1984; Guo *et al.*, 1992). En ce qui concerne le Tarim, un soubassement cratonique expliquerait la grande résistance du bloc à la déformation par rapport aux terrains du Tian Shan (Neil & Houseman, 1997). Une autre hypothèse suggère qu’il s’agirait de bassins arrière-arcs, peut-être sous-plaqués de lithosphère océanique subductée, qui se seraient formés en arrière de marges actives impliquant le Tian Shan et la Kunlun Shan (Carroll *et al.*, 1990; Hsü *et al.*, 1994).

La position des bords de la chaîne paléozoïque n’est pas précisément connue. Il est possible que les structures anciennes s’avancent loin dans l’avant-pays actuel, c’est-à-dire bien au-delà des escarpements abrupts qui marquent les flancs de la chaîne actuelle. Une conséquence de cette incertitude est que l’intérieur de la chaîne ne peut fournir d’informations que sur les marges des bassins, qui demeurent donc mal connus.

Une interprétation possible de l’histoire paléozoïque du Tian Shan est proposée figure 1.5, suivant le modèle proposé par Gao *et al.* (1998).

1.1.1.1 Préliminaires aux orogénèses

Au Protérozoïque, la zone de Kelpin/Kuruktag et le “Tian Shan moyen”, qui constituent une partie du craton précambrien sibérien, deviennent une marge active du fait de la subduction de la Proto-Téthys vers le Nord sous ce craton (Gao *et al.*, 1998). Les roches protérozoïques, volcaniques et plutoniques, qui affleurent dans ces terrains, constituent un témoignage de l’existence de cette marge active. Le faciès de haute pression schiste bleu observé indique que les roches furent enfouies à 30–50 km de profondeur avant d’être exhumées par la suite lors du développement d’un prisme d’accrétion (Coleman, 1989).

L’extension arrière-arc donne lieu à la formation du bassin du Dzungar qui sépare alors l’arc magmatique du craton situé au Nord. La poursuite de l’extension divise en outre l’arc en un arc extérieur et plusieurs autres : l’arc de Kunlun, l’arc du Tarim Central, l’arc de Kelpin/Kuruktag, et l’arc du Tian Shan moyen (Hsü *et al.*, 1994).

1.1.1.2 Suture Sud

La suture méridionale correspond à la collision d’une marge continentale passive (le Nord du bloc du Tarim) avec une marge active située au Nord (e.g., Gao *et al.*, 1998). La lithosphère océanique du Sud Tian Shan subducte d’abord sous l’arc du Tian Shan moyen de l’Ordovicien moyen au Dévonien Inférieur (Hsü *et al.*, 1994). Une fois le bassin consommé, l’arc de Kelpin/Kuruktag entre en collision avec le Tian Shan moyen auquel il se soude. Le reliquat du bassin subducté se transforme alors en bassin d’avant-pays.

La présence d’un arc magmatique au Nord de la suture, ainsi que la vergence Sud des chevauchements ophiolitiques, ne laissent aucun doute sur le sens de cette subduction, vers le Nord (Windley *et al.*, 1990).

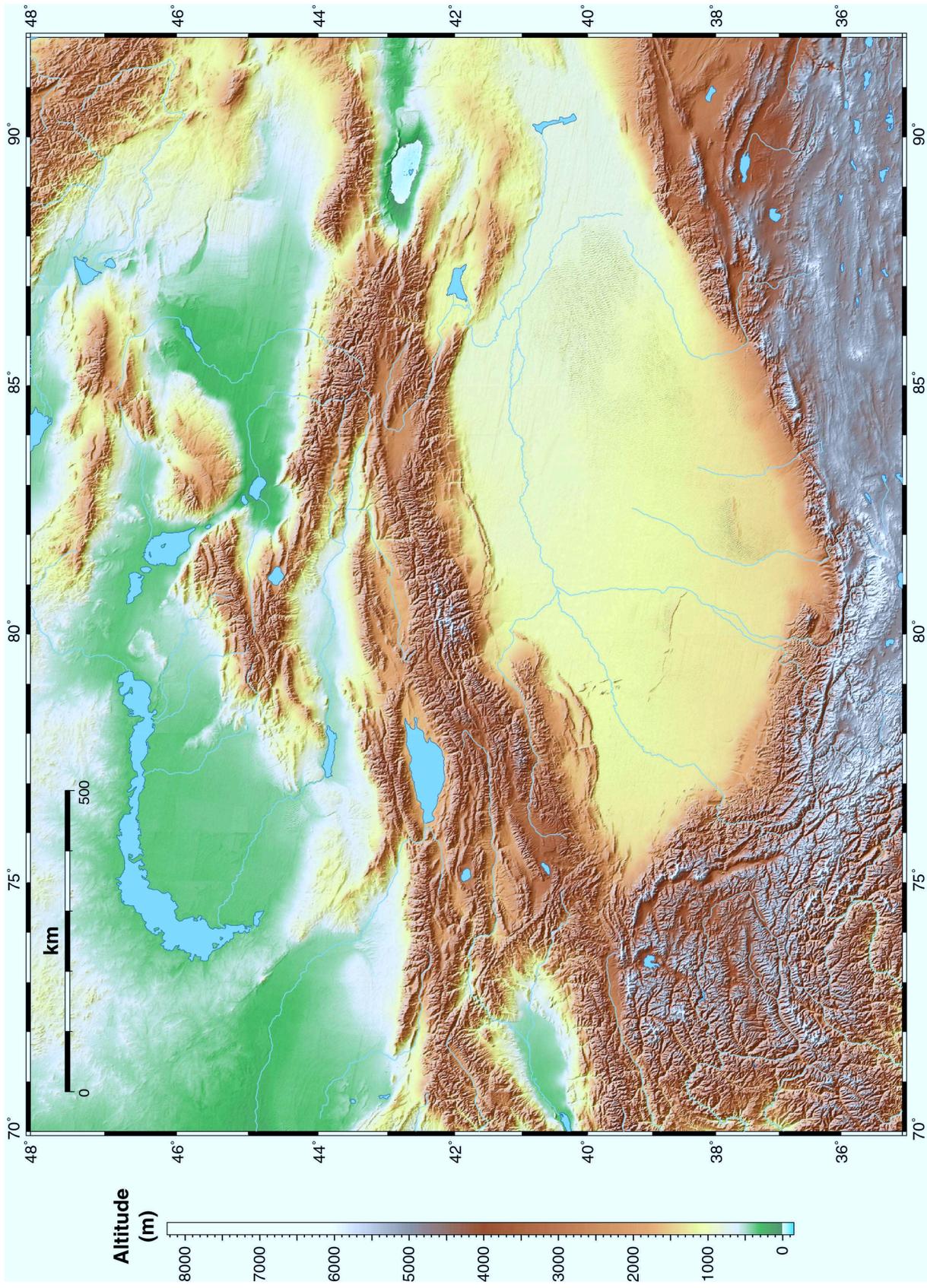


FIG. 1.2: Topographie de la chaîne du Tian Shan, extraite du modèle global GTOPO30, à 30".

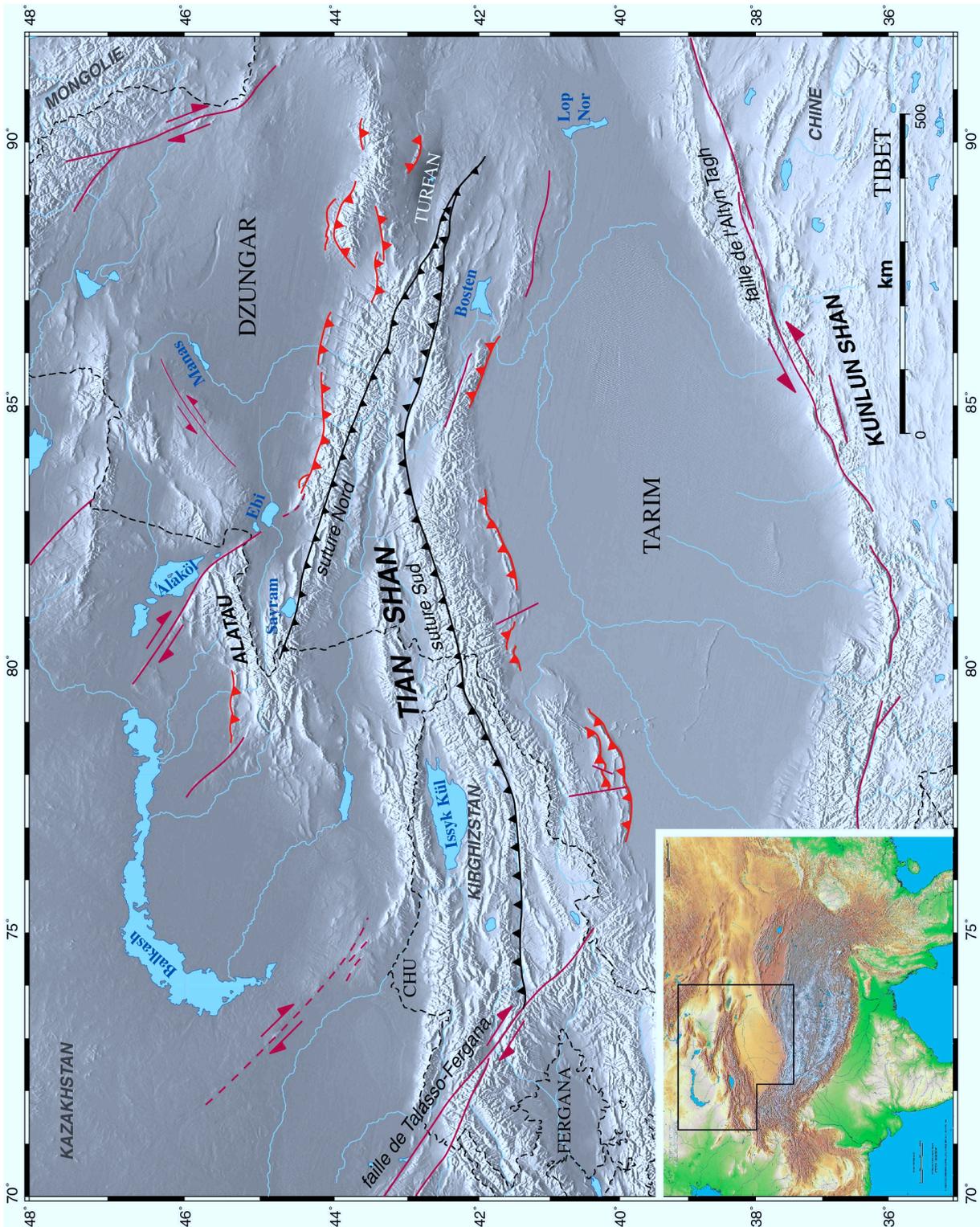


FIG. 1.3: Carte des principaux traits tectoniques du Tian Shan actuel. La plupart de ces structures sont héritées de l'histoire paléozoïque de la chaîne, et ont été en partie réactivées au Cénozoïque du fait de la collision Inde-Asie.

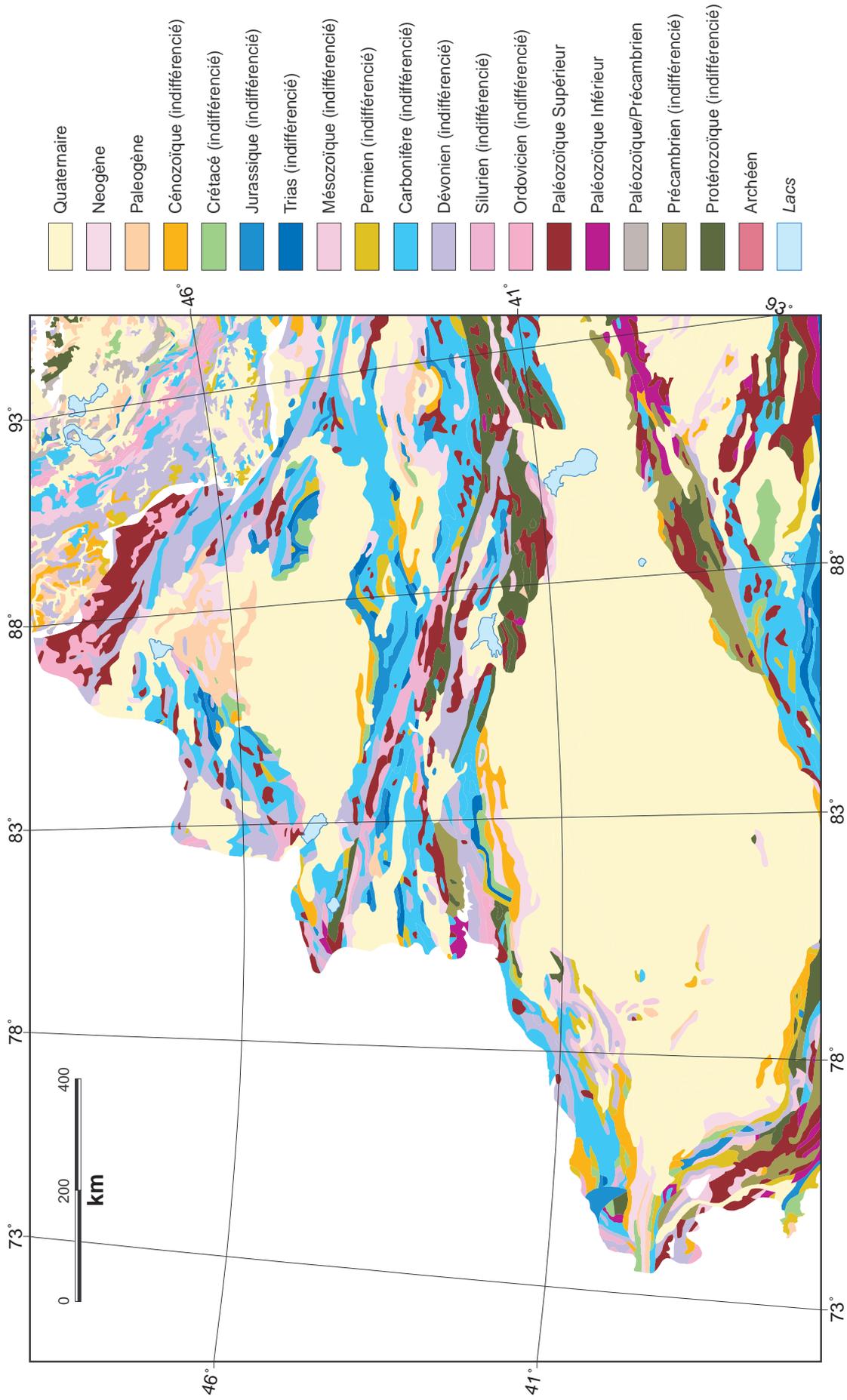


FIG. 1.4: Carte de la géologie du Xinyi Jiang, comprenant la partie chinoise du Tian Shan – extraite de la géologie mondiale USGS/UNESCO au 1/5000000^e, 1990 (© E. Thauvin).

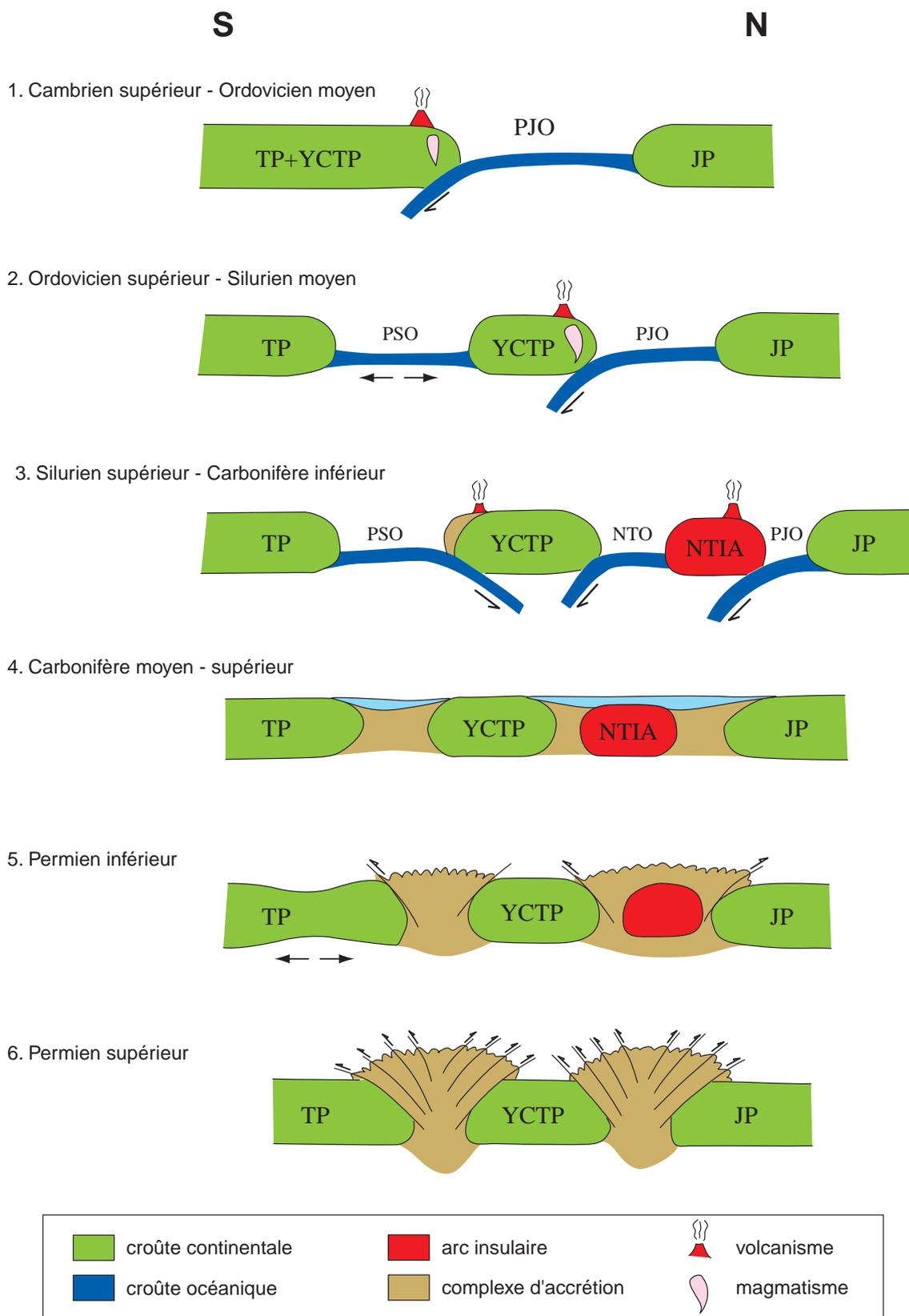


FIG. 1.5: Modèle d'évolution paléozoïque de la chaîne du Tian Shan, tel que proposé par Gao et al. (1998). ("TP" = bloc du Tarim; "YCTP" = bloc Tian Shan central + Yili; "JP" = bloc du Dzungar; "PJO" = paléo-océan dzungar; "PSO" = paléo-océan du Sud Tian Shan; "NTO" = océan d'arrière-arc du Nord Tian Shan; "NTIA" = arc insulaire du Nord Tian Shan.)

On observe dans le Sud du Tian Shan, au Nord et au Sud du paléo-arc de Kelpin/Kuruktag, des sédiments datant du Dévonien moyen (carbonates et pélites), parfois intercalés avec des ophiolites, qui témoignent d’un approfondissement notable des bassins à cette époque (Allen *et al.*, 1991; Hsü *et al.*, 1994). Cet approfondissement peut avoir été la conséquence soit de l’expulsion des ophiolites, soit d’un épisode de rifting ayant généré de la lithosphère océanique plus au Nord (Allen *et al.*, 1991).

On trouve des plagiogranites dérivés du manteau dans la partie plutonique des ophiolites liées à cette accréation. La datation au $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircons extraits de ces roches (Guo *et al.*, 1992) donne un âge de 2.7 milliards d’années à la croûte continentale du Tarim, ce qui renforce l’hypothèse d’appartenance du Tarim au craton précambrien. (Durant l’orogénèse calédonienne, Guo *et al.* (1992) supposent que la subduction a évolué du type andin au type pacifique, ce qui aurait résulté en l’amincissement et l’océanisation de la croûte continentale du bord Nord de la plaque. Le matériel continental crustal assimilé par du magma mantellique diapirique aurait préservé ces zircons dans des xénocristaux jusque dans le produit final de différenciation du magma, le plagiogranite de la croûte océanique d’arrière-arc que l’on observe parmi les ophiolites.)

L’analyse de la stratigraphie place globalement cette collision entre le Dévonien Supérieur et le Carbonifère moyen, peut-être plus tôt à l’Est qu’à l’Ouest, pour Allen *et al.* (1991, 1992) et Shi *et al.* (1994), tandis que Hsü *et al.* (1994) la situe un peu avant, au Dévonien moyen. Le bassin d’avant-pays associé à cette suture, au Sud de la zone d’ophiolites, montre un remplissage datant du Carbonifère Inférieur (Windley *et al.*, 1990).

1.1.1.3 Suture Nord

La suture septentrionale résulte de la collision entre une marge active située au bord Nord du bloc formé par la première suture (“bloc Yili + Tian Shan central”, Gao *et al.*, 1998), et un arc insulaire venu du Nord (Allen *et al.*, 1991).

D’après Allen *et al.* (1991), les chevauchements générés sont à vergence Nord mais ne permettent pas de déterminer le sens de la subduction. Au contraire, pour d’autres auteurs (Shi *et al.*, 1994; Gao *et al.*, 1998), cette collision marque le terme de la subduction de l’océan Dzungar sous le bloc Yili + Tian Shan central. Windley *et al.* (1990) s’appuient sur la séquence de la Bogda Shan (à l’Est du bassin Dzungar) : arc insulaire / ophiolites / bassin d’avant-pays, pour en déduire la vergence Sud de la subduction.

La flexure de la lithosphère du Nord crée en effet au niveau de l’arc un bassin d’avant-pays qui se remplit au Permien (Windley *et al.*, 1990). Les roches clastiques qui s’y déposent sont surtout des turbidites dérivées de tuffs remaniés. Ces turbidites présentent des niveaux plissés entre des couches non plissées. Des dykes non plissés datés du Permien intrudent certains plis et chevauchements, ce qui donne une limite temporelle supérieure à la déformation syn-sédimentaire de l’avant-pays paléozoïque (Allen *et al.*, 1991).

Des dépôts clastiques du Carbonifère moyen reposent en discordance sur des roches volcaniques de type arc insulaire au niveau de cette suture (Allen *et al.*, 1992), ce qui fait dire à Gao *et al.* (1998) que la collision daterait même de la fin du Carbonifère Inférieur.

Pour d’autres auteurs, le Nord-Tian Shan n’est pas une suture et l’arc observé ne serait qu’un arc magmatique né d’une ancienne marge passive devenue active au Dévonien ou au Carbonifère (Hsü *et al.*, 1994). Le bassin océanique du Dzungar aurait subducté depuis l’Ordovicien sous sa marge Nord avant de se mettre à subduire sous sa marge Sud.

1.1.1.4 Après les collisions : début du remplissage des bassins

Dès le Carbonifère Moyen, les blocs Tarim et Dzungar, ainsi que Yili et Tianshan central, sont donc amalgamés au continent Eurasie (Gao *et al.*, 1998). Comme les dépôts de la fin du Carbonifère sont discordants sur les couches antérieures, il est probable que la chaîne ait subi de la compression encore à cette époque, c’est-à-dire après la fermeture des sutures.

La poursuite de la convergence crée notamment au Nord du bloc Tarim une fosse flexurale, où s’accumulent au moins 2000 m de sédiments marins et fluviatiles entre le Carbonifère Inférieur et le Permien Inférieur (Carroll *et al.*, 1995).

Du Carbonifère au Permien, le remplissage des bassins du Dzungar et de Turfan consiste en roches calco-alcalines et sédimentaires d’origine volcanique. En effet, les arcs volcaniques sont encore actifs à cette époque au Nord Tian Shan et dans la Bogda Shan, déposant notamment des épaisseurs kilométriques de sédiments marins profonds au Nord-Ouest du Dzungar, par flux gravitaires (Carroll *et al.*, 1995). Le magmatisme d’arc cesse néanmoins vers la fin du Carbonifère, après la fermeture définitive du bassin océanique situé entre le bloc Tian Shan central et l’arc Nord Tian Shan.

D’après Carroll *et al.* (1990), le Dzungar constitue du Permien Inférieur au Trias un bassin flexural d’avant-pays qui se remplit progressivement de sédiments continentaux. Selon eux, les séries sédimentaires observées sont incompatibles avec l’hypothèse d’un épisode de rifting.

Au contraire, pour Allen *et al.* (1991), la présence d’intrusions ignées basaltiques (gabbros, essaims de dykes) dans les sédiments clastiques et lacustres datant du Permien Inférieur indique que la séquence permienne ne correspond pas au remplissage d’un bassin d’avant-pays. La nature tholéitique des basaltes montre en outre qu’il ne s’agit pas d’un magmatisme calco-alcalin associé à la subduction. Par ailleurs, des coupes sismiques du bassin font apparaître des grabens dans les sédiments permien, ce qui suggère que ce magmatisme a pu précéder, puis accompagner l’extension du Dzungar au Permien (Allen *et al.*, 1991). Le plus fort flux de chaleur de l’histoire thermique du Dzungar concerne d’ailleurs la période Permien–Trias ($\sim 85 \text{ mW/m}^2$), et serait une conséquence d’un rifting Carbonifère-Permien (Wang *et al.*, 2001). Coleman (1989) relie cet apport de chaleur aux intrusions granitiques qui fleurissent à cette époque dans la région du Tian Shan, et l’interprète comme un événement thermique d’origine mantellique, concernant toute la Paléo-Asie.

Au Tarim, une telle extension est difficile à mettre en évidence pour Allen *et al.* (1991), tandis que Carroll *et al.* (1995) affirment que les dépôts de sédiments clastiques non-marins et de roches volcaniques au Permien Inférieur témoignent de l’extension continentale du Nord du bloc.

En outre, on observe en bordure Nord du bassin, au niveau du Tian Shan central, des dykes mafiques et ultramafiques datés du Carbonifère au Permien par la méthode K/Ar (Li *et al.*, 1988). L’activité tectonique liée à la collision entre le Tarim et le bloc situé au Nord se serait poursuivie durant cette période en provoquant des éruptions de basaltes au bord du craton ainsi que le soulèvement qui transforma l’environnement marin en environnement continental. L’analyse paléomagnétique de dykes du Permien Inférieur (Bai *et al.*, 1987) et Supérieur (Li *et al.*, 1988) confirme que le mouvement du Tarim vers le Nord par rapport au craton sibérien a continué durant le Permien, après la collision principale. On note également qu’une partie du déplacement s’est faite vers l’Est.

Enfin, les sédiments permien des deux bassins bordants comportent des niveaux de grès provenant manifestement de la paléo-chaîne (Carroll *et al.*, 1995). Au Nord du Tarim, ce sont surtout des grains de roches volcaniques de type rhyolitique, tandis que ceux du Dzungar portent la marque distinctive des roches granitiques de la chaîne.

1.1.2 Le Mésozoïque : calme relatif

Les épais dépôts sédimentaires qui se sont accumulés du Jurassique au Tertiaire Inférieur représentent l’enregistrement de la subsidence du Nord-Ouest de la Chine, ponctuée de quelques événements liés à la tectonique convergente du Sud de l’Asie (fig.1.6).

L’étude de paléocourants de chenaux fossiles et des compositions des grès mésozoïques (Hendrix *et al.*, 1992) montre que la topographie du Tian Shan était alors encore positive, même si elle n’était peut-être que peu marquée.

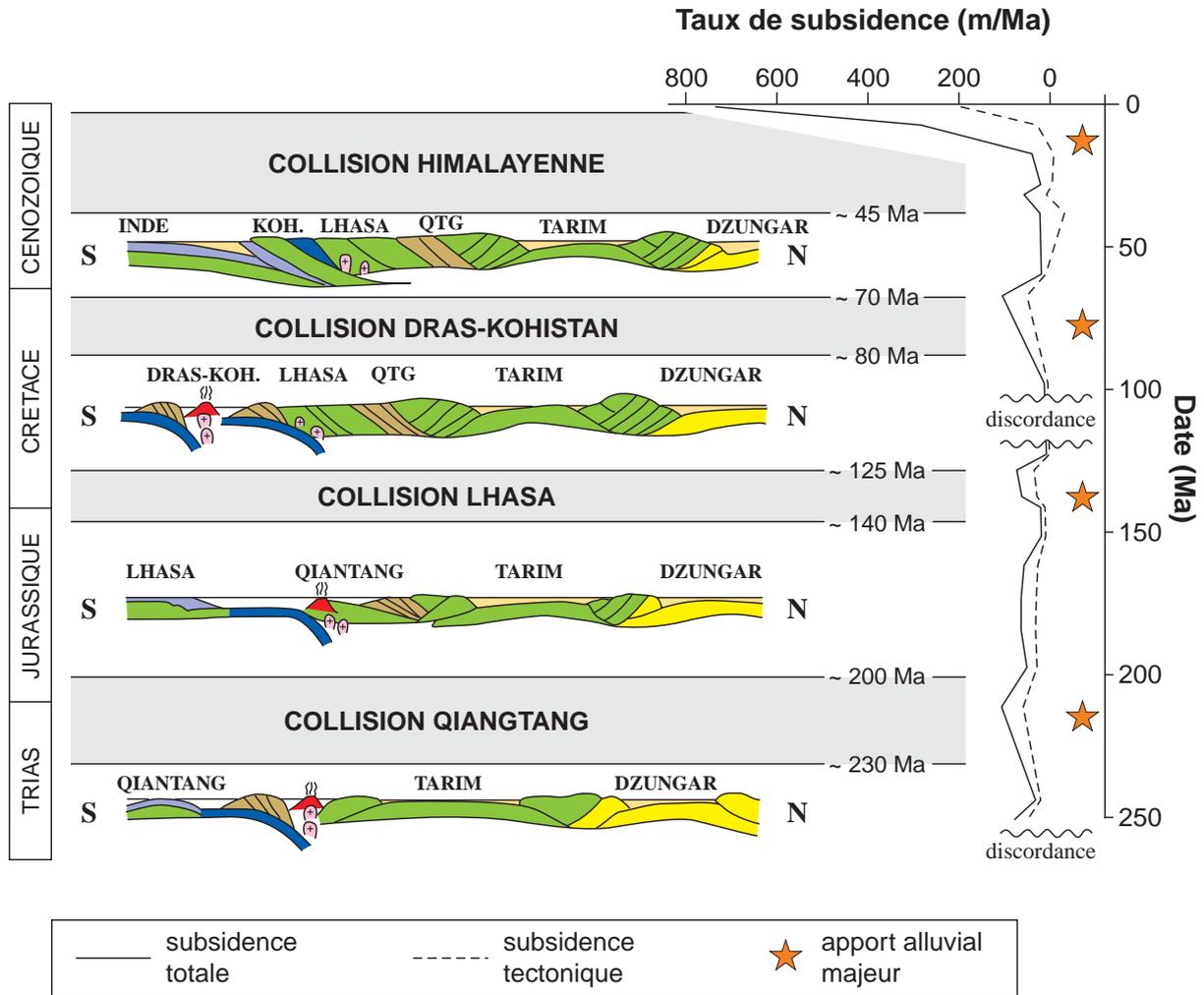


FIG. 1.6: Chronologie des collisions des blocs Qiantang, Lhasa, Dras-Kohistan et Inde avec la marge continentale sud-asiatique, au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, d'après [Hendrix et al. \(1992\)](#). Les courbes de subsidence tectonique et totale figurées sont proposées par les auteurs pour le remplissage sédimentaire du Nord du bassin du Tarim. A chaque collision correspond une période de subsidence accrue du bassin, ainsi qu'à un épisode majeur d'apports alluviaux conglomératiques.

1.1.2.1 Subsidence des bassins

Dans le Tarim et au Nord-Ouest du Dzungar, des grès et des conglomérats fluviaux jurassiques recouvrent en discordance la série paléozoïque plissée. Peu de failles affectent les sédiments mésozoïques, la subsidence des bassins pourrait donc être thermique, consécutive à l'extension permienne ([Allen et al., 1991](#)). Par contre, les séquences constituant le remplissage du bassin de Turfan montrent une déformation qui suggère plus une subsidence due à la tectonique de collision qu'une subsidence thermique, pour ce bassin en particulier ([Allen et al., 1993](#)).

Des chevauchements à vergence Sud-Est sont observés sur des profils sismiques de l'Ouest du Dzungar, dans les couches triasiques et jurassiques, mais ils sont interprétés comme résultant de la réactivation d'anciennes failles, et sans incidence sur la subsidence, car les onlaps vers le Nord se poursuivent pendant et après ces chevauchements ([Allen et al., 1991](#)).

La séquence crétacée, concordante avec la séquence jurassique, est dominée sur tout le Tian Shan par des mudrocks de conditions oxiques témoignant d'un environnement lacustre. Le taux de sédimentation est moins important qu'au Jurassique (Allen *et al.*, 1991).

Au nord-ouest du Tian Shan, les domaines de Turan et du Sud-Kazakhstan se comportent également comme des bassins d'arrière-arc, en subsidence de la fin du Permien jusqu'à l'Eocène (Thomas *et al.*, 1999).

1.1.2.2 Effets lointains

Les courbes de subsidence très cohérentes des bassins du Tarim, du Dzungar et de Turfan montrent des impulsions d'apport de matériel alluvial, clastique et grossier, à la fin du Trias, à la fin du Jurassique, et dans le Nord du Tarim également à la fin du Crétacé (Hendrix *et al.*, 1992). L'accélération de la subsidence flexurale et le dépôt de conglomérats alluviaux répondent à une déformation périodique du Tian Shan dont les chevauchements bordants sont réactivés. Les trois événements sédimentaires repérés sont corrélés aux collisions successives du Sud de l'Asie avec le bloc du Qian-Tang vers la fin du Trias, le bloc de Lhasa à la fin du Jurassique, et l'arc du Dras-Kohistan au Crétacé Supérieur (Hendrix *et al.*, 1992, voir figure 1.6).

L'observation de couches jurassiques et crétacées, plissées et décalées par des failles inverses, sur lesquelles des sédiments pliocènes reposent en discordance, révèle l'effet compressif non négligeable de ces réactivations occasionnelles (Windley *et al.*, 1990; Thomas *et al.*, 1999).

Par ailleurs, la reconstitution des paléotempératures d'enfouissement de grès mésozoïques (par analyse de traces de fission) prélevés le long d'une coupe de plusieurs kilomètres permet de déduire les paléop profondeurs de ces roches, incompatibles avec les épaisseurs stratigraphiques telles qu'on peut les mesurer sur le terrain (Hendrix *et al.*, 1994) ; ceci montre que la séquence était déjà basculée vers le Nord avant d'être exhumée, probablement du fait des diverses déformations mésozoïques précédemment citées.

1.1.2.3 Paléoenvironnements

L'enregistrement sédimentaire suggère qu'une forte circulation moussonale régnait sur la région du Jurassique Inférieur au Jurassique moyen, interrompue au Jurassique Supérieur du fait de la dislocation de la Pangée (Hendrix *et al.*, 1992). Les vents moussonnaires du Sud qui apportaient les précipitations depuis la Téthys disparaissent, et le bassin du Tarim s'aridifie tandis que le bassin Dzungar reçoit un peu d'humidité par l'intermédiaire des vents du Nord et voit se développer de larges lacs bien oxygénés. Le bassin de Turfan témoigne également de l'aridification du climat au Sud de la chaîne, la Bogda Shan le privant des pluies venues du Nord (Allen *et al.*, 1993).

1.2 Tectonique actuelle

1.2.1 Réveil au Cénozoïque

La collision Inde-Asie, commencée dès le début du Paléocène, cause au cours du Cénozoïque la réactivation de nombreuses structures déjà existantes en Asie. Ses effets se propagent progressivement de plus en plus loin vers le Nord, au moins jusqu'au lac Baïkal.

Les structures paléozoïques du Tian Shan font partie des zones de faiblesses préférentiellement réactivées (Molnar & Tapponnier, 1981; Coleman, 1989; Allen *et al.*, 1994).

1.2.1.1 Effet stratigraphique

Une épaisse séquence de conglomérats et de roches détritiques de granulométrie fine d'âge Oligocène à Miocène surmonte une discordance d'étendue régionale. Ce changement est interprété comme le début

de la réactivation de la chaîne induite par la collision Inde-Asie qui se produit à plus de 1000 km au Sud (Windley *et al.*, 1990).

L'épaisseur crustale assez importante des bassins (de l'ordre de 40 km) pourrait justifier que le relief du début du Tertiaire ait été suffisant pour générer un faciès de molasse continentale sans passer par une période de flysch (Allen *et al.*, 1991). En ce qui concerne le Tarim, l'aridification de la région a pu favoriser dès le Tertiaire ce type de sédimentation détritique. La surrection du Tian Shan accentue l'évolution du climat régional, en faisant barrage aux vents du Nord, créant ainsi une barrière empêchant la pluie d'atteindre le Tarim tandis que des lacs se développent au Dzungar.

1.2.1.2 Contraintes temporelles

Outre le changement brutal de sédimentation, d'autres indications permettent d'encadrer l'âge de la réactivation de la chaîne. La présence de lignes de rivages éocènes à une altitude actuelle de 2000 m sur son flanc Sud atteste l'importance du soulèvement survenu depuis cette époque (Hendrix *et al.*, 1994).

L'analyse de traces de fission dans des apatites de grès mésozoïques prélevés le long de la rivière Manas, dans le piémont Nord, montre que les couches étudiées subissent une exhumation de 24-25 km il y a environ 24 Ma (avec l'hypothèse d'un gradient géothermique de 22°C/km). Cet âge est relié à l'initiation du soulèvement accompagnant le regain d'activité de la chaîne (Hendrix *et al.*, 1994).

Cette date coïncide plus ou moins avec l'arrêt du fonctionnement sénestre de la faille du Fleuve Rouge (~ 23 Ma), l'augmentation des taux d'exhumation en Himalaya, l'accélération de la sédimentation détritique dans les Siwaliks et le cône du Bengale (~ 18 Ma), et l'activité simultanée du MCT et du détachement du Sud-Tibet (~ 19-22 Ma). Hendrix *et al.* (1994) suggèrent ainsi que la réactivation du Tian Shan pourrait être, de même que ces différents événements, une des manifestations du changement de régime tectonique de la collision, passant d'un mécanisme essentiellement extrusif à une déformation dominée par l'épaississement crustal.

L'Oligocène semble marquer en outre le début du fonctionnement de la faille de l'Altyn-Tagh entre le bassin du Tarim et celui du Qaidam, jusqu'ici probablement réunis en un seul bassin (Meng *et al.*, 2001).

Burchfiel *et al.* (1999) contestent cette chronologie, en affirmant que la séquence stratigraphique du piémont Nord de la chaîne ne présente ni discordance avant le Quaternaire, ni changement marqué de taux de sédimentation. Selon eux, l'interprétation des analyses de traces de fission présentée par Hendrix *et al.* (1994) est donc erronée.

1.2.1.3 Accélération Pliocène ?

Une nouvelle surface discordante régionale précède le dépôt de molasses d'âge Pliocène à Quaternaire, à un taux plus rapide et avec une granulométrie plus grossière qu'au Miocène (Windley *et al.*, 1990). En outre, le taux de sédimentation dans les bassins bordants, qui montrait un premier pic cénozoïque vers 17 Ma (plutôt corrélé avec le début de la réactivation), augmente à nouveau vers 5-6 Ma (Métivier & Gaudemer, 1997).

Cette possible intensification de l'activité tectonique pourrait concorder avec un changement observé dans l'enregistrement sédimentaire d'une séquence de dépôts alluviaux au pied de la chaîne des Kunlun, au sud-ouest du Tarim (Zheng *et al.*, 2000). On passe en effet d'un environnement de plaine alluviales distales à un environnement de cône proximal, tandis que le taux de sédimentation augmente, et ce vers 4.5-3.5 Ma. Zheng *et al.* (2000) attribuent ces changements à une accélération du soulèvement du plateau tibétain.

La formation de "Xiyu" consiste en molasses qui s'accumulent de manière similaire au Pléistocène inférieur en bordure des Kunlun et du Tian Shan. Selon Tungsheng *et al.* (1996), cette série est liée à un climat humide et froid, qui résulterait également du soulèvement du Tibet.

A la même époque, le taux de subsidence du lac Baïkal augmente notablement, tandis que son remplissage se fait plus grossier. Ces manifestations correspondent au début d’une phase de “rifting actif” du Baïkal (Logtchev & Zorin, 1997; Delvaux *et al.*, 1997).

Non loin du Tian Shan, sur le “Plateau de Loess”, des séquences de loess, paléosols et argiles rouges remontant à plus de 7 Ma exhibent deux changements majeurs pendant la période Plio-Pléistocène : vers 2.6–2.4 Ma, puis 1.2–1.1 Ma, la granulométrie des sédiments augmente brusquement, et continue à augmenter progressivement après chaque changement brutal (Xiong *et al.*, 2001). Le taux de sédimentation semble également augmenter par la même occasion. La corrélation bien nette entre les différentes séquences suggère un effet régional plus que local à ces changements. Les deux dates correspondent à peu près à des changements climatiques globaux (e.g., Shackleton *et al.*, 1984), mais Xiong *et al.* (2001) proposent qu’ils soient plutôt reliés à une accélération du soulèvement du Tibet.

On considère plus souvent que le plateau tibétain avait atteint son élévation maximale vers 8 Ma, avant l’initiation de failles normales notables (Molnar *et al.*, 1993).

Quoiqu’il en soit, la comparaison entre le raccourcissement fini subi par le Tian Shan et son taux de déformation actuelle semble montrer que le raccourcissement a forcément dû augmenter depuis le Miocène, si c’est bien à ce moment que la chaîne a été réactivée. En effet, le raccourcissement total du Tian Shan est estimé par calcul isostatique à 200 km (Avouac *et al.*, 1993), à une longitude où le taux de déformation mesuré par GPS s’élève à environ 20 mm/an (§ 1.2.2.2). Si l’on attribue tout le raccourcissement au fonctionnement cénozoïque de la chaîne (Avouac *et al.*, 1993), alors :

- soit le taux de déformation est resté constant depuis la réactivation, mais celle-ci n’a pas eu lieu avant 10 Ma,
- soit la réactivation date bien du début du Miocène, mais alors le raccourcissement a nécessairement accéléré à un moment ou à un autre.

Abdrakmatov *et al.* (1996) penchent pour la première hypothèse, en reliant un début tardif du renouveau tectonique du Tian Shan à une contrainte compressive plus forte de la part du Sud du continent, due à un soulèvement rapide du Tibet vers 8 Ma (Harrison *et al.*, 1992; Molnar *et al.*, 1993).

1.2.2 Déformation actuelle

1.2.2.1 Sismicité

L’importance de la sismicité récente, non seulement dans les piémonts du Tian Shan mais également à l’intérieur de la chaîne, témoigne de la déformation active qu’elle subit (Ni, 1979, et fig.1.7).

La sismicité des bassins intramontagneux s’exprime particulièrement bien vers l’Ouest du Tian Shan, où la chaîne s’élargit (Ghose & Hamburger, 1998, et fig.1.7).

Informations qualitatives Cette sismicité apporte une première information qualitative sur les structures actives et leur comportement, à travers les mécanismes au foyer déduits des séismes (fig.1.8 et 1.9). Ceux-ci montrent que les plus gros séismes naissent généralement de structures compressives, d’orientation concordante avec la direction de la convergence Inde-Eurasie (N170°, déterminée par (Ghose & Hamburger, 1998, et fig.1.8).

Les mécanismes au foyer connus présentant une composante décrochante résultent pour la plupart du cisaillement dextre qui affecte d’anciennes structures orientées NW-SE, toujours en réponse au même raccourcissement N-S (fig.1.9).

Les failles bordant la chaîne ont des plongements modérés ($< 30^\circ$), tandis que celles qui affectent les bassins intramontagneux sont plus raides (Ghose & Hamburger, 1998). La plupart des séismes sont “peu profonds”, relativement à la sismicité du Pamir, et surviennent dans la gamme de profondeurs [5–25] km (Ghose & Hamburger, 1998). On note que la profondeur des séismes a tendance à augmenter dans les avant-pays par rapport à sous les montagnes (Ghose *et al.*, 1998).

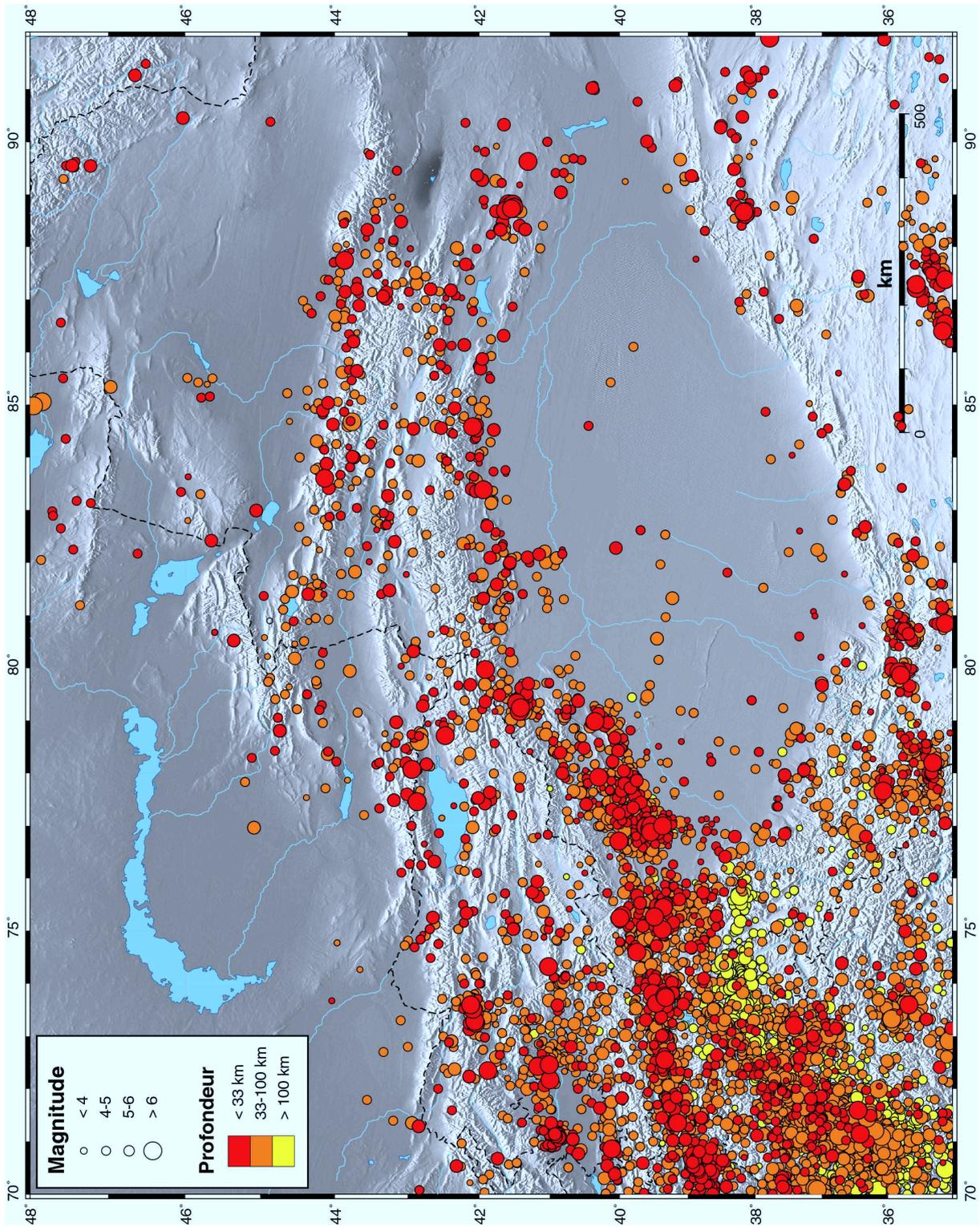


FIG. 1.7: Carte de la sismicité récente de la région du Tian Shan. Les séismes représentés ici sont extraits du catalogue ISC, pour la période 1964-2000.

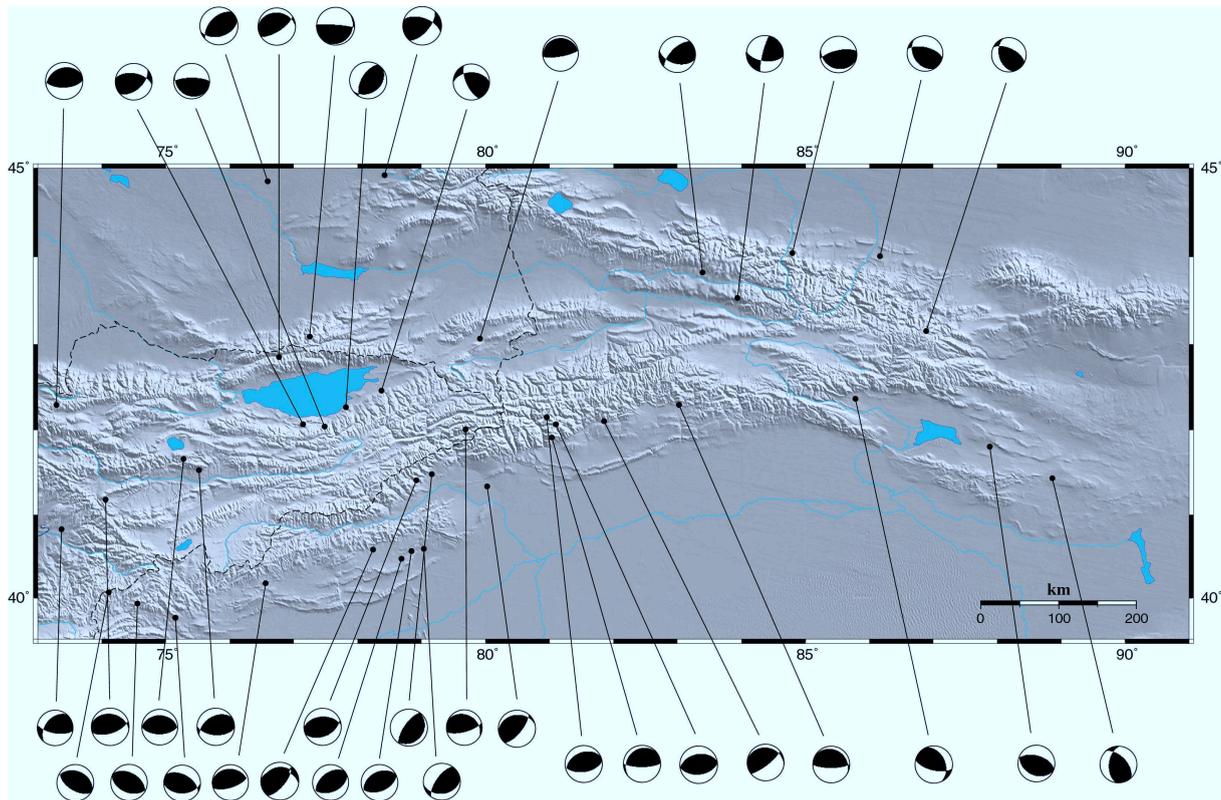


FIG. 1.8: Mécanismes au foyer de quelques séismes compressifs de la région du Tian Shan, témoignant du raccourcissement actuel de la chaîne (données du catalogue CMT Harvard, 1977-1999).

Taux de déformation déduit des séismes Les données de sismicité peuvent également être utilisées sur le plan quantitatif.

Molnar & Deng (1984) ont estimé la déformation correspondant à la somme des moments sismiques des séismes principaux ($M \geq 7$) depuis le début du siècle. Pour le Tian Shan seul, ils obtiennent une valeur globale (pour toute la chaîne, sans distinction de longitude) d'environ 11 mm/an (6–20 mm/an).

Le même calcul, effectué sur des données révisées et complétées, donne un raccourcissement moyen de 7 ± 2 mm/an (Molnar & Ghose, 2000). Cette valeur est calculée pour l'ensemble du Tian Shan, mais si on se cantonne à considérer la sismicité de la partie occidentale de la chaîne, on trouve une valeur de 18 ± 3 mm/an, beaucoup plus réaliste pour cette zone (§ 1.2.2.2).

1.2.2.2 GPS

Les mesures GPS permettent d'estimer la vitesse de raccourcissement actuelle, instantanée à l'échelle géologique, de la chaîne.

Un premier réseau GPS installé essentiellement au Kirghizstan (fig.1.10) avait permis d'estimer le taux de déformation du Tian Shan central et septentrional à 13 mm/an (Abdrakhmatov *et al.*, 1996). Extrapolant grossièrement à la chaîne dans sa largeur totale, les auteurs établissaient un taux de raccourcissement de ~ 20 mm/an dans la gamme de longitudes $[75-79]^\circ\text{E}$ (fig.1.11).

Plus récemment, les données d'un réseau plus étendu, et couvrant notamment toute la largeur de la chaîne, ont globalement confirmé un taux de raccourcissement N-S de l'ordre de 20 mm/an à l'Ouest du Tian Shan, décroissant vers l'Est jusqu'à 10–11 mm/an au Tian Shan chinois, où la déformation prend une direction plutôt SSW-NNE (Reigber *et al.*, 2001).

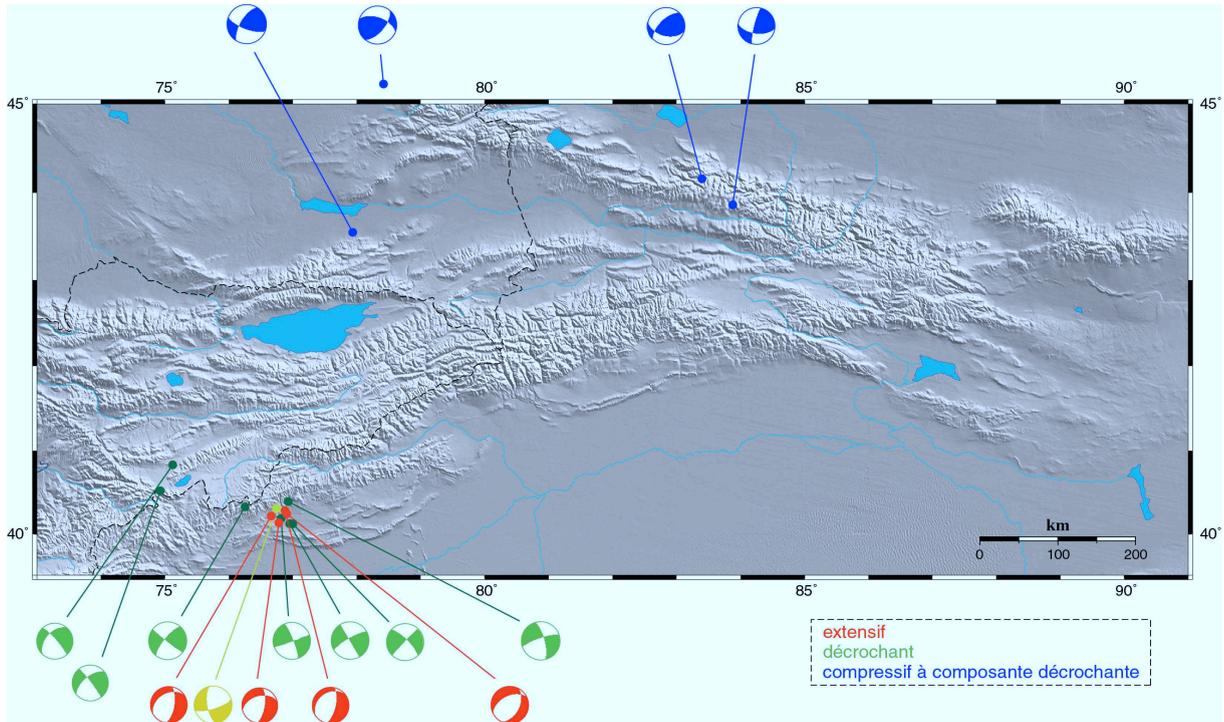


FIG. 1.9: Mécanismes au foyer de séismes présentant une composante extensive ou décrochante dextre, toujours en conséquence du raccourcissement Nord-Sud de la chaîne (données du catalogue CMT Harvard, 1977-1999).

1.2.2.3 Rotation du Tarim

Géographiquement, la largeur de la chaîne du Tian Shan augmente progressivement, d'environ 200 km à l'Est (vers 87°E, Urumqi) à environ 400 km à l'Ouest (vers 75°E, Kashgar). Compte tenu de l'élévation moyenne de la chaîne, cette variation de largeur ne peut s'expliquer que par une augmentation du raccourcissement fini dans la même direction, de l'Est vers l'Ouest (Chen *et al.*, 1991; Avouac *et al.*, 1993). Ce gradient de déformation correspond à une rotation horaire du bloc du Tarim par rapport au Dzungar et au Kazakhstan, estimée entre 9° (Chen *et al.*, 1991) et 7° (Avouac *et al.*, 1993), autour d'un pôle localisé à l'Est de la chaîne.

Les données paléomagnétiques du Tarim (Li *et al.*, 1988) et du Dzungar (Chen *et al.*, 1991) montraient déjà cette rotation horaire, en l'estimant grossièrement à 8.6° (Chen *et al.*, 1991).

Les données GPS confirment clairement cette rotation, d'une part à travers le gradient de déformation de l'Est vers l'Ouest, d'autre part à travers la rotation de la direction de raccourcissement (Reigber *et al.*, 2001). Le GPS permet d'ailleurs d'estimer un taux de rotation actuel d'environ 0.74°/Ma dans le sens horaire, et de préciser la position du pôle de rotation, plus au Sud qu'on ne croyait, dans le Qaidam (vers 37.8°N, 93.1°E; Reigber *et al.*, 2001).

1.2.2.4 Bassins intramontagneux

De nombreux petits bassins parsèment l'intérieur de la chaîne (fig.1.3), souvent interprétés comme des bassins de type avant-pays du fait de la charge induite par les failles inverses qui les bordent, dont une conséquence flagrante est la distribution asymétrique des sédiments (Allen *et al.*, 1994).

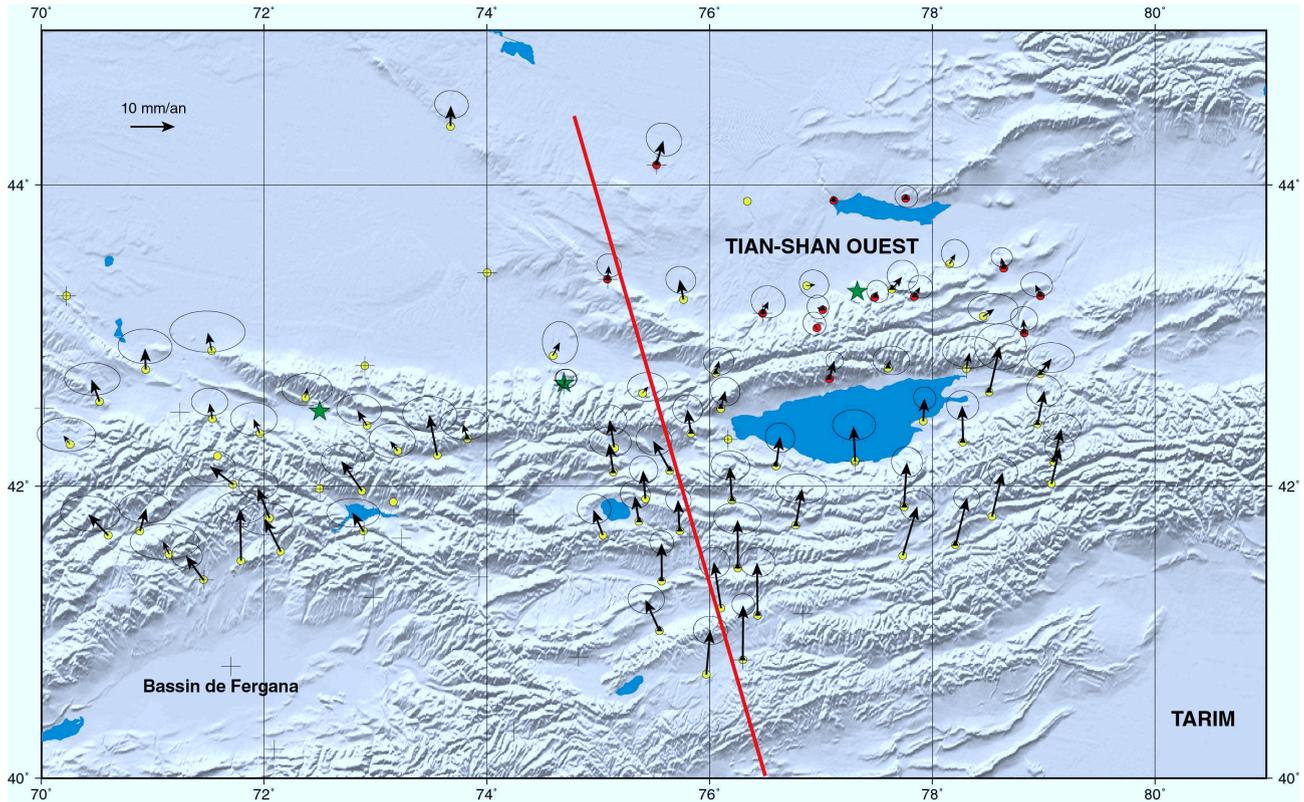


FIG. 1.10: Carte des vitesses de raccourcissement horizontal déduites des mesures du réseau kirghize, d'après [Abdrakhmatov et al. \(1996\)](#). La ligne rouge repère la coupe de la figure suivante.

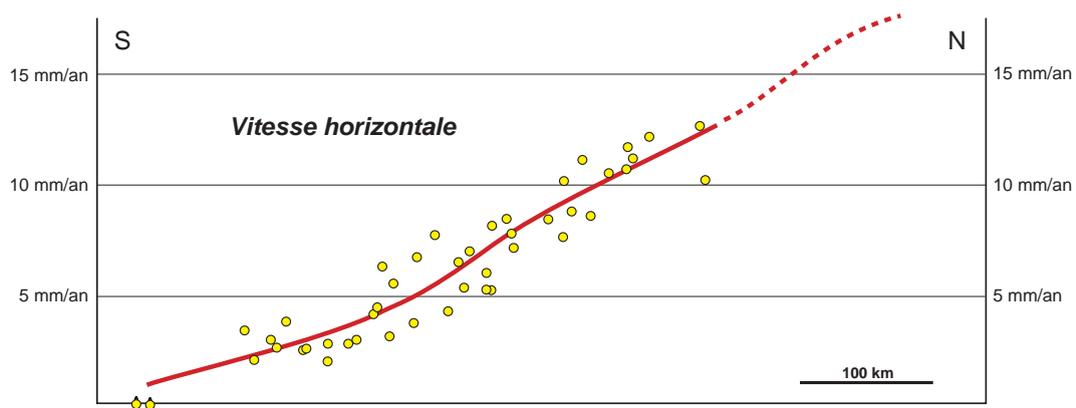


FIG. 1.11: Projection des valeurs de taux de raccourcissement le long de la coupe indiquée sur la figure 1.10.

Néanmoins, ces bassins se distinguent les uns des autres de par leurs soubassements respectifs (arc du Nord Tian Shan, Tian Shan Central ou bloc du Tarim), qui induisent des différences d'altitude moyenne, d'épaisseur de remplissage sédimentaire et de structures tectoniques ([Allen et al., 1994](#)).

Typiquement, la dépression de Turfan (−154 m, deuxième point continental le plus bas après la mer Morte), qui est sans doute apparue à la fin du Jurassique (Hendrix *et al.*, 1992), s’est enfoncée sous les chevauchements à vergence Sud qui la bordent au Nord (fig.1.3).

Au contraire, l’observation de la sismicité du Tian Shan Central montre que la dépression du lac Issyk-Kül a plutôt tendance à chevaucher ses bords (Roecker *et al.*, 1993).

Le calcul des vitesses sismiques permet en outre d’apprendre que ces bassins sont profondément chargés en sédiments : le prisme de la dépression de Chu (localisée sur la figure 1.3), qui s’est formé au-dessus d’un décollement (très sismique) de pendage Sud, accumule 7 km d’épaisseur sédimentaire, tandis que le bassin de Fergana, à l’extrême Ouest de la chaîne, s’enfonce sous une séquence de 10 km de sédiments, dénoncés par les vitesses nettement faibles des ondes élastiques (Roecker *et al.*, 1993).

1.2.3 Structure profonde

L’analyse de données sismologiques et gravimétriques a permis ces dernières années de mettre en évidence quelques caractéristiques de la partie profonde de la chaîne.

L’étude des vitesses d’ondes élastiques dans l’Ouest et le centre du Tian Shan fait apparaître des vitesses anormalement faibles sous le centre de la chaîne (Roecker *et al.*, 1993; Ghose *et al.*, 1998). Cette anomalie concerne non seulement les vitesses mi-crustales, mais également le manteau supérieur. Elle établit l’absence de racine lithosphérique, et l’existence d’une force de flottabilité accrue qui amplifie le soulèvement accompagnant l’orogénèse. Si l’on estime l’anomalie thermique qui pourrait être la cause de l’anomalie de vitesses observée, on trouve que le manteau supérieur se trouve en état de fusion partielle. La présence au Tian Shan Central de basaltes mantelliques datés à 60 Ma suggère une anomalie thermique antérieure à l’épaississement lithosphérique. En outre, le fait que le Moho soit difficile à distinguer sous le Tian Shan central pourrait être dû à l’imbrication de magma mantellique dans la croûte inférieure (Chen *et al.*, 1997).

Par ailleurs, la localisation de la discontinuité de phase de 410 km, à nouveau à partir des vitesses d’ondes sismiques, montre que cette limite est surélevée de 20 km sous le Tian Shan central par rapport au craton kazakh. D’après Chen *et al.* (1997), ce détail pourrait confirmer que la racine lithosphérique de la chaîne se soit un jour détachée, puis retrouvée coincée à la profondeur de la discontinuité de phases.

Par contre, en ce qui concerne la partie orientale de la chaîne, l’absence de racine lithosphérique “froide” n’est pas prouvée pour le moment (Chen *et al.*, 1997).

L’anomalie de vitesses mi-crustales particulièrement faibles sous le Tian Shan central a d’ailleurs tendance à s’estomper vers l’Est (Ghose *et al.*, 1998), soulignant l’hétérogénéité latérale de la chaîne.

L’épaisseur de la croûte sous le Tian Shan est estimée de 50 à 55 km d’Ouest en Est (Cotton & Avouac, 1994).

1.3 Climats, actuel et passé

1.3.1 Climat actuel

La figure 3.11 présente une carte globale des précipitations en Asie, et la position du Tian Shan au sein du continent.

Les principales caractéristiques du climat de la région du Tian Shan sont :

- sa continentalité,
- et sa position à la confluence entre plusieurs zones de dominances climatiques différentes.

1.3.1.1 Continentalité et aridité

Une situation très continentale Le Tian Shan se trouve en effet isolé au milieu du continent eurasiatique, puisque les plus proches océans sont (fig.1.1) :

- l’océan Indien, à environ 2400 km au Sud (mer d’Arabie, golfe du Bengale), au-delà de la chaîne himalayenne et du plateau tibétain ;
- l’océan Pacifique à 3000 km à l’Est (mer Jaune), au-delà des reliefs de la Chine de l’Est.

De ce fait, les précipitations qui parviennent à la chaîne viennent généralement de loin, et le climat est marqué par une continentalité prononcée.

Comme aucune masse océanique voisine n’est là pour jouer le rôle de tampon, il existe un fort contraste climatique entre les saisons ainsi qu’entre jour et nuit. Ces contrastes affectent surtout les températures, moins les précipitations (fig.1.12 et 1.13). Celles-ci proviennent en effet de directions différentes selon la période de l’année (fig.1.15).

Aridité des bassins Dans les deux bassins bordant le Tian Shan s’étendent de véritables déserts de sable.

Le climat du Dzungar est classé désertique à steppique, avec des précipitations moyennes inférieures à 100 mm/an. La principale formation végétale du désert de sable, très clairsemée, est l’armoïse.

Le Tarim connaît un climat aride, avec des précipitations quasi-inexistantes au cœur du bassin, complètement encerclé par les très hauts reliefs des chaînes du Tian Shan au Nord, des Kunlun au Sud, et du Pamir à l’Ouest. La seule végétation qui s’y développe accompagne les rares cours d’eau, essentiellement la rivière Tarim, et consiste en tamaris et peupliers résineux.

En langue ouïghoure¹, le Tarim s’appelle d’ailleurs “Takla-Makan”, qui signifie “là d’où l’on ne revient pas”...

1.3.1.2 Une position géographique sensible

La région du Tian Shan se trouve à la confluence de trois zones d’influences climatiques bien déterminées (fig.1.15) :

1. les “vents d’Ouest”², courants dominant la circulation atmosphérique générale aux moyennes latitudes (dus à la force de Coriolis), qui apportent l’essentiel des précipitations d’automne et d’hiver ;
2. la zone de hautes pressions de Sibérie et de Mongolie³, dont les masses d’air froid peuvent contribuer aux précipitations d’hiver ;
3. les moussons asiatiques, en particulier la mousson Est-asiatique, dont l’influence s’arrête néanmoins plus à l’Est, vers 100–105°E (e.g., Winkler & Wang, 1993, voir figure 1.18) ; elles sont néanmoins susceptibles d’alimenter quelques pluies d’été sur la partie orientale du Tian Shan.

1.3.1.3 Climatologie globale : données

Très peu de données sont disponibles concernant le climat de ces régions reculées d’Asie Centrale.

Les quelques données chinoises récupérables sont présentées figures 1.12 et 1.13. L’U.C.A.R. (University Corporation for Atmospheric Research – Boulder, Colorado) les diffusent⁴ d’ailleurs sans donner précisément leur origine, et il est difficile de se faire une idée de leur degré de fiabilité. Le premier jeu de données (fig.1.12) couvre la période de 1951 à 1990 (données mensuelles d’observations de surface, sans plus de précision). Le second provient de l’*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences* de Beijing, et consiste en données mensuelles, “principalement instrumentales”, recouvrant des périodes variant d’une station à l’autre, en général des années 50 aux années 90. Les deux jeux de données proposés semblent concorder dans l’ensemble, sauf en ce qui concerne la station Altay, tout au Nord du Xinjiang. La plupart des stations se trouvent dans les villes principales de la région, et la climatologie des zones montagneuses reste malheureusement inconnue.

¹ Le peuple ouïghour est l’ethnie dominante dans cette partie du Xinjiang, autrefois rattaché au “Turkestan oriental”.

² En anglais : “Westerlies”.

³ Souvent dénommée en anglais : “Siberian/Mongolian High Pressure System”.

⁴ Sur le site : “<http://dss.ucar.edu/catalogs/atmlists/precip.html>”.

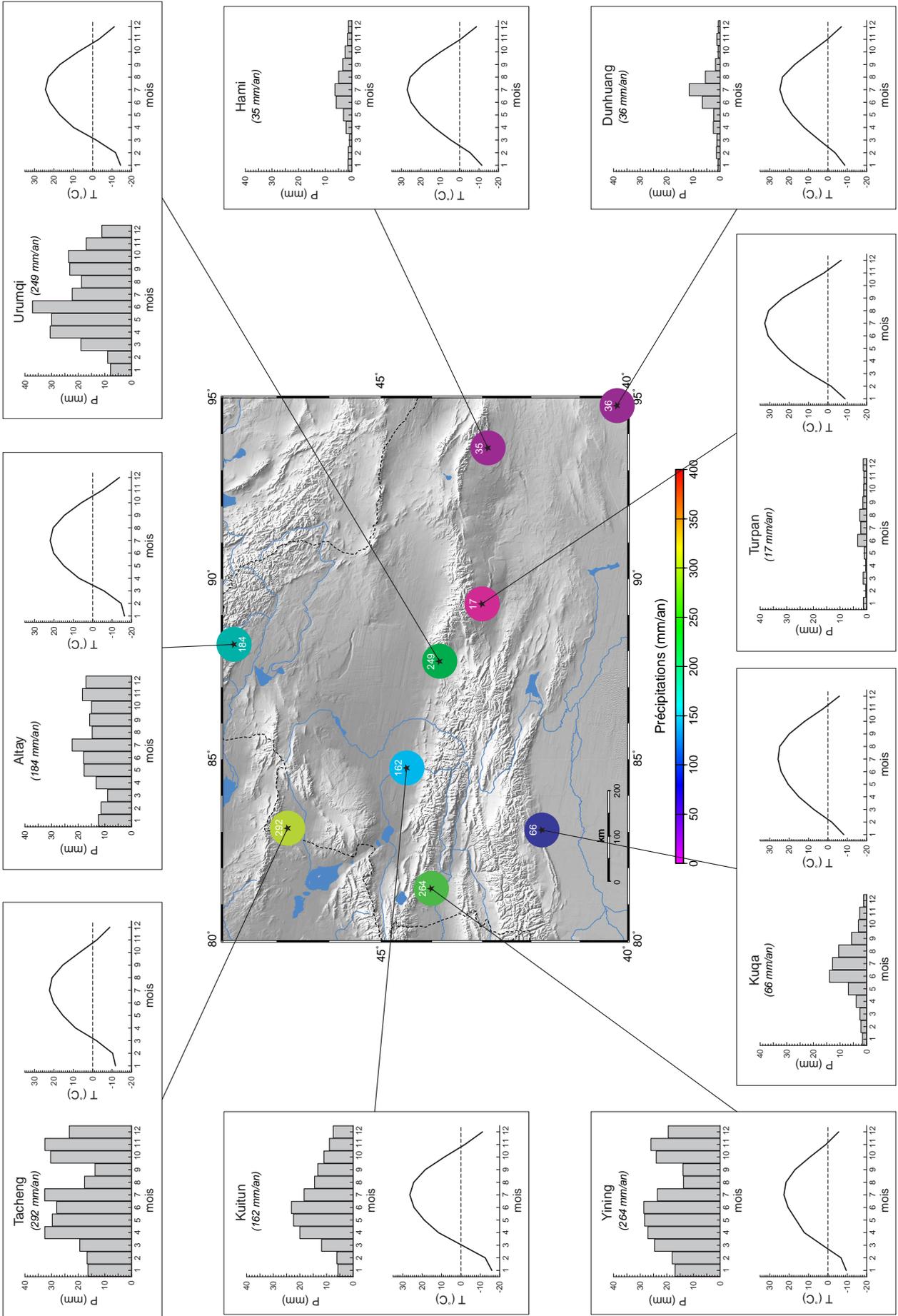


FIG. 1.12: Evolution sur l'année des précipitations et des températures dans quelques villes du Xinjiang (1^{er} jeu de données diffusé par l'U.C.A.R.).

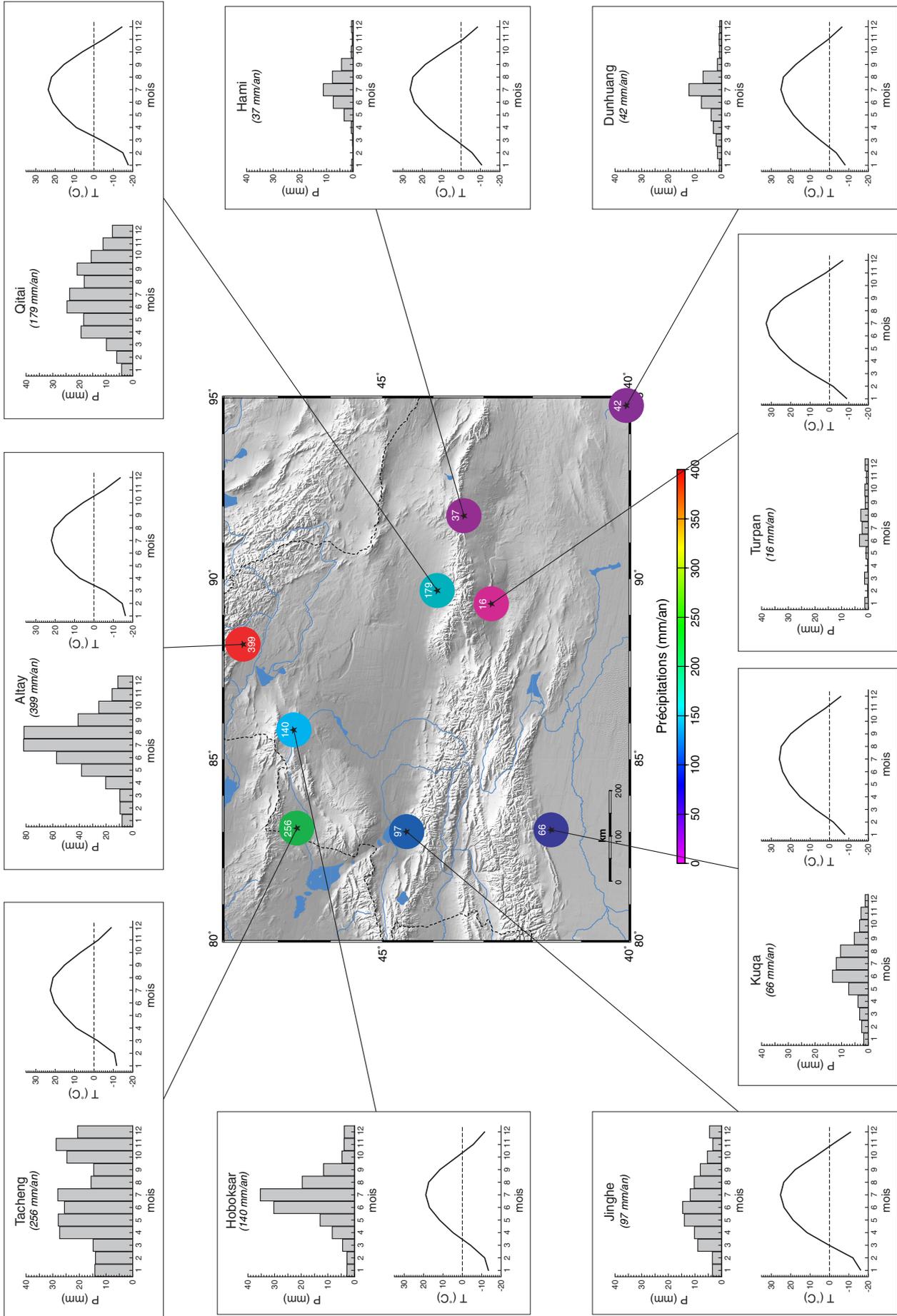


FIG. 1.13: Evolution sur l'année des précipitations et des températures dans quelques villes du Xinjiang (2^e jeu de données diffusé par l'U.C.A.R.).

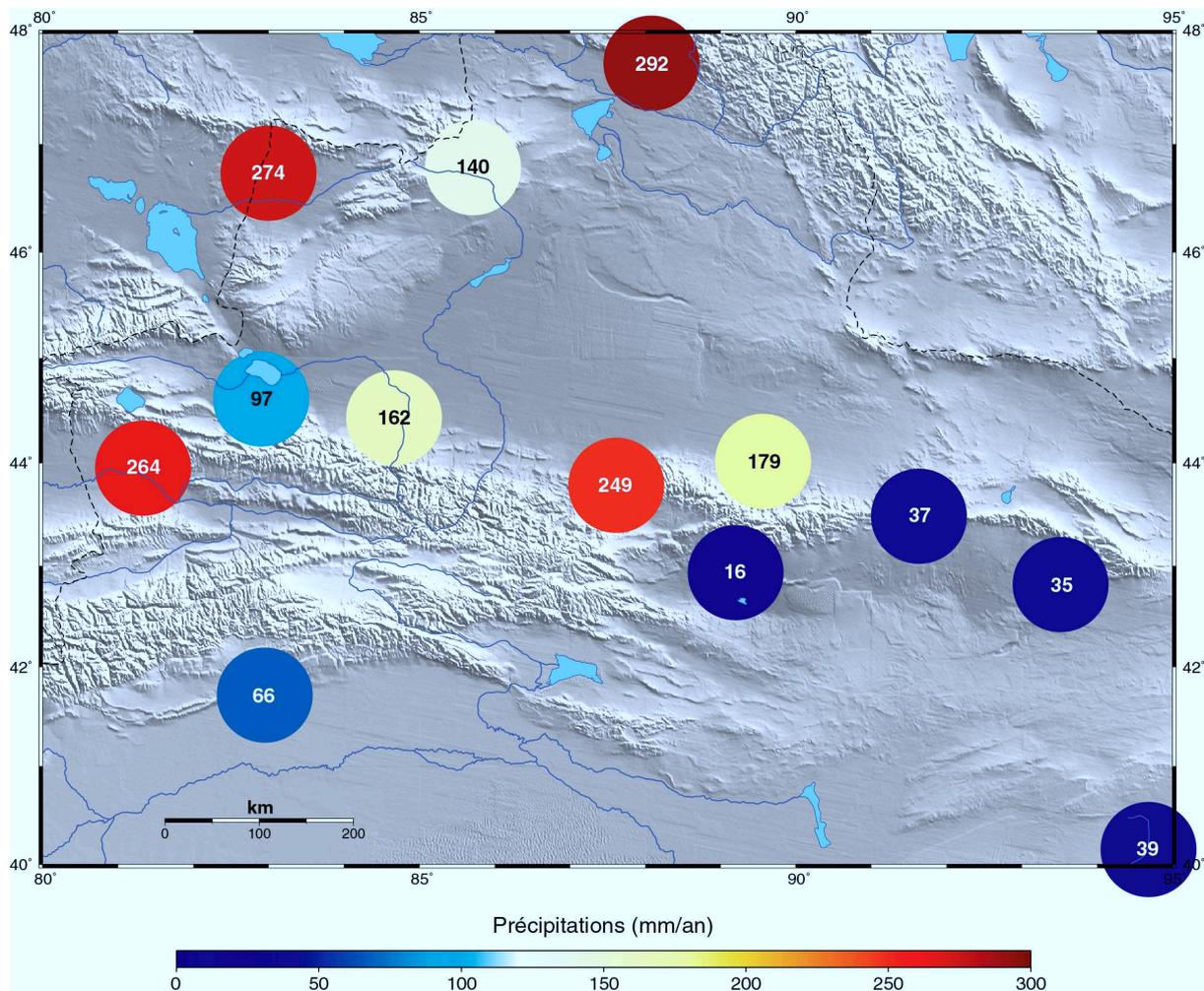


FIG. 1.14: Précipitations annuelles moyennes (indiquées en mm/an) dans quelques villes du Xinjiang, à partir des deux jeux de données présentés sur les figures 1.12 et 1.13.

La figure 1.16 montre un zoom des cartes de précipitations de Legates & Willmott (1990) dans la région du Tian Shan oriental et du Dzungar. Ces cartes ont en fait été interpolées à partir des données d'environ 18000 stations terrestres inégalement réparties à la surface de la planète. En particulier, la Chine fait partie des régions sous-représentées dans le jeu de données d'origine (Legates & Willmott, 1990).

Ces cartes semblent montrer clairement que :

- l'essentiel des pluies surviennent dans cette région l'été ;
- il tombe beaucoup plus d'eau en altitude que dans les bassins avoisinants, exception faite des plaines kazakhs situées au Nord (noter la constante aridité du bassin de Turfan) ;
- le zigzag constitué par les reliefs du massif Alatau et de la double chaîne Nord Tian Shan et Sud Tian Shan fait barrage aux précipitations venues de l'Ouest, quelle que soit la saison.

Ces "données" sont bien sûr très délicates à interpréter, du fait de l'interpolation dont elles résultent. Néanmoins, les grands traits que nous venons d'en dégager s'expliquent assez facilement pour ne probablement pas provenir d'éventuels artefacts.

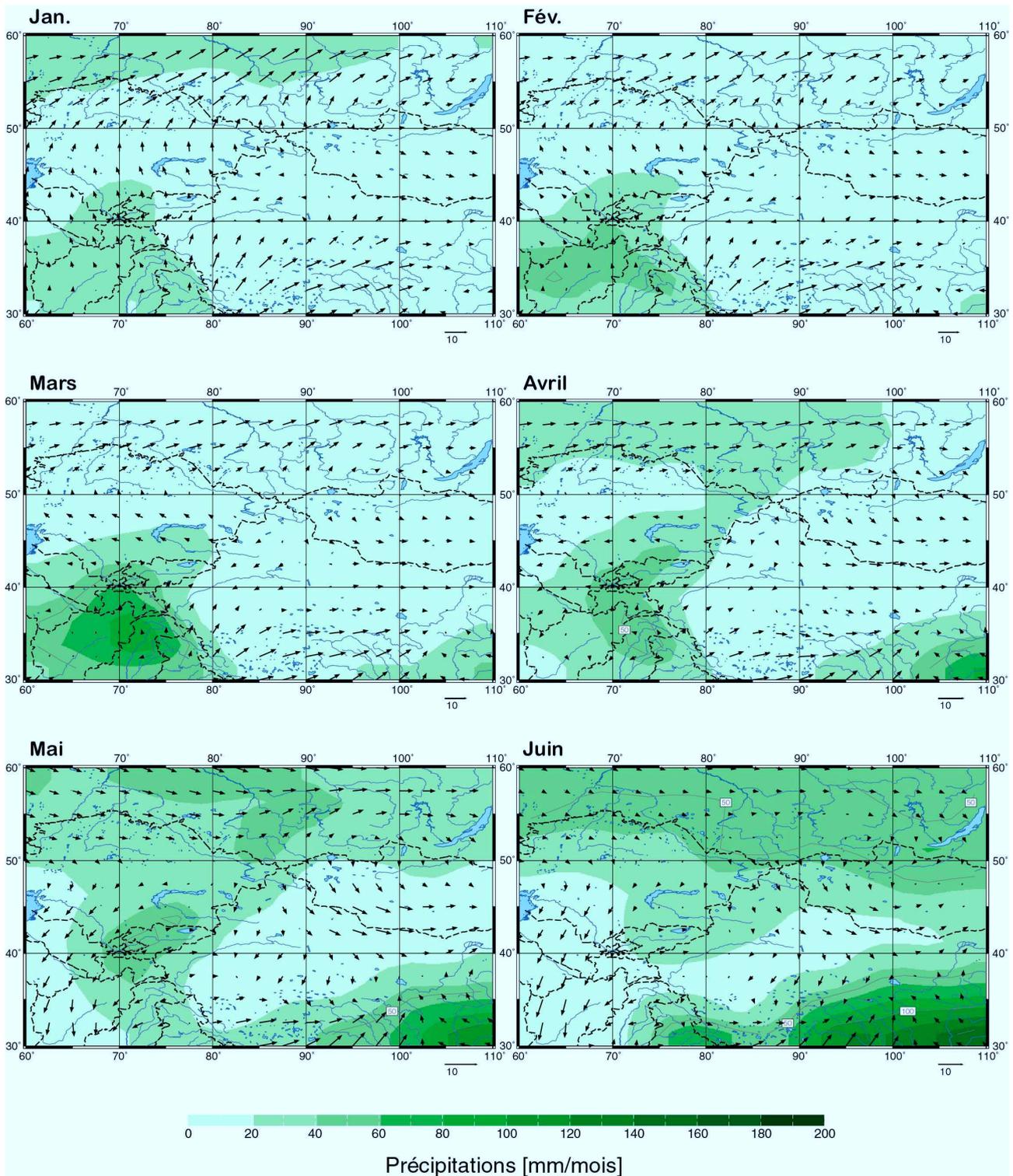


FIG. 1.15: Voir légende page suivante.

1.3.1.4 Détails locaux

D'après [Zhu \(1996\)](#), les précipitations diminuent d'Ouest en Est sur les hauts reliefs du Tian Shan chinois. De l'ordre de 800 mm/an sur la partie occidentale (station de l'*Academia Sinica* de la

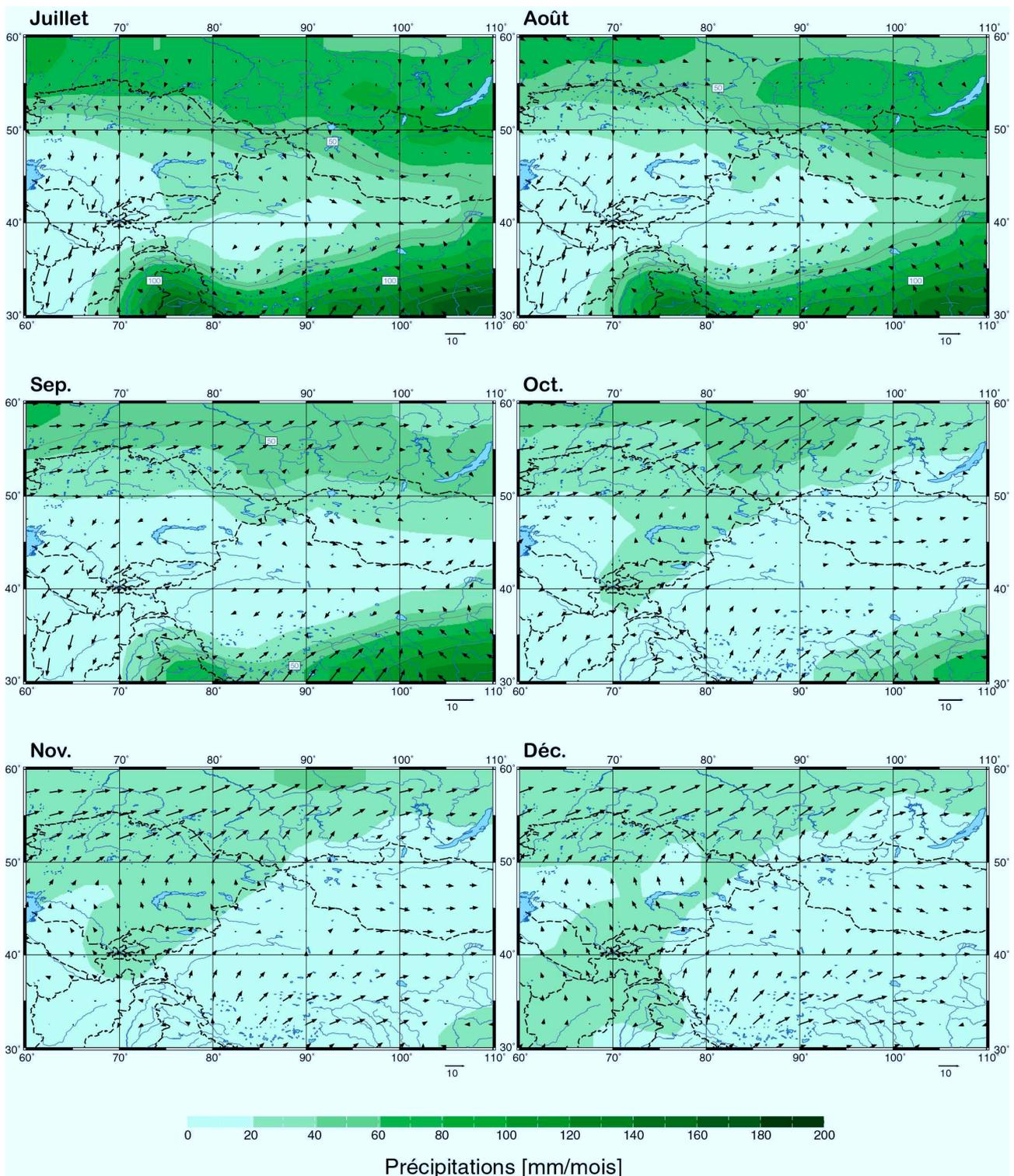


FIG. 1.15: Répartition des précipitations aux alentours du Tian Shan durant les 12 mois de l'année. Ces cartes sont diffusées sur le site web : "<http://ingrid.ldgo.columbia.edu/>", et résultent de la compilation de données globales sur la période 1961–1990 par le Climate Prediction Center, NOAA/NCEP (Kalnay & al., 1996).

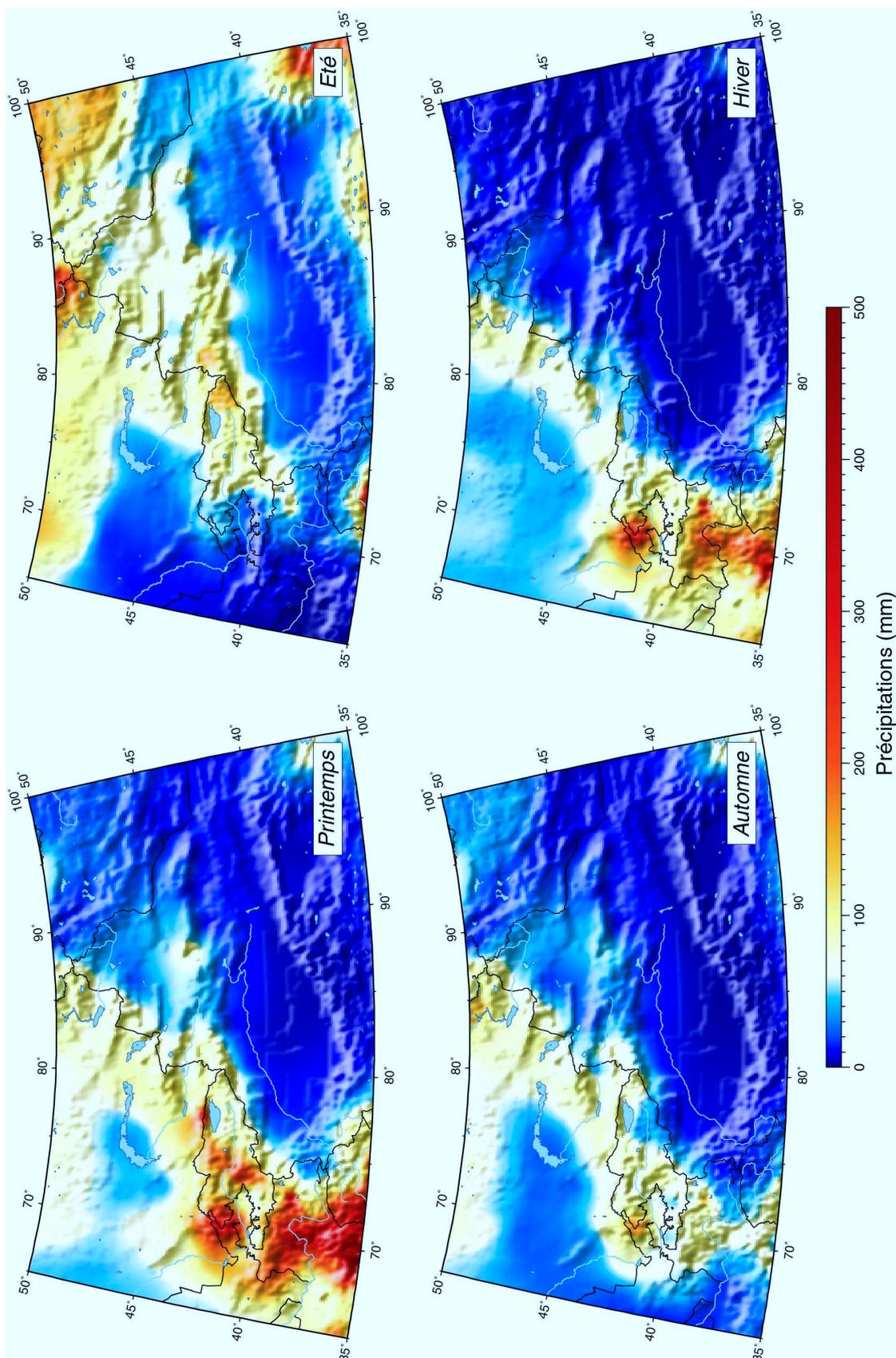


FIG. 1.16: Cartes des précipitations moyennes par saison sur le Tian Shan oriental et le Dzungar, interpolées à partir du modèle de Legates & Willmott (1990). Ce modèle est déjà interpolé sur une grille de 0.5° de résolution, à partir des données de 18000 stations terrestres (dont probablement très peu dans cette région) et 7000 stations océaniques.

montagne “Narat”, non localisée), elles tombent à environ 400 mm/an sur la partie orientale (station météorologique de Daxigou, vers 86°52'E, 46°07'N).

Cao (1998) ajoute que les précipitations sont de plus en plus concentrées sur l'été lorsque l'on se déplace d'Ouest en Est (ce qui permet aux glaciers occidentaux de stocker plus facilement l'eau reçue).

1.3.2 Paléoclimats

Nous allons nous intéresser à l'évolution morphologique “récente” de la région, en particulier sur deux périodes de durée différentes : d'une part le dernier cycle glaciaire, d'autre part l'Holocène. A ces deux périodes correspondent des changements climatiques assez bien connus d'un point de vue global, et de mieux en mieux documentés à l'échelle régionale, que ce soit par l'analyse de données paléoenvironnementales ou par des modèles de circulation générale.

1.3.2.1 Echelle globale

Le climat quaternaire est caractérisé par la succession de grands “cycles” de glaciation/déglaciation ayant affecté les circulations générales océanique et atmosphérique ainsi que les calottes glaciaires de la planète.

Dans les années 20, Milankovitch suggère que la cause principale de ces cycles réside dans les variations d'insolation reçue par la Terre, elles-mêmes induites par les variations de ses caractéristiques orbitales⁵.

La combinaison des périodicités de l'excentricité, de l'obliquité et de la précession de l'axe de la planète résulte en une périodicité de l'ordre de 90–100 ka des glaciations quaternaires.

Ces cycles du climat global sont bien sûr enregistrés par l'environnement de diverses manières, notamment dans la composition isotopique des sédiments déposés au fond des océans ou des glaces accumulées dans les calottes polaires.

La figure 1.17 montre un exemple d'un tel enregistrement sur la durée de la dernière période glaciaire. Cette courbe illustre la complexité des variations du climat lors d'un même cycle : la tendance générale (glaciaire/interglaciaire) est perturbée par de nombreuses perturbations plus ou moins importantes, de durées variables, qui reflètent en outre des modifications plus ou moins locales. De petits cycles d'une période de l'ordre du millénaire perturbent ainsi la tendance générale holocène observée en Atlantique Nord, pourtant classiquement considérée comme stable (Bond *et al.*, 1997).

1.3.2.2 L'Holocène à l'échelle régionale

1.3.2.2.1 L'Asie Les circulations atmosphérique et océanique globales homogénéisent le climat à grande échelle, de sorte que les grandes tendances quaternaires globales se retrouvent dans l'histoire climatique de l'Asie (e.g., Shackleton *et al.*, 1995). Les Westerlies transmettent par exemple au continent asiatique l'influence d'épisodes climatiques tels que les événements de Heinrich survenus en Atlantique Nord (Porter *et al.*, 1995).

L'Holocène apparaît généralement scindé en deux périodes :

1. de la déglaciation à la mi-Holocène, le climat asiatique est plutôt chaud et humide ;
2. au cours de la deuxième partie de l'Holocène, les conditions deviennent arides.

Ces tendances sont constatées à travers toute l'Asie, et notamment en Asie Centrale. Cependant, elles peuvent sembler moins claires selon les contextes, du fait de variations locales.

⁵ Cette théorie avait certainement été plus qu'ébauchée dès le XIX^e siècle. Citons par exemple cet extrait du roman de Jules Verne *Sans Dessus Dessous*, daté de 1889 :

« (...) Adhémar n'a-t-il pas avancé dans son livre sur *les Révolutions de la mer*, que la précession des équinoxes, combinée avec le mouvement séculaire du grand axe de l'orbite terrestre, serait de nature à apporter une modification à longue période dans la température moyenne des différents points de la Terre et dans les quantités de glaces accumulées à ses deux Pôles ? »

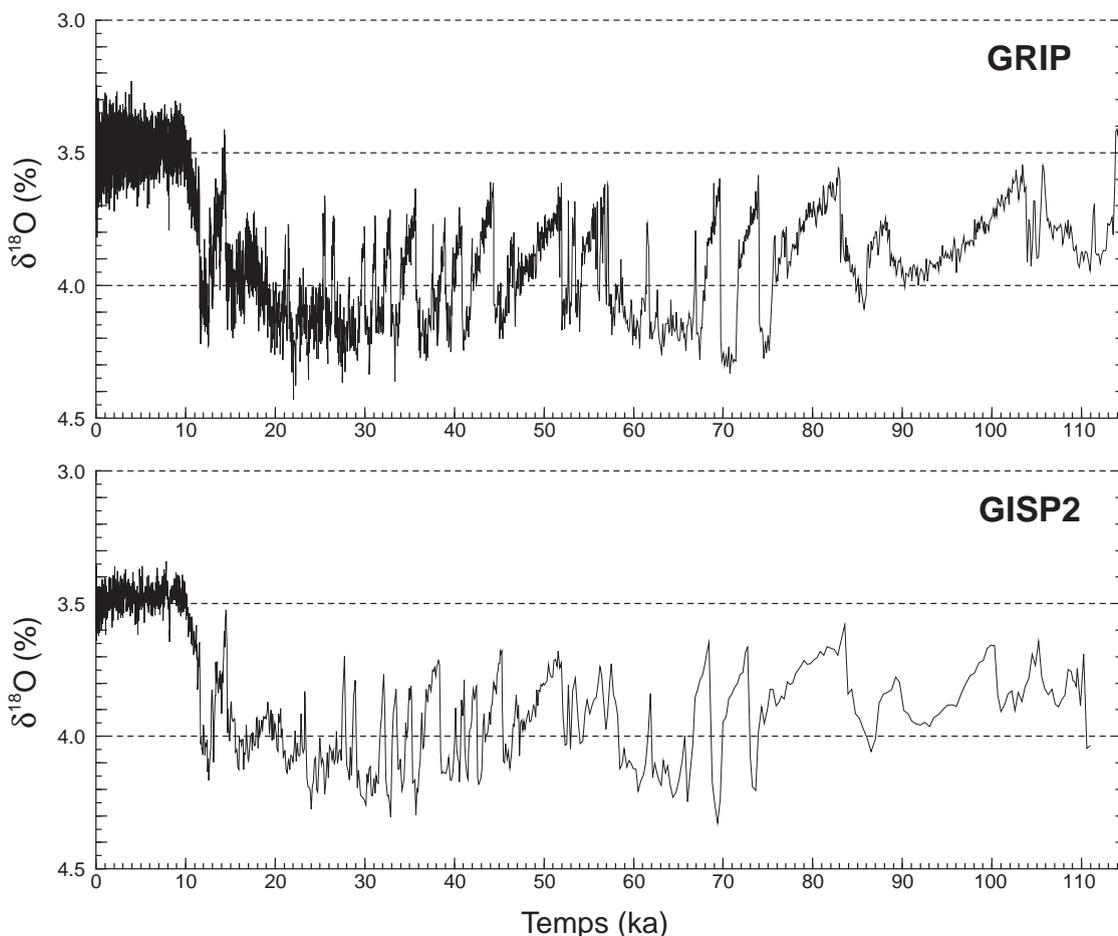


FIG. 1.17: Variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ des glaces de deux carottes prélevées dans la calotte glaciaire du Groenland, GISP2 et GRIP (Grootes & Stuiver, 1997; Johnsen et al., 1997).

L'asynchronisme de l'optimum Holocène parfois remarqué sur le continent asiatique s'explique par le déplacement sans doute progressif des ceintures climatiques majeures en réponse au forçage orbital (Starkel, 1998; An et al., 2000).

1.3.2.2.2 Paléo-moussons Durant la première partie de l'Holocène, le climat humide observé résulte essentiellement d'une intensification des moussons asiatiques (en particulier la mousson d'été), qui pénètrent par ailleurs plus loin vers l'intérieur du continent (fig.1.18). Ce phénomène est une conséquence directe de l'augmentation des contrastes saisonniers induite par le forçage orbital, affectant surtout les moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (e.g., Kutzbach & Street-Perrott, 1985). Il est de ce fait très bien reproduit par les modèles de circulation générale (e.g., de Noblet et al., 1996).

L'intensification brutale de la mousson à la fin du dernier glaciaire est nettement enregistrée par de nombreux marqueurs paléoenvironnementaux.

- L'analyse de coupes de loess sur le "Plateau de Loess" chinois permet de connaître assez finement l'évolution de la mousson depuis 1 à 2 Ma (e.g., Bloemendal et al., 1995). Les dépôts de loess apparaissent en effet étroitement corrélés aux événements climatiques régionaux voire globaux (e.g., Fang et al., 1999), quoique certains auteurs contestent la relation directe entre caractéristiques des loess et paléoprécipitations (Guo et al., 2001), ou relèvent la non-linéarité de la réponse magnétique des loess au forçage orbital (An et al., 2000).

Néanmoins, l'occurrence de paléosols dans les séquences loessiques semblent confirmer clairement les périodes de climat chaud et humide repérées à l'aide d'autres enregistrements paléoclimatiques (e.g., Zhou *et al.*, 1992; An *et al.*, 1993).

- De manière analogue aux glaces des calottes polaires, les “petites” calottes du Qinghai-Tibet comme celle de Dundee ou de Guliya permettent d'identifier un optimum climatique holocène vers 9000 à 6000 BP, autant par leur géochimie que par les poussières et pollens qui s'y trouvent piégés (Thompson *et al.*, 1989, 1997; Liu *et al.*, 1998).
- Comme le climat agit directement sur la végétation, les séquences polliniques de carottes lacustres ou glaciaires traduisent les mêmes conditions favorables du début Holocène (Jarvis, 1993; Shi *et al.*, 1993).
- Les variations climatiques holocènes s'observent également dans la géomorphologie régionale. En contexte continental, la phase d'agradation alluviale dominant la période glaciaire est suivie d'une phase de dégradation avec abandon de terrasses durant l'épisode chaud et humide de la première moitié de l'Holocène (Porter *et al.*, 1992; Rost, 2000, et chapitre 2). De grosses décharges sédimentaires survenues dans le delta du Gange entre 11000 et 7000 BP (Goodbred Jr. & Kuehl, 2000), de même que des événements de crues importantes de la rivière Jaune entre 8000 et 6000 BP (Yang *et al.*, 2000) sont en outre attribués à l'intensification de la mousson asiatique du début de l'Holocène.
- Enfin, et peut-être surtout, les lacs asiatiques qui évoluent au gré des conditions hydrologiques de leur environnement constituent généralement de bons témoins des changements de moussons (e.g., Gasse *et al.*, 1991, 1996; Gu *et al.*, 1993; Wei & Gasse, 1999).

Nous reviendrons sur les lacs et paléolacs asiatiques holocènes dans le cadre de l'étude du lac Ebi, chapitre 4, § 4.1.1.

Notons que modèles et données paléoenvironnementales s'accordent à corrélérer le contexte climatique holocène de l'Asie avec celui de l'Afrique, notamment à travers une évolution similaire des moussons dominant les deux continents (de Noblet *et al.*, 1996; Joussaume *et al.*, 1999; Guo *et al.*, 2000).

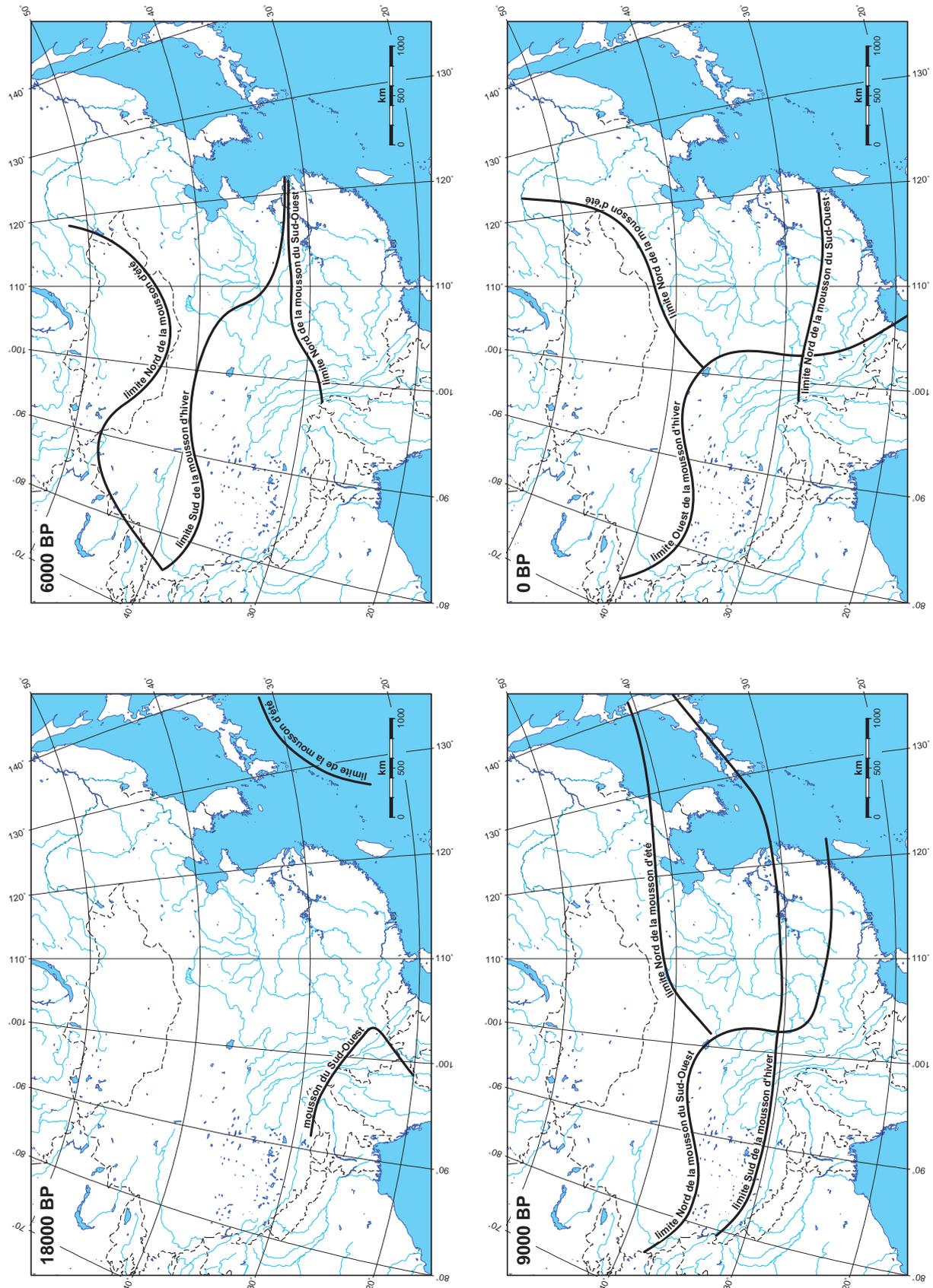


FIG. 1.18: Déplacement des limites de mousson en Asie, depuis 18000 B.P. (Winkler & Wang, 1993).



Tous les hommes, disait-elle, avaient une double pente : mais chez certains elle était si peu marquée que les eaux, de quelque côté qu'elles s'écoulassent, adoptaient un cours paisible, tandis que chez d'autres la moindre pluie faisait naître des torrents qui emportaient tout sur leur passage.

O. Rolin, "Port-Soudan" (1994).

Chapitre 2

Piémont(s) du Tian Shan oriental

Les bordures Nord et Sud de la partie orientale du Tian Shan (i.e. l'essentiel du Tian Shan chinois) présentent un intérêt majeur à travers leur situation de piémonts. Le contexte tectonique induit en effet un développement structural et morphologique qui permet dans un premier temps d'étudier assez précisément la déformation récente. En outre, les objets géomorphologiques mis en place à cette occasion se prêtent alors particulièrement bien à l'étude du façonnage de la morphologie par la tectonique et le climat.

Les deux piémonts géographiquement opposés présentent à la fois des similitudes et des différences, tant sur le plan tectonique que géomorphologique.

2.1 Introduction

Les piémonts Nord et Sud du Tian Shan sont le lieu de développement de ceintures de plis et chevauchements. La majorité de ces structures semble avoir été actives durant le Quaternaire, et présentent des indices évidents d'activité actuelle.

Le piémont Nord est décrit en détail par [Avouac *et al.* \(1993\)](#), puis par [Molnar *et al.* \(1994\)](#) et [Burchfiel *et al.* \(1999\)](#). Le piémont Sud est moins connu, néanmoins [Burchfiel *et al.* \(1999\)](#) en décrivent une partie et [Brown *et al.* \(1998\)](#) l'ont également brièvement étudié.

A partir des éléments les plus importants de ces études et de l'analyse de données satellitaires, nous décrivons ici les principales caractéristiques de ces piémonts.

2.1.1 Piémont Nord

La topographie du Nord Tian Shan est présentée figure [2.1](#), telle qu'on peut l'extraire du MNT¹ mondial GTOPO30.

La région qui nous intéresse est la ceinture de plis et chevauchements qui se développe entre Hutubi et Dushanzi (fig. [2.2](#) et [2.3](#)). L'épaisseur de sédiments continentaux clastiques recouvrant le socle atteint dans cette zone son maximum sur tout le bassin (11 km à Manas), ce qui permet semble-t-il à la déformation de migrer assez loin dans l'avant-pays.

Une cartographie de cette partie du piémont Nord est réalisée à partir de l'interprétation d'une mosaïque de scènes satellitaires Landsat 7 et SPOT (fig. [2.2](#) et [2.3](#)).

2.1.1.1 Stratigraphie

Les sédiments du Mésozoïque Supérieur et du Cénozoïque affleurent dans le piémont au cœur des anticlinaux suffisamment développés (A0 à A4 sur la figure [2.3](#)). Le Crétacé consiste essentiellement

¹Modèle Numérique de Terrain ; on utilisera toujours l'acronyme "MNT" pour des modèles de topographie, en anglais "DEM" (*Digital Elevation Model*).

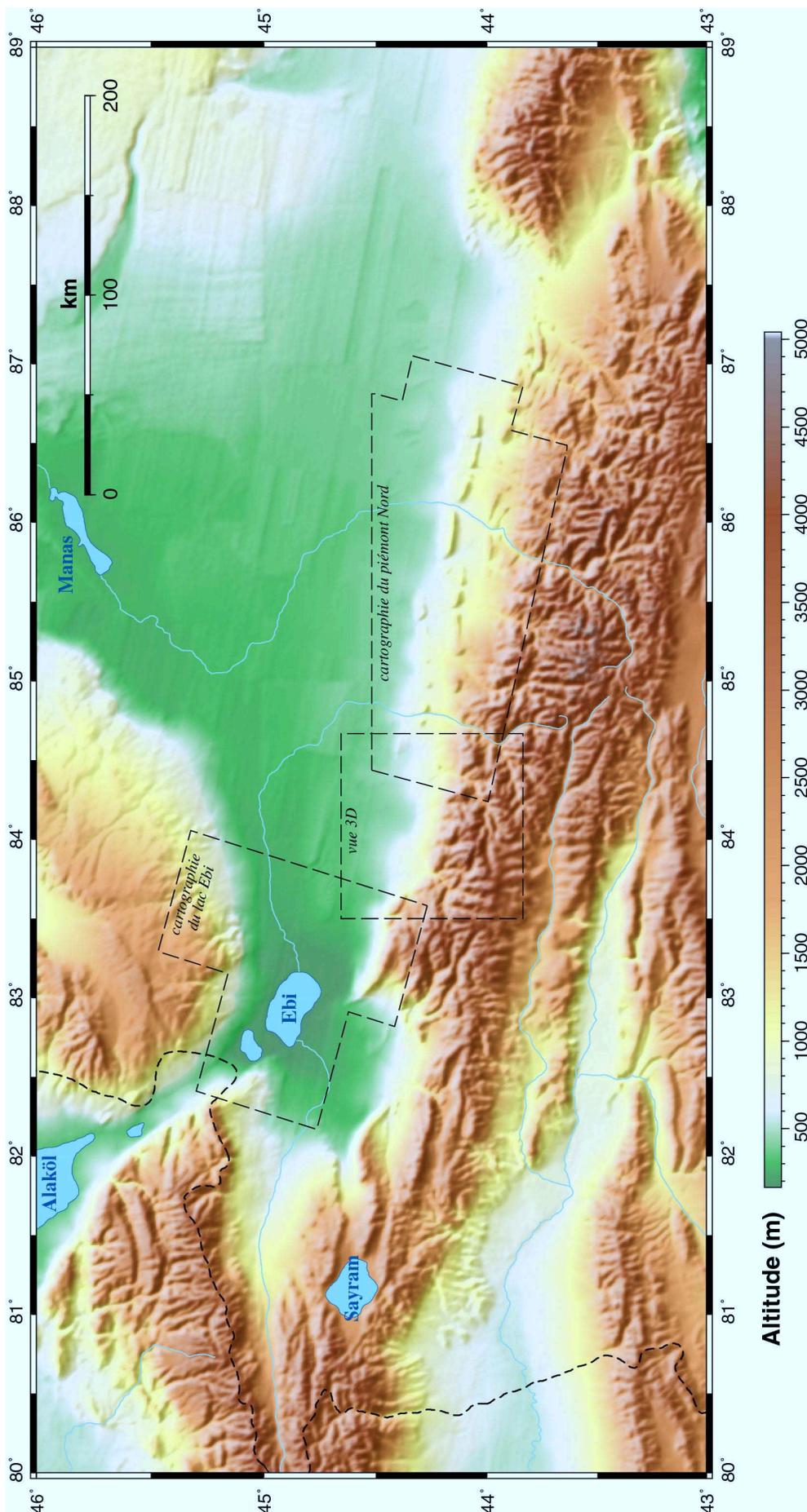


FIG. 2.1: Topographie de la partie septentrionale du Tian Shan orientale, extraite du MNT mondial "GTOPO30", de résolution horizontale 30", et localisation de la zone du piémont Nord présentée figures 2.2 et 2.3. L'encart "vue 3D" se rapporte à la figure 2.5, celui du lac Ebi à la figure 4.9.

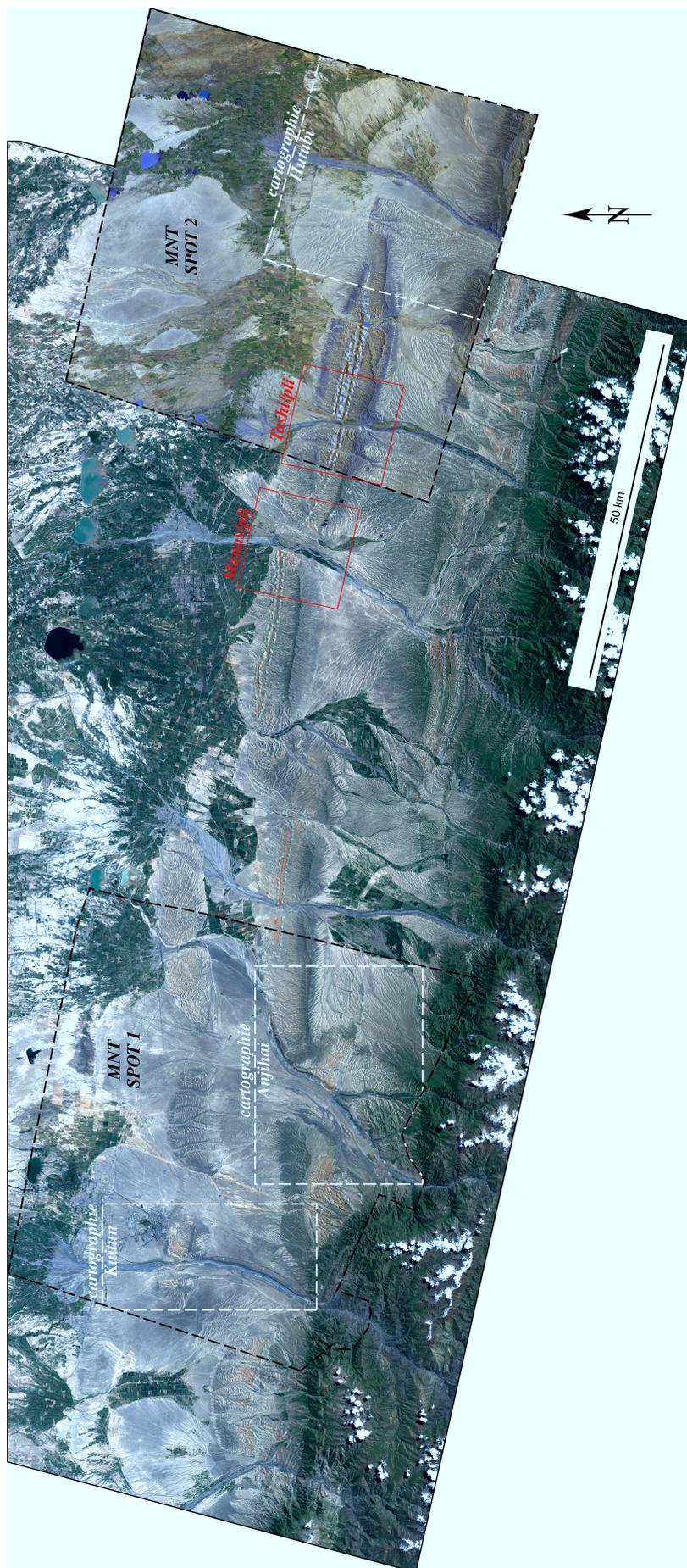


FIG. 2.2: Mosaïque de scènes satellitaires multispectrales Landsat 7 (à l'Ouest; image du 4 juillet 1999, résolution spatiale de 30 m) et SPOT (à l'Est; résolution spatiale de 20 m) du piémont Nord du Tiam Shan oriental. Les différents encarts délimitent les emprises de figures à venir.

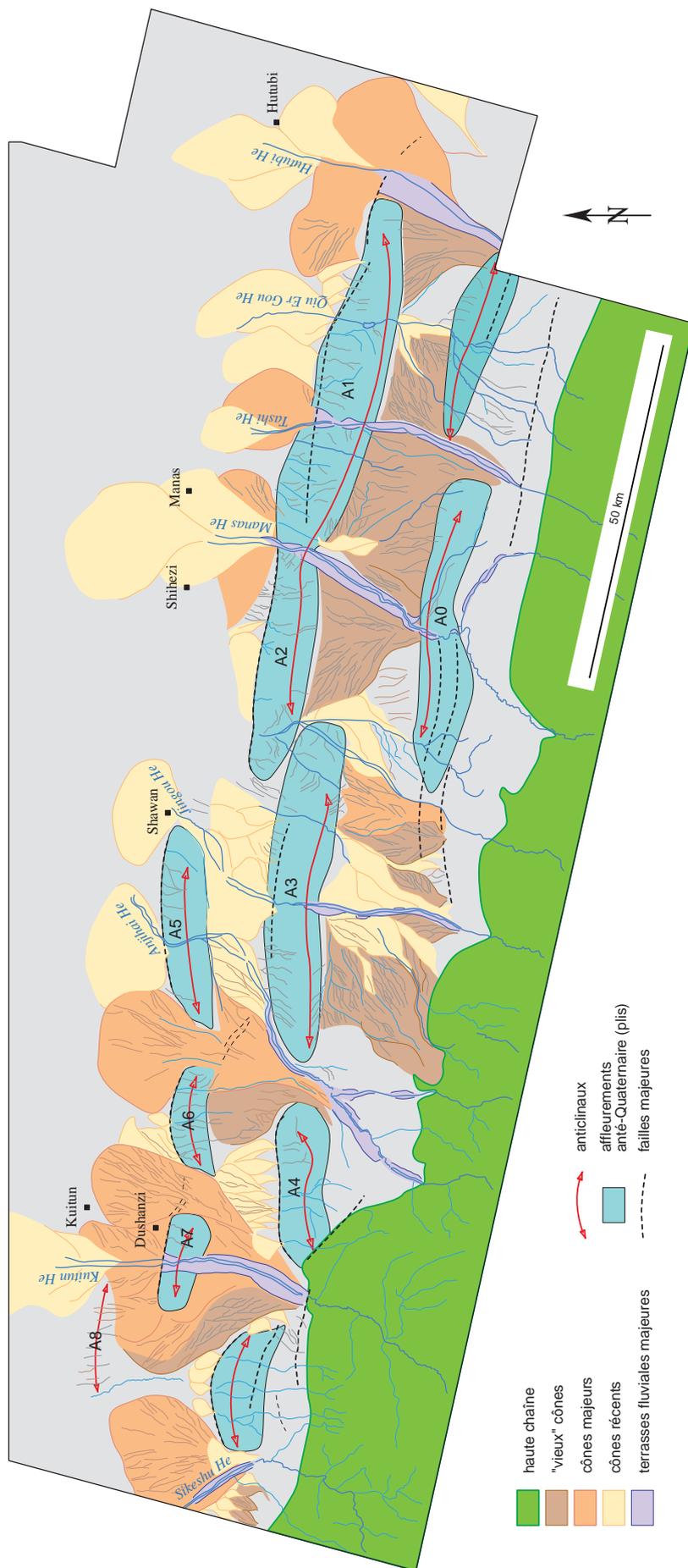


FIG. 2.3: Interprétation morphologique de la mosaïque d'images satellitaires de la figure 2.2. En ce qui concerne les dépôts alluviaux, seuls les cônes dont on pouvait distinguer des contours ont été cartographiés; la zone grisée correspond donc à toutes les surfaces "informes". Les anticlinaux sont repérés A0 à A8, du plus vieux au plus récent (notation de [Avouac et al., 1993](#)).

en conglomérats et grès, que recouvrent des grès paléogènes (à la base intercalés de quelques couches de pélites et calcaires). La série néogène est principalement composée de grès et conglomérats peu consolidés, sur une épaisseur de 2800 m.

Les dépôts du Quaternaire Inférieur atteignent 2400 m d'épaisseur dans le piémont, consistant en de grossiers conglomérats gris sombre formant un niveau résistant qui soutient souvent les crêtes érodées des versants Sud des anticlinaux ("formation de Xiyu"). Tout ce matériel détritique pourrait correspondre à des transferts massifs des montagnes aux avants-pays survenus dès le début des glaciations, c'est-à-dire que la cause de leur mise en place n'est peut-être pas tant tectonique que climatique.

Des sédiments quaternaires plus récents se sont accumulés dans les "piggy-backs" à l'arrière des anticlinaux de l'avant-pays. Ce sont surtout des dépôts alluviaux, mélanges de blocs, graviers et sables.

2.1.1.2 Structures tectoniques

La ceinture présente trois rangées d'anticlinaux disposés en échelon sénestre (fig.2.3), d'âges décroissants lorsque l'on s'éloigne de la chaîne. La structure des plis et leurs vitesses de déformation peuvent différer d'une rangée à l'autre, mais chaque rangée semble à peu près homogène. Globalement, on les interprète comme des plis de propagation de faille, avec émergence ou non de la rampe selon leur degré d'évolution.

La première rangée, constituée des plis les plus vieux (A0), est en fait déjà accrétée à la chaîne, et implique des couches de sédiments jurassiques. La deuxième rangée (A1 à A4) s'étend sur près de 150 km Est-Ouest, à une vingtaine de kilomètres plus au Nord. Ces plis font affleurer des sédiments du Crétacé Supérieur en leurs cœurs érodés. La dernière série (A5 à A7) ne laisse affleurer que des sédiments néogènes et quaternaires. Les chevauchements associés à ces plis n'émergent franchement que dans les deux premières rangées (A0 à A4). Plus les plis sont évolués, plus ils apparaissent asymétriques et déjetés vers le Nord.

Une nouvelle série de plis semble s'amorcer au Nord-Ouest du pli A7, où l'on observe un net bombement topographique des sédiments (A8) qui sont par ailleurs plus affectés par l'érosion que les surfaces alluviales voisines.

Notre étude est focalisée sur les plis les plus récents de la troisième rangée (A5 à A7), qui sont aussi les plus avancés dans le bassin. Ils sont clairement actifs et font ressortir les objets géomorphologiques les plus pertinents à observer.

L'étude de ces plis montre qu'ils se forment au-dessus d'une rampe aveugle à vergence Sud, compatible avec le glissement flexural banc-sur-banc observé en surface dans le pli A5 (Avouac *et al.*, 1993). Cette rampe s'enracinerait dans un décollement plat, de même que les anticlinaux plus vieux situés en arrière. Ceux-ci ayant déformé jusqu'à des couches du Crétacé Supérieur, Avouac *et al.* (1993) en déduisent que le décollement associé à A1-A2-A3 se trouve à une profondeur avoisinant 6–7 km (qui constitue en fait une limite inférieure). En ce qui concerne la rangée des plis les plus frontaux (A5-A6-A7), leur largeur moindre laisse supposer que la rampe sous-jacente s'enracine moins profondément, peut-être à la base de la série néogène (Avouac *et al.*, 1993, et fig.2.4).

En construisant des coupes équilibrées de ces mêmes anticlinaux, Burchfiel *et al.* (1999) suggèrent des profondeurs de décollement un peu supérieures de 9.5–10 km pour la série A1-A2-A3 (à la base du Mésozoïque), et environ 6 à 7–8 km pour la série A5-A6-A7 (Mésozoïque Inférieur).

La séquence quaternaire des sédiments de la marge de l'avant-pays présente dans cette zone des évidences de plissement syn-sédimentaire, montrant que la déformation s'est développée tout au long du Quaternaire, ainsi que des surfaces discordantes séparant certains niveaux (Avouac *et al.*, 1993). Ces discordances, en particulier observables au voisinage des grandes rivières, témoignent de cycles érosion-dépôt ayant remodelé la topographie à plusieurs reprises. Ces cycles peuvent s'expliquer en invoquant des modifications climatiques, sans avoir nécessairement recours à des accélérations de l'histoire tectonique.

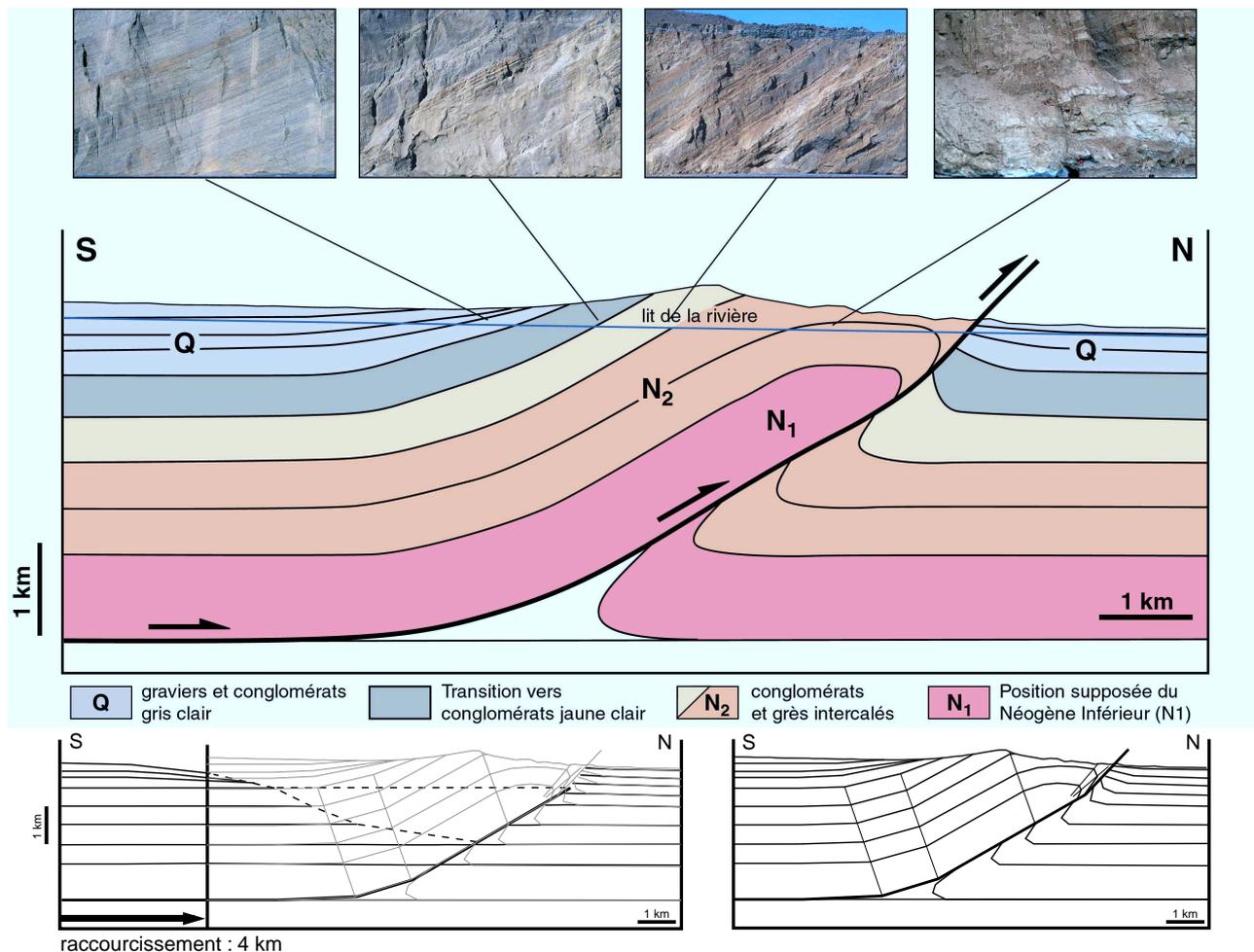


FIG. 2.4: Coupe équilibrée de l'anticlinal de Dushanzi, A7 (© S. Dominguez).

2.1.1.3 Géomorphologie

Le piémont s'incline vers le Nord avec une pente de 1.5 à 2.5%, dans le sens imposé par la flexure de l'avant-pays, de la chaîne vers le bassin.

Les roches pré-Mésozoïque de la haute chaîne apparaissent très résistantes à l'érosion, contrairement aux roches plus jeunes du front, qui sont érodées rapidement, de telle façon qu'aucune topographie élevée n'est créée au niveau des plis. La rupture de pente à la transition chaîne-piémont est ainsi bien marquée (fig.2.5).

Les plis disséqués sont couverts de loess quaternaire en de nombreux endroits. Ce loess est un témoin de périodes de climat très sec, probablement des glaciations. Son épaisseur varie énormément, et peut dépasser la dizaine de mètres. Il contient parfois des galets montrant qu'il a été remanié, ou des interlits de dépôts alluviaux.

2.1.1.3.1 Rivières Des rivières pérennes s'écoulant depuis les hauts reliefs traversent les anticlinaux vers le Nord, perpendiculairement à la chaîne, faisant affleurer au cœur de chaque pli des roches d'âge Cénozoïque. Les crêtes sont érodées par de courtes rivières éphémères transverses qui se jettent dans les précédentes.

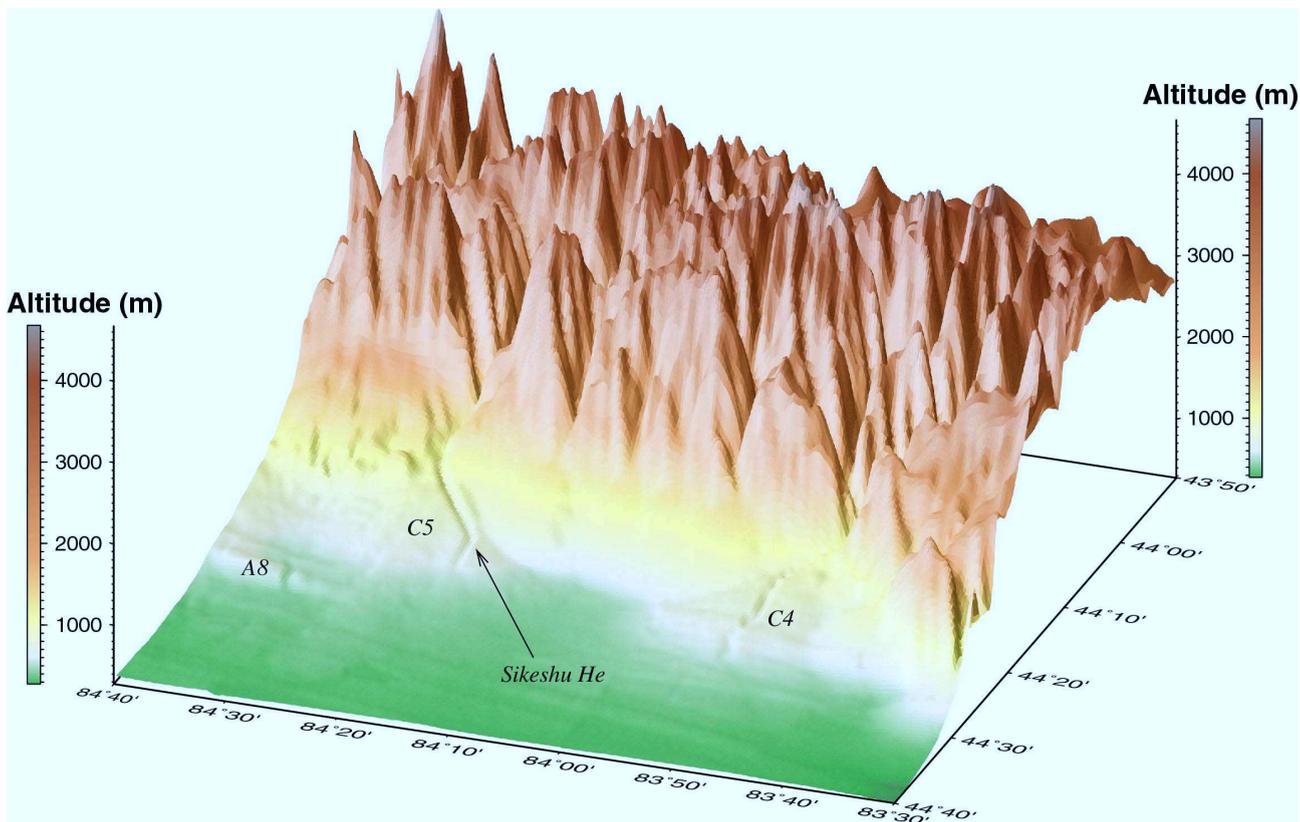


FIG. 2.5: Vue 3D de la transition topographique chaîne/piémont, au niveau de la rivière Sikeshe (emprise indiquée figure 2.1). Les cônes sont repérés par le code de la figure 2.42.

Les vallées traversant les anticlinaux présentent des terrasses d’abrasion creusées dans le Quaternaire et le Cénozoïque, recouvertes de 10 à 20 m de remplissage fluviatile (graviers mêlés de sables), et parfois de quelques mètres de loess. On s’intéresse à ces terrasses pour deux raisons :

- bien que récentes, elles montrent un enregistrement très clair de la déformation des anticlinaux, et nous apportent ainsi des informations sur le raccourcissement actif;
- en interprétant chaque niveau de terrasse abandonné comme un paléo-lit de rivière, la succession des terrasses constitue également un enregistrement de l’évolution du profil longitudinal de la rivière associée. Cette histoire est particulièrement intéressante à étudier en amont des plis, où l’on s’affranchit, au moins en partie, de l’influence de la déformation sur la géométrie de la rivière.

2.1.1.3.2 Cônes alluviaux Parmi les dépôts alluviaux relativement récents répartis aux fronts et à l’arrière des plis, une série de cônes (“cônes majeurs” de la figure 2.3, et ainsi nommés dans la suite du texte) se dessine particulièrement nettement. Ces cônes se sont formés à la sortie de la haute chaîne (par exemple cônes de la Kuitun He², de l’Anjihai He) ou des anticlinaux bien développés (par exemple cônes de la Manas He, de la Tashi He), alimentés par le matériel rapporté depuis la chaîne par les grandes rivières sus-citées. La surface de ces cônes apparaît peu érodée, presque lisse en regard des surfaces profondément ravinées des dépôts vraisemblablement antérieurs (“vieux cônes” de la figure 2.3). Ces cônes seront étudiés plus en détail par la suite (§ 2.5.1).

² “He” est la transcription du mot chinois signifiant *rivière*.

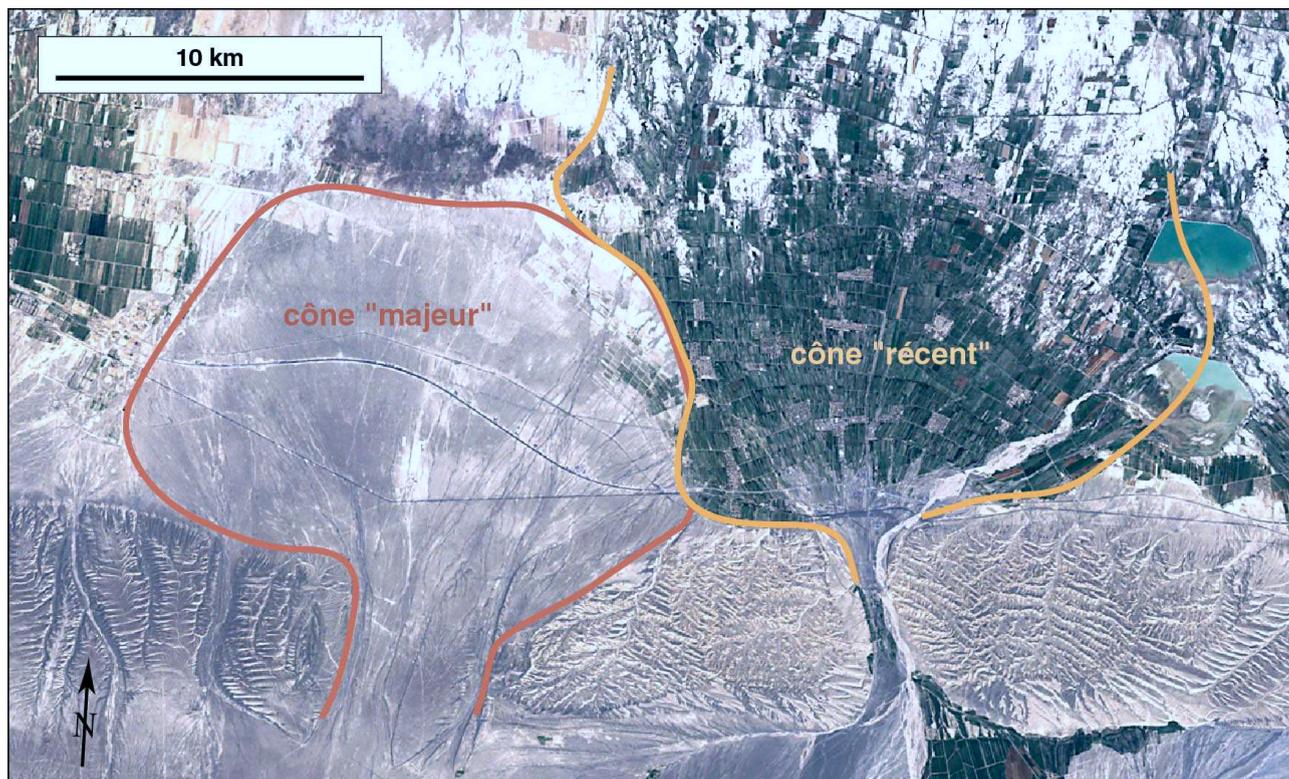


FIG. 2.6: Zoom d'une scène Landsat 7 du piémont Nord, sur laquelle apparaît clairement la distinction entre les cônes déposés par l'Anjihai He à différents moments. Comme la rivière a dévié son cours vers l'Est après avoir abandonné son "cône majeur" (voir figure 2.17), le cône plus jeune se trouve à côté du précédent, et non emboîté en aval (comme c'est le cas pour la Kuitun He par exemple, voir figure 2.3). Le "cône majeur" est relativement lisse (apparemment peu raviné) et nu, sans aucune végétation, tandis que son voisin plus récent est couvert de cultures. L'irrigation prodiguée grâce au barrage de la rivière actuelle à l'apex de ce cône explique bien sûr cette configuration, mais n'en est sans doute pas la seule raison. Il est notamment probable qu'une couche de loess recouvre le cône le plus vieux, le rendant impropre à être cultivé.

De petits cônes aux contours plus ou moins nets et réguliers viennent s'emboîter dans les cônes majeurs lorsque les rivières associées ont pu s'encaisser dedans (par exemple pour la Kuitun He et la Hutubi He), ou simplement recouvrir les dépôts plus anciens (en particulier dans les piggy-backs entre les anticlinaux, comme en amont de A3 au bord de la Jingou He).

Ces dépôts récents se repèrent généralement d'autant plus facilement qu'ils sont manifestement très fertiles. De fait, ils apparaissent, sur le terrain et surtout sur les images satellitaires, comme les plus élevées des surfaces cultivées, couvertes de champs dont la géométrie suit docilement la topographie (fig.2.6). Au contraire, les cônes plus vieux sont souvent à nu, sauf les mieux arrosés par les rivières au pied des plis frontaux, comme le cône de la Manas He (fig.2.2). L'irrigation est en effet intensivement pratiquée au Nord de ces derniers reliefs, des barrages bloquant la plupart des rivières avant qu'elles n'aillent se perdre dans le désert dzungar.

Sur la cartographie du piémont proposée par Burchfiel *et al.* (1999) (à partir de cartes géologiques chinoises), l'ensemble de ces cônes alluviaux est indifféremment carté "Q₃₋₄", c'est-à-dire en gros Pléistocène Supérieur.

2.1.2 Piémont Sud

La figure 2.7 montre la zone étudiée du piémont Sud sur une carte topographique du Sud Tian Shan.

Dans cette région, nous nous intéressons à la zone de Kuqa. Une ceinture de plis et chevauchements se développe également dans ce piémont, à travers des structures à nouveau Est-Ouest comme dans le piémont Nord. Des anticlinaux aux cœurs de plus en plus vieux se succèdent entre la haute chaîne et le désert du Tarim.

Une cartographie de la zone d'intérêt du piémont Sud est réalisée à partir de l'interprétation d'une scène satellitaire Landsat 7 (fig.2.8 et 2.9).

2.1.2.1 Stratigraphie

La stratigraphie des sédiments continentaux qui affleurent au cœur des anticlinaux est voisine de celle du Nord à partir du Mésozoïque, dans la mesure des différences induites par l'histoire paléozoïque asymétrique du Tian Shan pour tout ce qui concerne la haute chaîne (§ 1.1.1).

On retrouve notamment ici l'épaisse séquence conglomératique sombre caractéristique du Quaternaire.

2.1.2.2 Structures

Dans la région de Kuqa, on dénombre de trois à quatre rangées successives d'anticlinaux, plus ou moins accrétés entre eux, et interagissant de manière beaucoup plus complexe que les plis espacés du piémont Nord.

On distingue au front, assez clairement détachés des plis arrières (fig.2.8 et 2.9) :

- le pli de Qiulitage, au cœur néogène à éocène ;
- puis, complètement en avant, le “petit” anticlinal de Yakeng, encore assez peu développé, où l'érosion met seulement à jour les couches détritiques du Néogène Supérieur (N₂).

Le chevauchement responsable de l'anticlinal de Qiulitage émerge très clairement (fig.2.10 et 2.11). Ce pli de propagation de faille semble avoir absorbé l'essentiel du glissement profond du flanc Sud, ne laissant échapper qu'une petite fraction de la déformation qui arque le pli de Yakeng (Burchfiel *et al.*, 1999). La profondeur du décollement, estimée par Burchfiel *et al.* (1999) à partir de coupes équilibrées, est d'environ 8 km sous l'anticlinal de Qiulitage, mais le décollement s'enracine sur une rampe plus profonde vers le Nord, sous les roches paléozoïques des plis les plus vieux.

Les anticlinaux du piémont disparaissent progressivement vers l'Est, à tel point qu'au front de Korla l'avant-pays ne semble pas du tout déformé, et la transition entre haute chaîne et bassin devient directe (voir Brown *et al.*, 1998; Burchfiel *et al.*, 1999, et la figure 2.7).

2.1.3 Taux de déformation – état de l'art

2.1.3.1 Piémont Nord

Avouac *et al.* (1993) ont estimé une vitesse de raccourcissement actif du piémont à partir des escarpements de failles chevauchantes affectant les surfaces des cônes alluviaux majeurs.

Partant de l'hypothèse que ces cônes se sont déposés lors de la dernière déglaciation, à 10 ± 2 ka BP, le chevauchement considéré comme principale structure active depuis cette date fonctionne avec un taux de rejet vertical de 1.0 ± 0.3 mm/an. L'étude d'un autre escarpement de faille tout frais attribué au séisme de Manas (23 décembre 1906, $M = 8.3$) semble par ailleurs montrer qu'une fraction d'environ $2/3$ du raccourcissement est absorbée par glissement en profondeur et n'apparaît pas sur les escarpements de surface (Avouac *et al.*, 1993). Compte tenu de leur interprétation de la géométrie des failles, Avouac *et al.* (1993) en déduisent un taux de raccourcissement du piémont de 3 ± 1.5 mm/an.

L'approche de Molnar *et al.* (1994) est différente. Elle consiste à s'appuyer sur une coupe équilibrée du pli de Dushanzi (A5), qui montre qu'environ la moitié de la séquence conglomératique

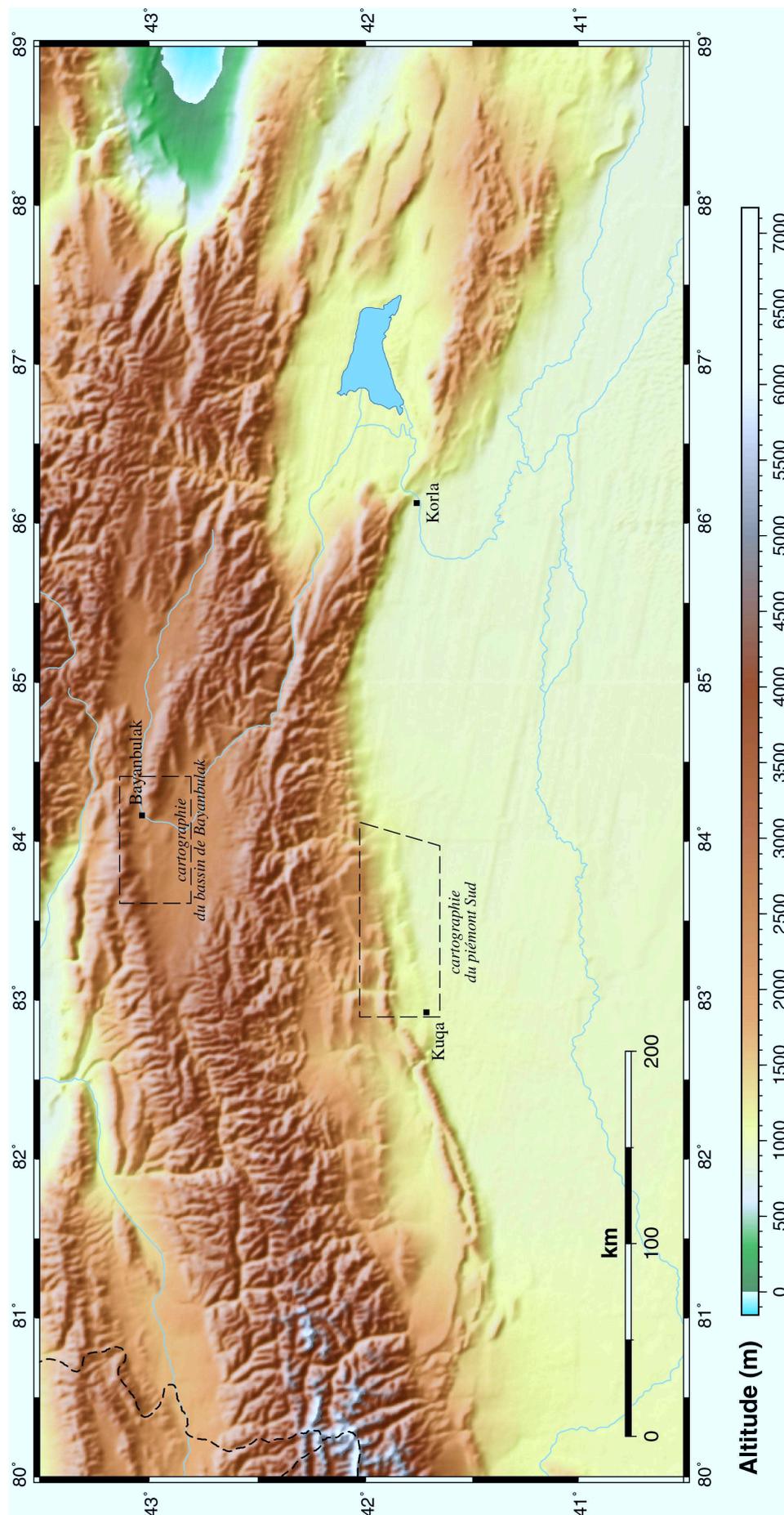


FIG. 2.7: Topographie de la partie méridionale du Tian Shan oriental, extraite du MNT mondial “GTOPO30”, de résolution horizontale 30”, et localisation de la zone du piémont Sud présentée figures 2.8 et 2.9, ainsi que du bassin de Bayanbulak étudié au § 2.6.2. (N.B. : L’échelle de couleurs indiquant l’altitude est la même que pour la figure 2.1.)



FIG. 2.8: Scène satellitaire multispectrale Landsat 7 (image du 16 novembre 1999, résolution spatiale de 30 m) du piémont Sud du Tian Shan oriental (emprise localisée sur la figure 2.7).

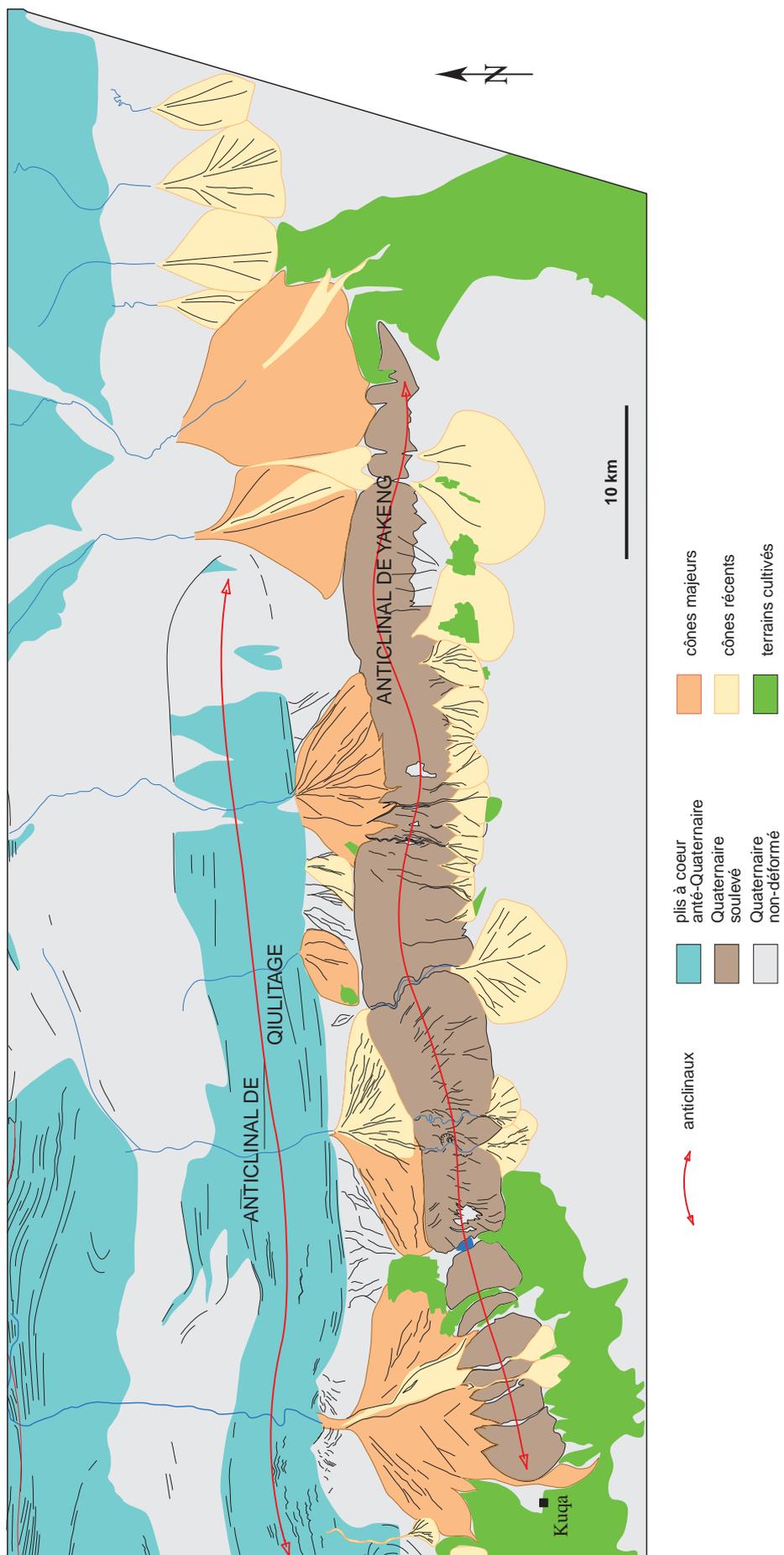


FIG. 2.9: Interprétation morphologique de la scène satellitaire de la figure 2.8.



FIG. 2.10: Charnière émergente du pli de Qiulitage, mise à jour par l'érosion fluviale (les véhicules à droite font figure d'échelle).

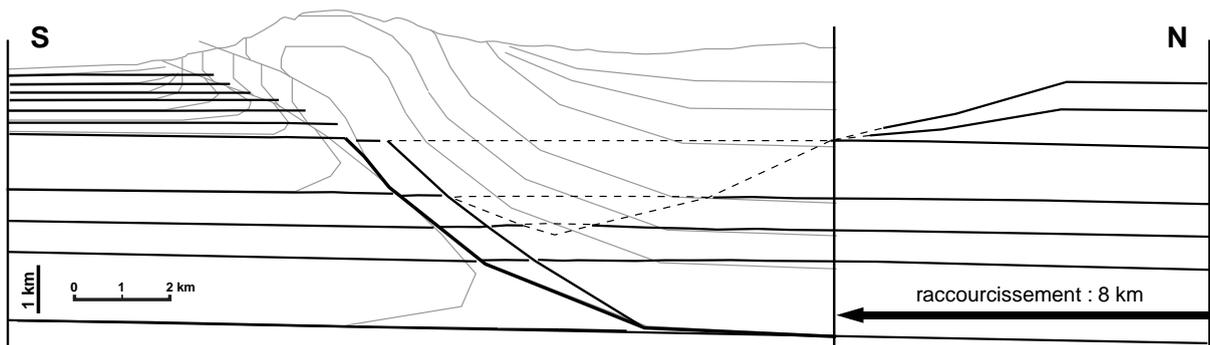
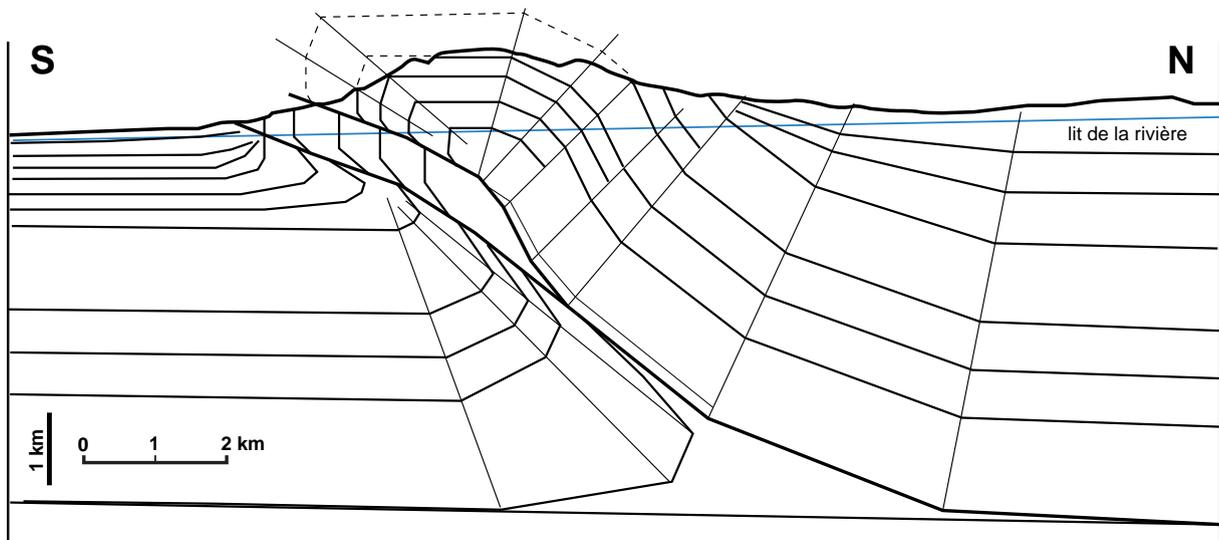


FIG. 2.11: Coupe équilibrée de l'anticlinal de Qiulitage (© S. Dominguez).

quaternaire a été plissée. Comme la date de début du dépôt de ces conglomérats est estimée à environ 2.4 Ma, on en déduit que la déformation a commencé vers 1 Ma. L'amplitude totale du plissement étant de 2 km (amplitude reconstruite en l'absence d'érosion), le taux de croissance verticale du pli est donc de l'ordre de 2 mm/an depuis cette date.

Par ailleurs, le taux moyen de sédimentation autour du pli est estimé à 1 mm/an. [Molnar *et al.* \(1994\)](#) en concluent que le taux net d'émergence du pli n'est que de 1 mm/an. Ils en déduisent par suite qu'une terrasse plissée de 25 m a donc probablement été abandonnée il y a 25 ka, ce qui semble curieux puisque le plissement mesuré ne résulte que de la croissance tectonique du pli, et ne devrait pas dépendre du taux de sédimentation moyen de la région.

Notons que les importantes marges d'incertitude des dates d'abandon de terrasses obtenues par la méthode du ^{10}Be ne permettent pas à [Molnar *et al.* \(1994\)](#) de discuter leur estimation.

[Burchfiel *et al.* \(1999\)](#) sont moins catégoriques en ce qui concerne la date de début de l'activité des chevauchements, qu'ils placent dans une fourchette [2.5–1.0] Ma. Toujours à partir de coupes équilibrées, ils en déduisent des gammes de raccourcissement plausibles pour les anticlinaux frontaux du piémont. Les taux de déformation minimal et maximal s'étendent ainsi respectivement de 0.8 à 2.5 mm/an et de 2.4 à 6.2 mm/an de Dushanzi à Hutubi, i.e. d'Ouest en Est.

2.1.3.2 Piémont Sud

[Burchfiel *et al.* \(1999\)](#) calculent la déformation du piémont Sud de la même manière que celle du piémont Nord, à partir de coupes équilibrées des structures de la région de Kuqa. Ils estiment un taux de raccourcissement minimal de 4.1 à 8.4 mm/an, et un taux maximal de 10.3 à 21 mm/an.

[Brown *et al.* \(1998\)](#) ont mesuré la topographie d'escarpements de faille affectant des surfaces de cônes alluviaux qu'ils ont datées au ^{10}Be . Ils obtiennent un taux de raccourcissement d'environ 2.2 mm/an pour le chevauchement étudié, à quelques 200 km à l'Est de Kuqa.

2.1.3.3 Incertitudes

Toutes ces estimations de vitesses de déformation présentent deux inconvénients majeurs.

- Ces calculs reposent naturellement sur des dates, qui sont dans tous les cas mal connues. D'une part, les datations de surfaces alluviales au ^{10}Be présentées par [Molnar *et al.* \(1994\)](#) comme par [Brown *et al.* \(1998\)](#) sont très dispersées, ce qui rend leur interprétation discutable (les marges d'erreur atteignent toujours au moins 50% des âges calculés, mais il est classique que les datations aux cosmogéniques s'accompagnent de grandes incertitudes, voir par exemple [Repka *et al.*, 1997](#)). D'autre part, les études de [Avouac *et al.* \(1993\)](#) et de [Burchfiel *et al.* \(1999\)](#) reposent sur des hypothèses non vérifiées, soit sur l'âge de formation de cônes alluviaux, soit, à une autre échelle, sur la date de début du fonctionnement des anticlinaux. Le manque de précision flagrant de toutes les chronologies proposées rend ces estimations très grossières.
- Les structures ayant servi d'objets à ces calculs sont des structures locales, certes manifestement actives, mais pas forcément représentatives de la déformation de la chaîne, ou même des piémonts dans leur entier. Les chevauchements d'avant-pays sont privilégiés du fait des escarpements évidents qu'ils génèrent, mais leur fonctionnement n'exclue pas nécessairement l'activité des chevauchements plus vieux des fronts de chaîne. En outre, il est très probable (par exemple au vu des mesures GPS) que l'intérieur de la chaîne est également déformé, quoique la distribution de la déformation intra-montagneuse reste à ce jour inconnue.

La plupart des auteurs ont conscience de ces problèmes et présentent en général leur résultats comme des limites inférieures de taux de déformation, à juste titre.

Géomorphologie du piémont Nord

Nous avons étudié en détail la géomorphologie du piémont Nord, sur lequel les données disponibles étaient les plus nombreuses, et dont les caractères semblaient le plus clairement exprimés.

La section 2.6 présentera cependant deux autres sites du Tian Shan qu'il sera intéressant de comparer au piémont Nord : l'un dans le piémont Sud (Kuqa), et l'autre situé dans un bassin intramontagneux (Bayanbulak).

2.2 Hydrographie

Nous nous intéressons principalement aux rivières qui drainent transversalement le Nord de la chaîne vers le bassin endoréique du Dzungar, en traversant la ceinture de plis et chevauchements précédemment décrite (fig.2.3 et 2.12, rivières 6 à 10).

Les rivières drainant le reste du flanc Nord du Tian Shan oriental, à l'Ouest de la Kuitun He, seront également intéressantes à comparer aux rivières sus-citées. Elles possèdent souvent des bassins plus petits, et s'écoulent en plaine non déformée dès leur sortie des montagnes (fig.2.12, rivières 1 à 5).

Données topographiques

Les profils de la plupart des rivières ne sont connus qu'à partir du MNT global Hydro1K³, déduit de la topographie mondiale à 30", GTOPO30⁴. Cette dernière est ainsi rééchantillonnée à un pas horizontal de 1 km, et corrigée pour permettre le calcul de grandeurs morphologiques, notamment le réseau hydrographique et les grandeurs associées (aires drainées, etc...).

Malheureusement, ce MNT couvre mal le continent asiatique, et comporte en particulier de nombreux artefacts et zones floues en Asie Centrale. Cette imprécision apparaît clairement lorsque l'on essaie de calculer la trajectoire de certaines rivières, qui se retrouvent découpées en tronçons à cause de bosses et creux topographiques artificiels (fig.2.12). Il est par exemple impossible de retracer la Hutubi He (entre les rivières 10 et 11).

Les remarques qu'inspirent les profils extraits de Hydro1K sont donc à prendre avec retenue.

Le MNT Hydro1K sera également utilisé dans un essai d'analyse de géomorphologie quantitative portant sur les principaux bassins versants associés aux rivières du piémont (§ 2.5.1). A une échelle plurikilométrique, cet unique jeu de données disponible apporte des informations relativement correctes.

Par contre, nous possédons de bonnes données topographiques sur deux zones du piémont, dans la zone de la Kuitun et de l'Anjihai He et dans la zone de la Hutubi He, à travers deux MNT calculés à partir de couples stéréographiques de scènes SPOT (fig.2.13 et 2.14). Ces données nous permettent au moins de connaître précisément les profils de ces rivières dans leur partie alluviale, après leur sortie de la haute chaîne.

Notons qu'en raison du bruit vertical important des MNT SPOT utilisés, la mise à plat de ces profils est peut-être erronée ; c'est-à-dire que le tracé calculé pour chaque rivière contourne peut-être un certain nombre d'artefacts du modèle, ces détours rallongeant ainsi artificiellement la trajectoire et induisant des pentes calculées plus faibles que les pentes réelles. Cette erreur éventuelle est impossible à estimer, et étant donnée la cohérence d'ensemble des profils obtenus, nous choisissons de l'ignorer dans notre interprétation.

³ "<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/hydro/>"

⁴ "<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>"

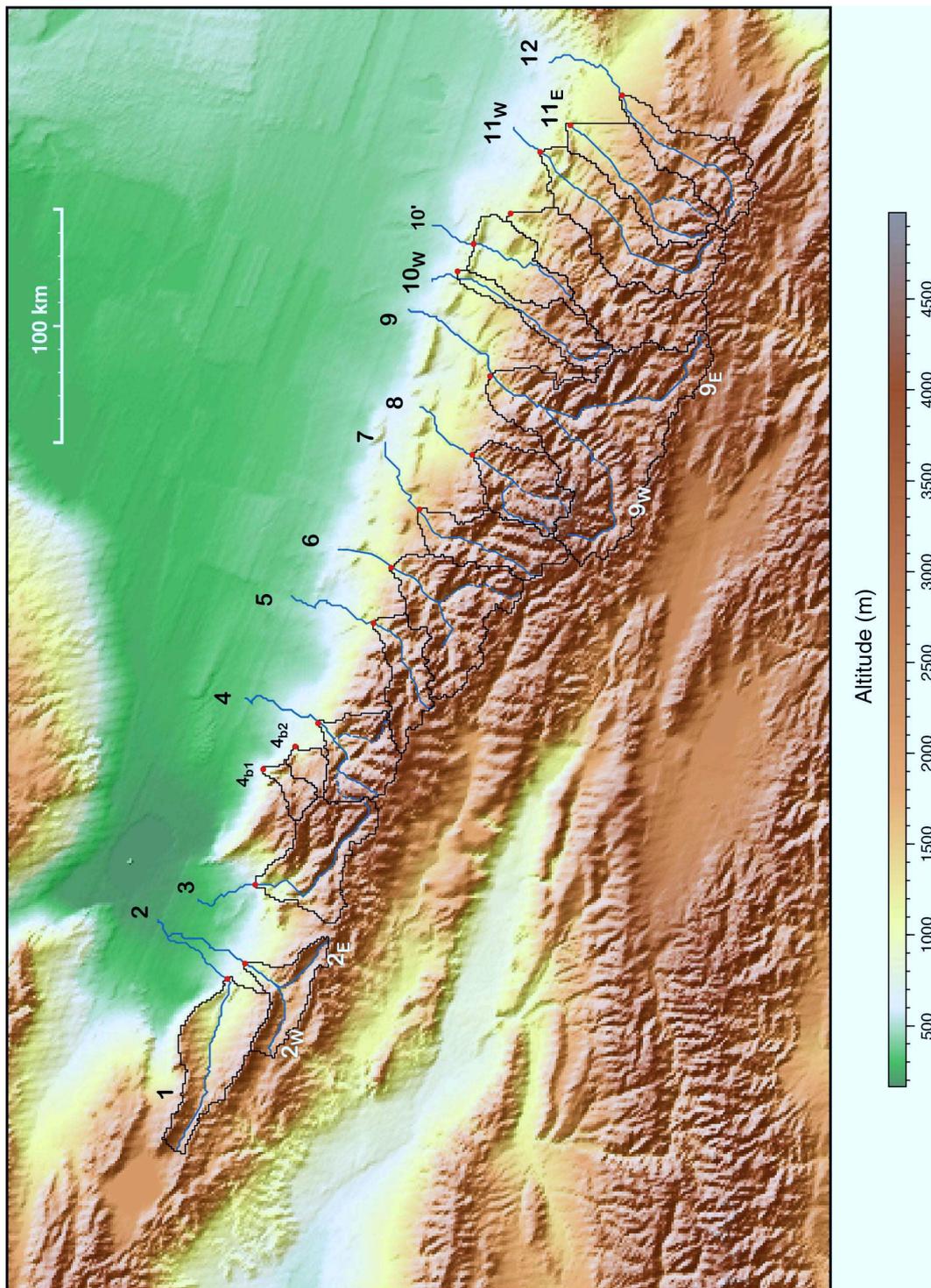


FIG. 2.12: Localisation des rivières drainant le flanc Nord du Tian Shan oriental, à partir du modèle numérique de terrain Hydro1K (résolution 1 km). La qualité de ce modèle, réalisé à partir du MNT global GTOPO30, est très moyenne, ce qui explique que certaines rivières (par exemple 9w) apparaissent tronçonnées en altitude, du fait d'un haut topographique artificiel du MNT. On a également représenté, en traits continus noirs, les limites des bassins versants de cette partie de la chaîne.

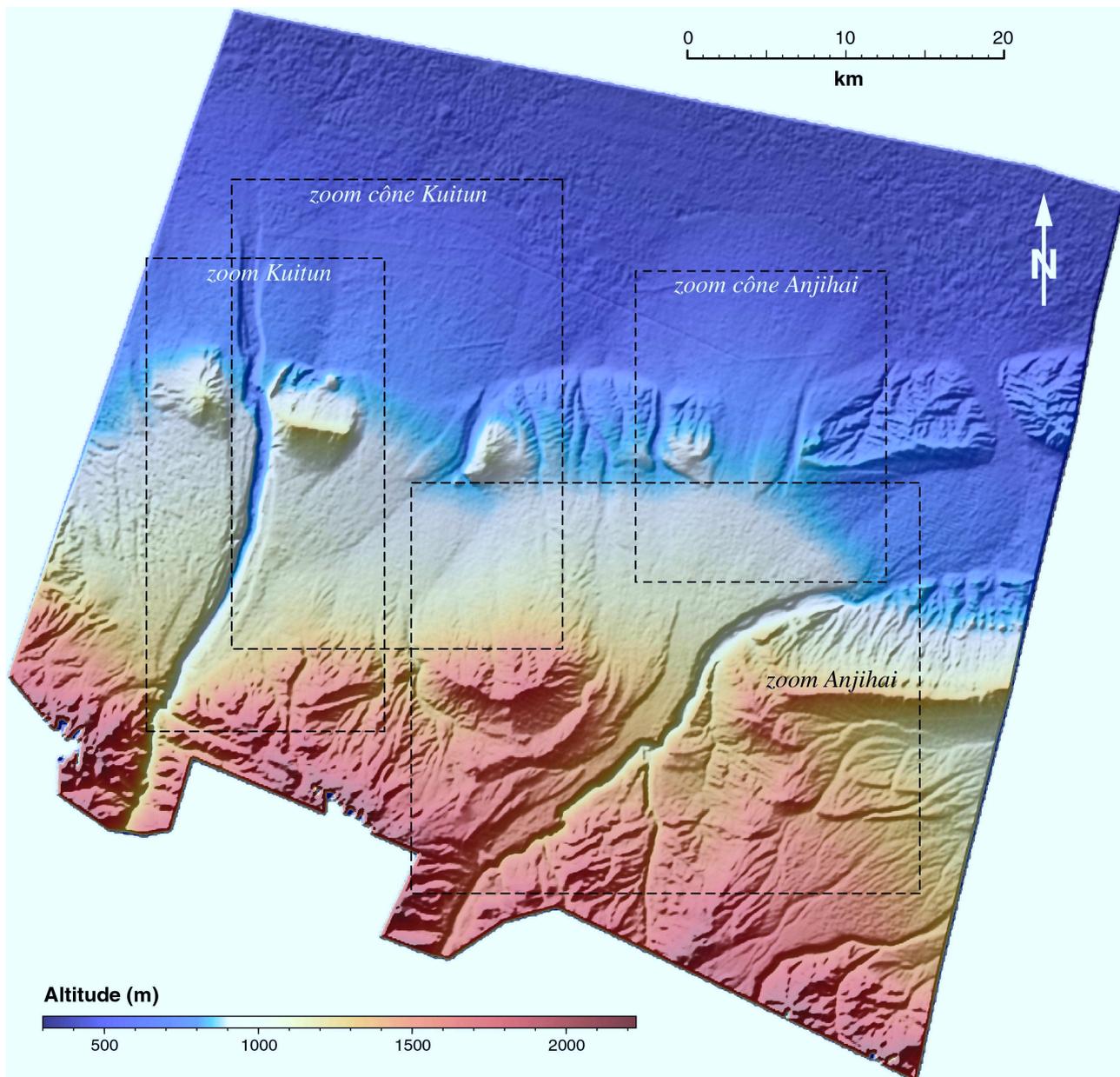


FIG. 2.13: Modèle de topographie numérique calculé à partir d'un couple d'images stéréoscopiques SPOT sur la zone de la Kuitun He et de l'Anjihai He (voir emprise sur la figure 2.2). Ce MNT est calculé avec un pas horizontal de 20 m, mais compte tenu de son bruit vertical important (± 20 m), on préférera souvent le filtrer avant de l'exploiter (sur cette image, on a appliqué un filtre gaussien de largeur 500 m avant de rééchantillonner la topographie à un pas horizontal de 50 m). Les rectangles en pointillés repèrent des extraits du MNT représentés dans d'autres figures.

2.2.1 Tracés actuels

Toutes ces rivières s'écoulent logiquement vers le Nord, avec une orientation générale Sud-Nord, plus précisément NNE-SSW, c'est-à-dire perpendiculaires à la bordure Nord de la chaîne, en particulier à leur traversée du piémont (fig.2.12). En altitude, en amont du piémont, les rivières principales suivent

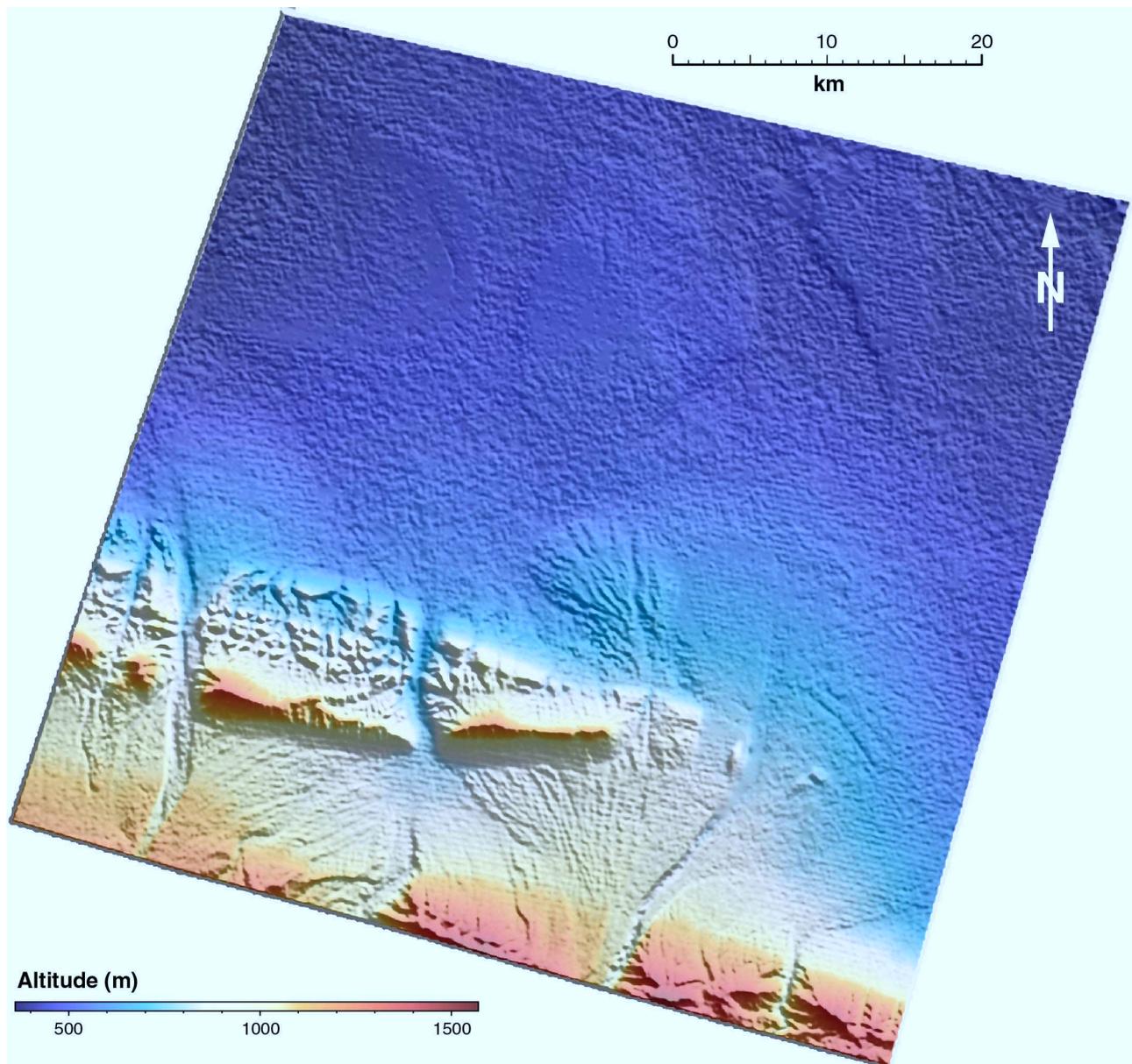


FIG. 2.14: *Modèle de topographie numérique similaire au précédent, mais sur la zone de la Hutubi He (voir emprise sur la figure 2.2). Celui-ci étant calculé à partir d'images multispectrales, de résolution 20 m (au lieu de 10 m pour une image panchromatique), le MNT obtenu a une résolution spatiale originelle de 40 m (filtré de la même manière que le précédent, également rééchantillonné à un pas horizontal de 50 m). L'aspect grêlé de la plus grande partie de la zone est un pur artefact.*

des directions parfois dictées par les structures locales, plus ou moins déviées le long de l'axe de la chaîne.

Une partie de ces rivières ont pour exutoire le lac Ebi, situé à l'extrême Ouest du bassin Dzungar (voir figure 4.8), tandis que les rivières situées à l'Est ont pour exutoire le lac Manas.

De la Kuitun He (à l'Ouest) à la Hutubi He (à l'Est), les rivières doivent traverser la zone de déformation des plis d'avant-pays. Elles s'en accommodent en passant directement au travers des anticlinaux, ou dans l'espace peu ou pas déformé entre deux plis. La plupart réussissent à couper tout

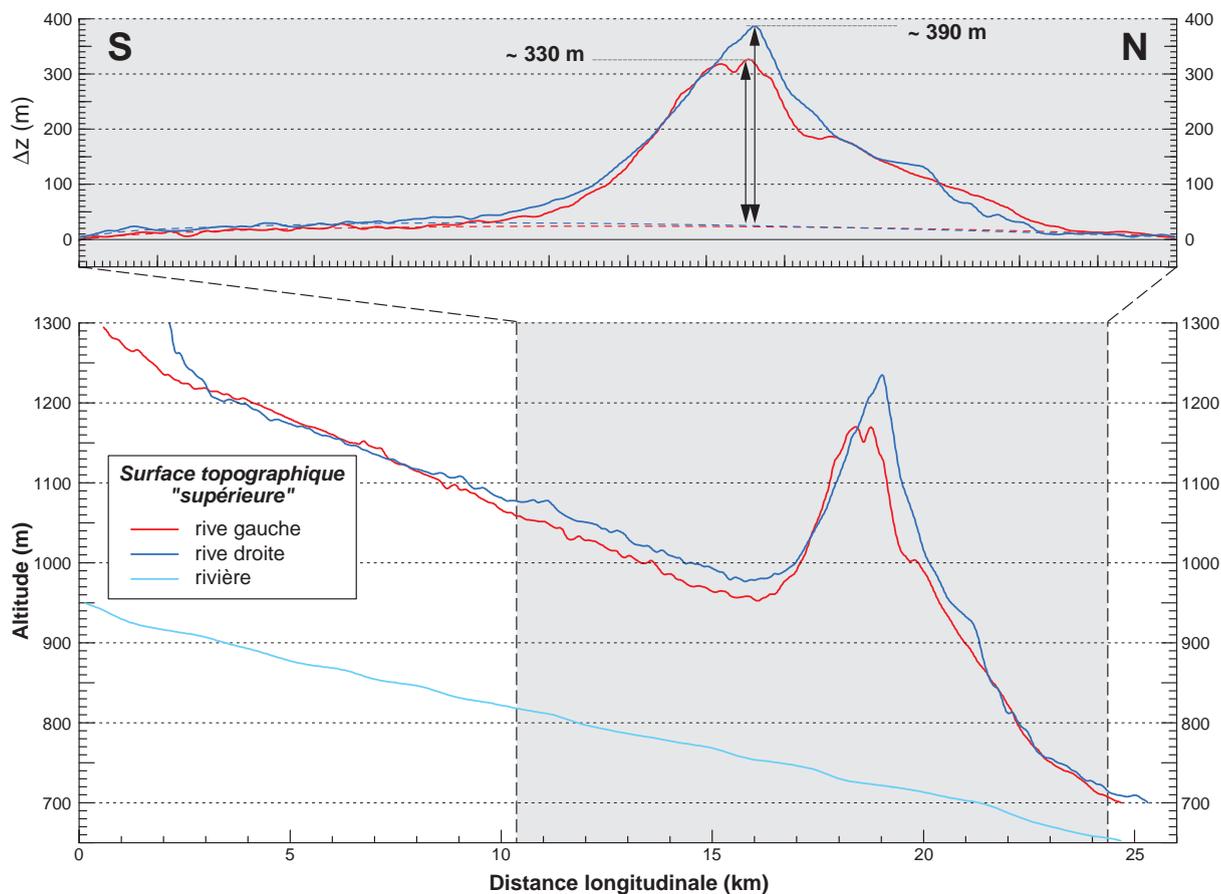


FIG. 2.15: Profils topographiques perpendiculaires au pli de Dushanzi (A7), de part et d'autre de la vallée actuelle de la Kuitun He. Les profils longitudinaux s'étendent du pied de la haute chaîne à la fin du pli (graphe du bas). On en mesure l'amplitude par rapport à la topographie d'un cône alluvial théorique non déformé (graphe du haut; on a ôté une pente constante aux profils, et on estime la différence d'altitude Δz entre la crête de la surface plissée et une surface polynômiale de degré 2, correspondant à un cône rectifié de la même pente). Le pli étant séparé en deux parties asymétriques par les gorges de la Kuitun He (fig.3.13), son amplitude verticale apparaît plus importante en rive droite, à l'Est.

droit perpendiculairement aux plis; par exemple la Kuitun He à travers A7, la Jingou He à travers A3, la Tashi He à travers A1. Il arrive néanmoins qu'une rivière parte dans une direction oblique, ayant manifestement dévié son cours à cause du soulèvement d'un pli; c'est le cas de l'Anjihai He qui vire vers le Nord-Est pour passer entre A3 et A4, ou de la Manas He qui se déplace latéralement avant de traverser A0 (elle semble faire un crochet pour capturer un affluent qui la renforce).

2.2.2 Paléo-tracés

2.2.2.1 Comportement général

La plupart de ces rivières traversent donc les anticlinaux frontaux en y creusant de profondes gorges (voir par exemple la figure 3.14).

Ces plis croissent verticalement à des vitesses de l'ordre du mm/an (§ 2.1.3.1), et les différences d'altitudes entre crêtes des plis et rivières actuelles atteignent plusieurs centaines de mètres (fig.2.15).



FIG. 2.16: Extrait de la scène Landsat 7 de la figure 2.2, montrant un zoom du piémont Nord, là où la Kuitun He, l’Anjihai He et la Jingou He traversent la ceinture de plis de l’avant-pays et la zone des “cônes majeurs”.

On en déduit que les tracés de ces rivières datent au moins du début du fonctionnement des plis, soit plusieurs centaines de milliers d’années pour les plus récents.

La conjonction de la déformation et de la sédimentation peut néanmoins conduire à une certaine réorganisation. En effet, ces rivières transportent de la matière, érodant ou déposant selon les contextes (selon l’endroit, l’époque). Lors des périodes de formation de cônes alluviaux, le matériel sédimentaire transporté depuis la haute chaîne est stocké dans le piémont, entre les rangées et au front des plis. Les passages au travers des plis risquent alors d’être bouchés par des dépôts trop importants, trop difficiles à réinciser par la suite. En outre, une rivière doit divaguer pour déposer un large cône, se divisant en multiples chenaux qui balaient toute la surface de dépôt. Le passage d’origine doit d’autant mieux rester marqué pour que le chenal dans lequel elle se réencaisse finalement puisse retrouver la même direction qu’avant la phase alluviale.

2.2.2.2 Cas particulier de l’Anjihai He et de la Jingou He

Ce problème d’encombrement s’est vraisemblablement posé à l’Anjihai He et à la Jingou He, lors du dépôt des cônes majeurs (fig.2.16).

L’orientation du cône de l’Anjihai He, en continuité avec la terrasse la plus importante de cette rivière (voir fig.2.23), suggère fortement qu’avant et pendant le dépôt de ce cône, la rivière empruntait un chemin plus direct vers le bassin, en passant entre les plis A5 et A6 (fig.2.17, A).

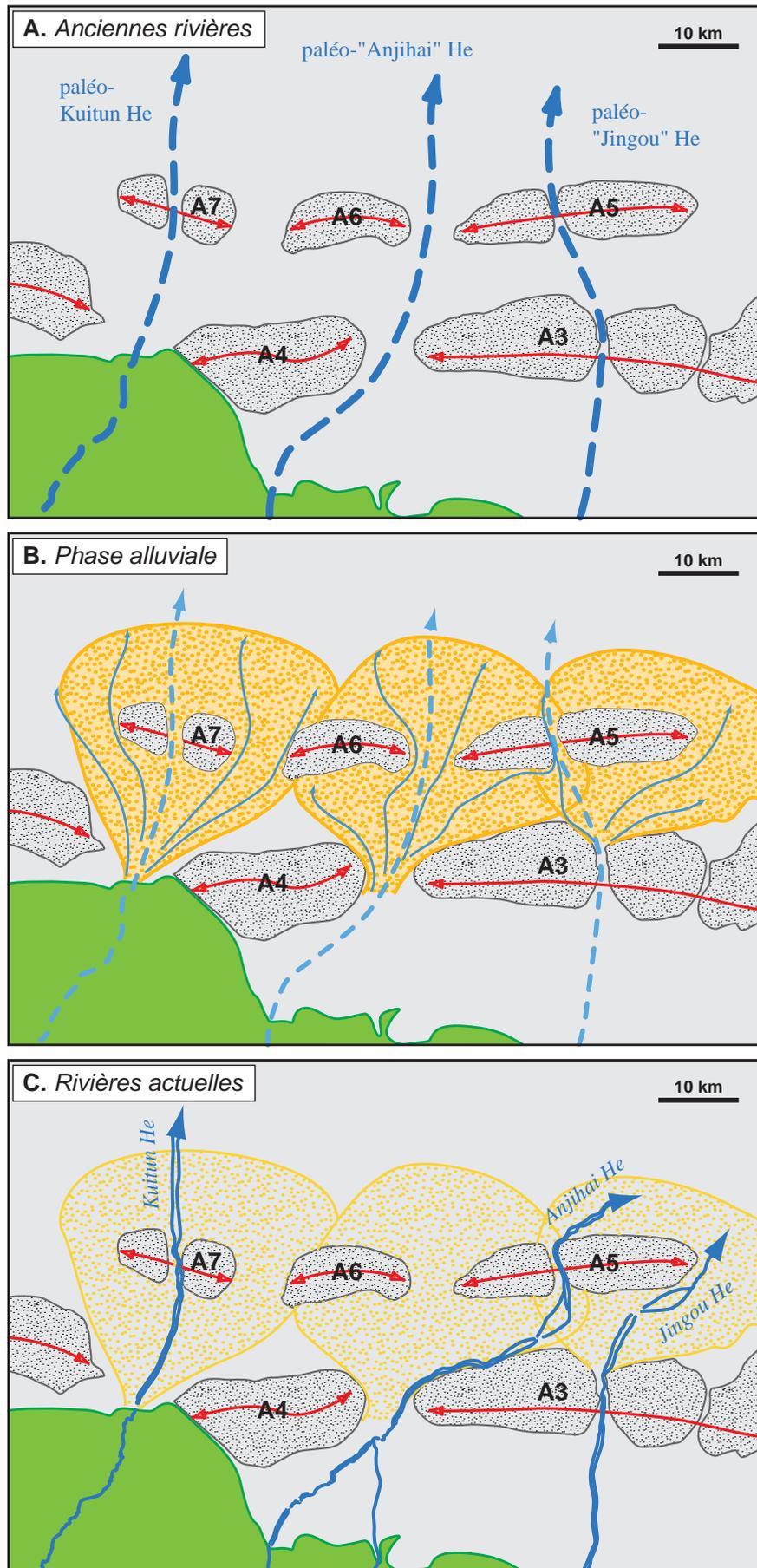


FIG. 2.17: Voir légende page suivante.

FIG. 2.17: (page précédente) A partir de l'interprétation de l'image satellitaire de la figure 2.16, proposition d'une chronologie des tracés des différentes rivières.

A. Avant le dépôt des cônes alluviaux "majeurs" du piémont (voir figure 2.3), les trois rivières allaient au plus court : la Kuitun He coulait déjà tout droit vers le Nord, l'Anjihai He passait entre les plis A5 et A6, et la Jingou He traversait le pli A5.

B. Pendant la phase de formation des cônes (en orange), chaque rivière cesse de privilégier son chenal initial (en pointillés) pour divaguer sur toute la largeur de la surface de dépôt, et/ou se diviser en plusieurs chenaux qui balaient cette surface.

C. Après l'abandon de la surface des cônes, survient une nouvelle phase d'érosion fluviale avec encaissement des rivières dans les sédiments récemment déposés. La Kuitun He reprend son trajet initial, approfondissant ses anciennes gorges au travers de A7. L'Anjihai He est déviée vers l'Est, soit en privilégiant simplement un nouveau chenal oblique dans cette direction, soit parce qu'elle n'arrive plus à éroder dans son passage initial entre A5 et A6, doublement réhaussé par le brusque dépôt de sédiments et la progression du soulèvement des deux plis qui l'encadrent. Elle emprunte alors une portion de l'ancien trajet de la Jingou He à travers le pli A5, tandis que cette dernière, pour des raisons sans doute analogues, est également déviée et contourne à présent le pli A5 par l'Est.

Néanmoins la vallée coupant en deux l'anticlinal A5 existait déjà (le pli intact n'aurait pas pu être autant incisé en si peu de temps), et c'est probablement l'actuelle Jingou He qui l'empruntait après avoir traversé A3.

Par suite du dépôt des sédiments constituant les cônes majeurs, les rivières se sont encaissées dans ces cônes avec des trajectoires différentes (fig.2.17, B et C). En ce qui concerne l'Anjihai He, plusieurs hypothèses se présentent :

1. au moment de l'abandon de la surface du cône, le chenal dominant est un chenal oblique qui, partant vers le Nord-Est, vient se nicher dans le creux topographique entre le cône de l'Anjihai He et les dépôts voisins (de la Jingou He) ;
2. ou : la rivière tend un moment à reprendre son tracé initial, mais le passage entre les deux plis A5 et A6, qui se trouve dans l'axe principal du cône, est maintenant trop élevé pour que la rivière réussisse à l'inciser ;
3. ou encore : la rivière s'écoule un moment suivant son tracé initial entre les deux plis, mais la progression de la déformation de ceux-ci rehausse encore le passage et la rivière l'abandonne.

Quoiqu'il en soit, pour l'une ou plusieurs de ces raisons, l'Anjihai He dévie finalement vers le Nord-Est, prolongeant la direction qu'elle prend déjà en amont pour passer entre A3 et A4, et va s'encaisser dans le premier passage au travers des plis, celui autrefois emprunté par la Jingou He pour couper A5. Cette dernière voit sa trajectoire également déviée vers le Nord-Est, contournant à présent le pli A5 pour atteindre la plaine. On imagine facilement qu'elle aurait tout aussi bien pu reprendre son ancienne trajectoire et se joindre à la nouvelle Anjihai He juste avant la traversée du pli, si elle ne s'était elle-même bouché le passage en y accumulant trop de sédiments (coincés par A5).

2.2.2.3 De l'effet attracteur de la traversée des plis

Au contraire de ces deux rivières détournées, la Kuitun He reprend son tracé antérieur. Comme elle fonçait tout droit dans A7, les sédiments déposés pendant la phase alluviale se sont sans doute mieux répartis sur les côtés du cône, ne bouchant "pas trop" les anciennes gorges.

Les autres rivières du piémont (Manas He, Tashi He) semblent, de même que la Kuitun He, avoir conservé le même tracé depuis assez longtemps. Dans tous ces cas, on remarque que les rivières empruntent des gorges étroites pour traverser le dernier pli de grande amplitude avant de parvenir à la

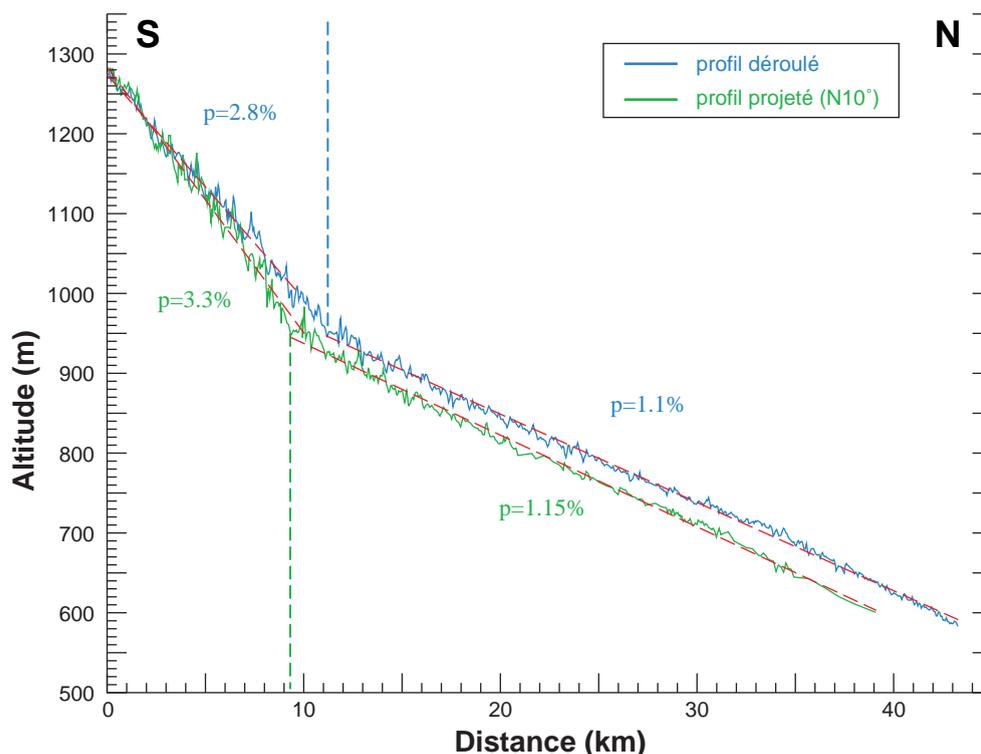


FIG. 2.18: Comparaison des profils topographiques déroulé et projeté de la Kuitun He, à partir des données SPOT (fig. 2.13). Dans le tronçon situé en haute chaîne en particulier, ne pas prendre en compte la sinuosité de la rivière occasionne une erreur d'environ 20% sur l'estimation de sa pente (erreur de 2 km sur 10 km de longueur réelle). La Kuitun He est pourtant une rivière d'apparence peu sinueuse (fig. 3.13).

plaine (200 m pour le plus petit, A7). Ces couloirs, une fois marqués, constituent des passages privilégiés pour les rivières, qui devraient dépenser beaucoup d'énergie pour changer de tracé. Ainsi, tant qu'elles ne sont pas barrées par les plis (cas de la Qiu Er Gou He, comme en témoigne la convergence des dépôts en amont du pli A1 ; mais la rivière a de nouveau réussi à percer après avoir été bloquée – voir § 2.4.1.1 et figure 2.31), les rivières qui traversent des plis suffisamment évolués ont des tracés stables.

2.2.3 Profils longitudinaux

N.B. : Les profils topographiques longitudinaux des rivières sont présentés autant que possible “déroulés”, c'est-à-dire que la distance (*longitudinale*) portée en abscisse est mesurée le long de la trajectoire de chaque cours d'eau, depuis sa “source” (i.e. son point le plus haut, même si ce point n'a pas forcément de sens pour la rivière réelle).

Un profil déroulé rend compte de la vraie distance sur laquelle l'eau circule, érode et/ou transporte (fig. 2.18). Par la même occasion, il permet de connaître la pente réelle de la rivière, alors qu'un profil projeté donne des pentes surestimées et peut donner une fausse impression de concavité du profil (cas des rivières à méandres du piémont Sud par exemple, § 2.6.1).

2.2.3.1 Profils “globaux”

2.2.3.1.1 Pentes Les rivières du piémont montrent globalement des successions de tronçons quasi-linéaires, souvent longs de plusieurs dizaines de kilomètres (fig. 2.19).

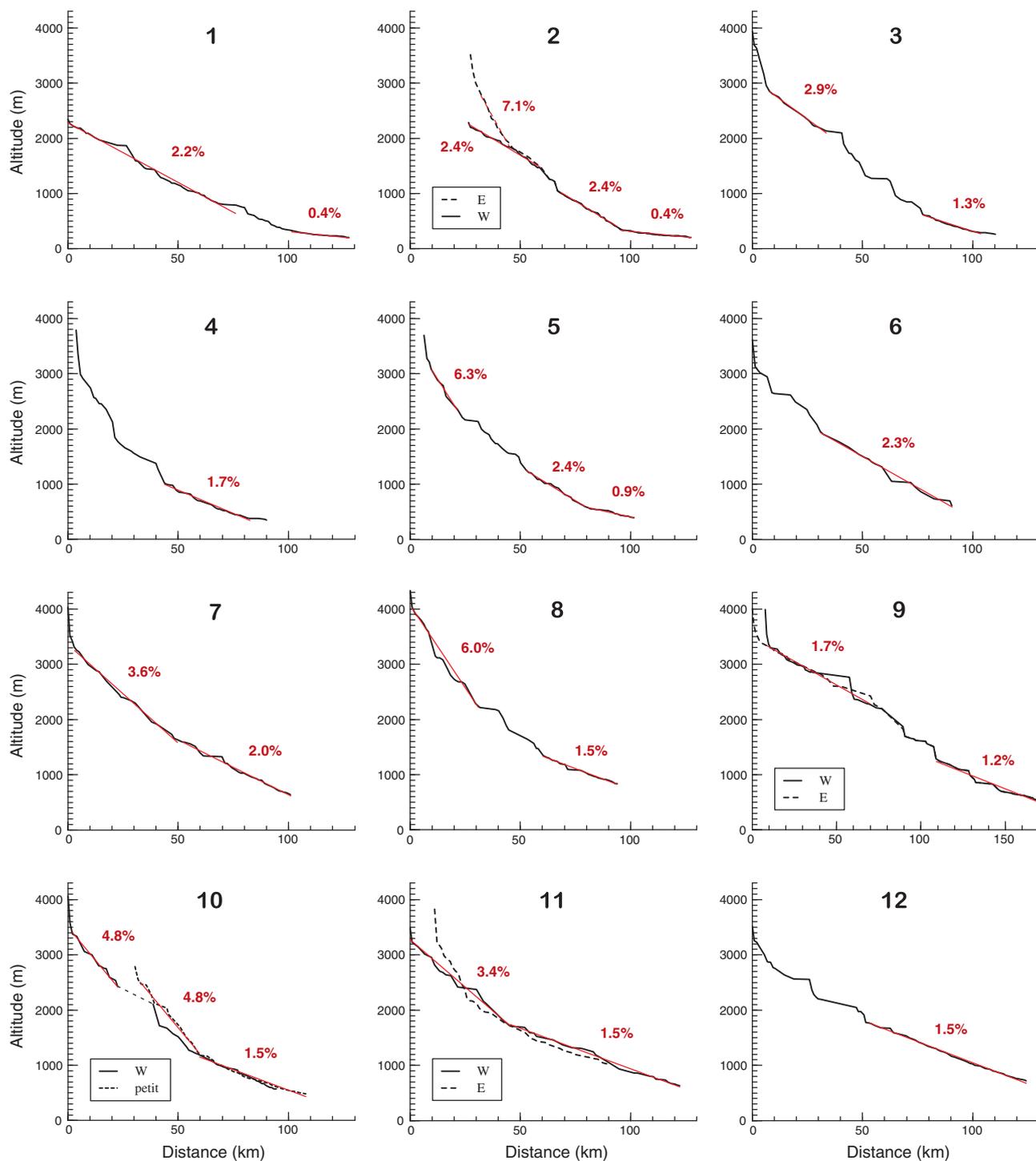


FIG. 2.19: Profils et pentes des rivières du piémont, extraits du MNT Hydro1K (fig.2.12). Les profils sont présentés déroulés (voir texte), de la haute chaîne au bassin dzungar, par bassin versant. Les numéros se réfèrent à la localisation des rivières de la figure 2.12, c'est-à-dire dans un ordre croissant d'Ouest en Est.

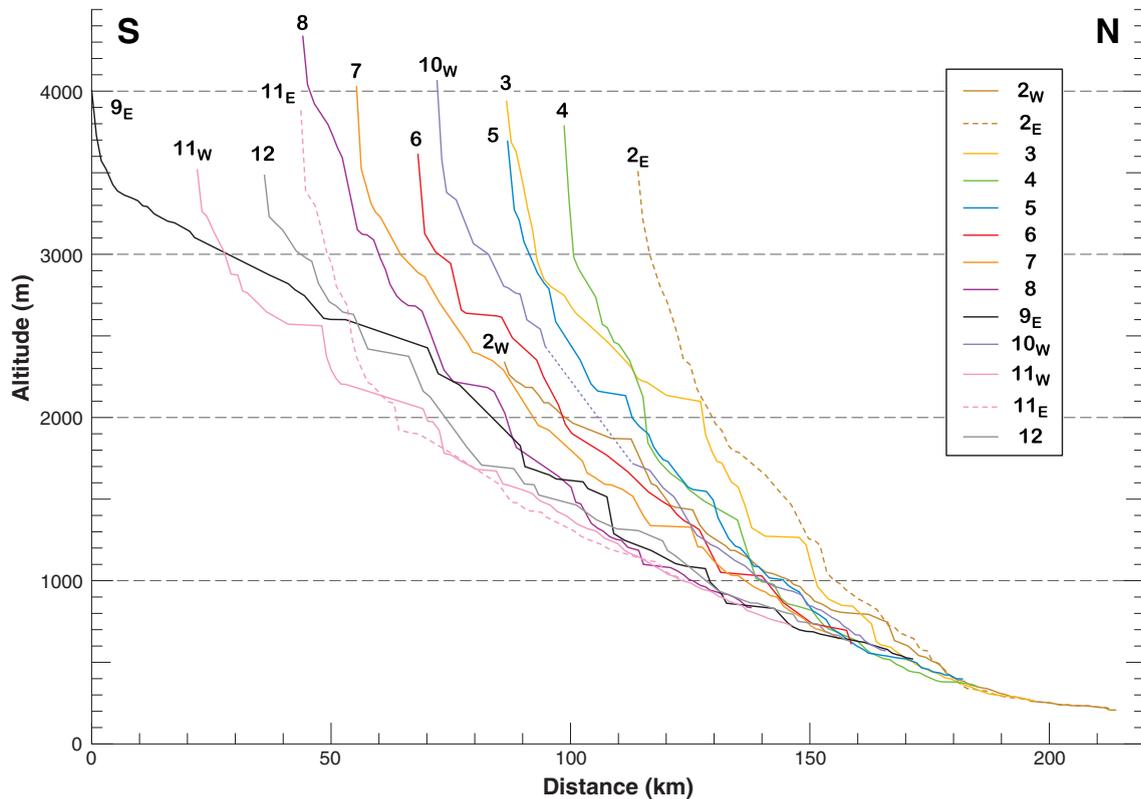


FIG. 2.20: Profils de rivières de la figure précédente, présentés ensemble pour comparaison.

Les tronçons les plus pentus se trouvent généralement en amont, dans la haute chaîne (pentes de 3 à 7%). La première partie des profils, souvent la plus raide⁵, contribue beaucoup à les faire apparaître légèrement convexes en moyenne.

Néanmoins, les bassins montagneux comportent aussi des tronçons de pentes plus douces, apparaissant comme des replats assez courts (par exemple sur les profils des rivières 4, 8, 12 – fig.2.19). Ces segments intermédiaires, s'ils ne sont pas dus à l'imprécision du MNT, pourraient correspondre à des vallées glaciaires, larges et peu pentées.

Les tronçons de basse altitude, à la traversée du piémont, présentent les pentes les plus faibles (moins de 2%).

2.2.3.1.2 Comparaison entre rivières La figure 2.20 rassemble les profils de toutes les principales rivières du piémont, toujours issus de Hydro1K.

Lorsqu'on parcourt la région d'Ouest en Est (ordre croissant des numéros des rivières), on observe une tendance grossière des profils à être de plus en plus "étirés" entre les points culminants de la chaîne et la plaine du Dzungar. C'est-à-dire que les pentes moyennes des rivières sur toute leur longueur (à travers tout leur bassin versant) diminuent d'Est en Ouest.

De fait, cette augmentation apparaît assez logique au vu de la configuration des bassins des rivières, qui sont de plus en plus grands vers l'Est, où s'élargissent à la fois la chaîne et la zone de plis d'avant-pays (fig.2.12).

⁵ Mais il s'agit peut-être d'artefacts?

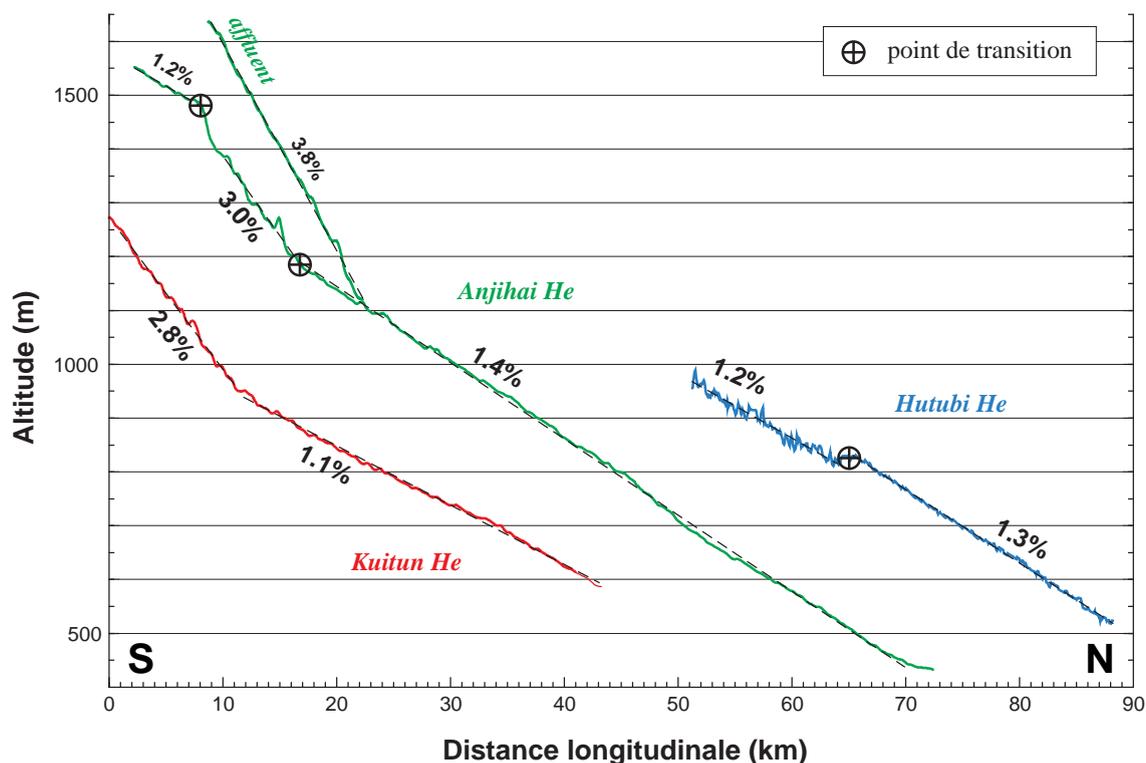


FIG. 2.21: Profils des rivières Kuitun, Anjihai et Hutubi à leur traversée du piémont, extraits de MNT SPOT. Pour l'Anjihai He, on a ajouté le profil de son affluent majeur, qui se raccorde au cours principal juste avant le passage entre les plis A3 et A4 (voir fig. 2.23). Les pentes indiquées sont calculées par simple régression linéaire (droites en pointillés). Les "points de transition" sont des ruptures de pente pour l'Anjihai He, et un artefact du MNT pour la Hutubi He; ils sont localisés sur les figures 2.23 et 2.25 respectivement.

2.2.3.2 Profils dans le piémont

Les profils déroulés de la Kuitun He, de l'Anjihai He et de la Hutubi He de la figure 2.21 correspondent essentiellement à leur tronçon alluvial. Pour les deux premières, le début de chaque profil décrit la fin de la partie montagneuse de la rivière.

2.2.3.2.1 Ruptures de pentes Une claire rupture de pente délimite la transition haute chaîne / piémont alluvial dans les profils de la Kuitun He et de l'Anjihai He. Ces rivières sont environ deux fois plus raides en zone montagneuse qu'en zone alluviale, passant de pentes de l'ordre de 3% à 1.4 et 1.1%, pour l'Anjihai He et la Kuitun He respectivement.

Cette rupture est révélatrice du changement de type des rivières au passage de cette limite : de rivières à substratum rocheux, elles se transforment là en rivières alluviales (voir § 3.1.1).

L'Anjihai He comporte, au tout début de son profil, un court tronçon de quelques kilomètres avec une pente faible de 1.2%. Ce segment correspond vraisemblablement à la traversée d'une petite zone de terrasses fluviales récentes, lovées dans une vallée de la haute chaîne (fig. 2.23). S'ensuit un passage difficile, dans des gorges très étroites, où la pente raide du profil par ailleurs sinueux témoigne de la lithologie probablement très résistante du substratum mis à nu par la rivière à cet endroit. La présence de larges terrasses fluviales aux contours assez lisses, bien au-dessus du lit actuel, suggère que cette lithologie n'est apparue qu'après un certain encaissement de la rivière dans les roches locales (fig. 2.23).

L'affluent principal de l'Anjihai He, qui traverse une zone de dépôts alluviaux récents (dépôts de cônes et terrasses fluviales) avant de se jeter dans l'Anjihai He, possède une pente très raide de près de 4%. Cette valeur élevée s'explique sans doute par le fait qu'il s'agit d'une petite rivière (drainant une aire bien moins importante que l'Anjihai He), et qu'elle s'écoule dans une zone escarpée quoiqu'alluviale, traversant la même lithologie résistante que l'Anjihai He.

Il peut sembler curieux de constater que l'arrivée de cet affluent ne perturbe en rien le gradient topographique de l'Anjihai He. On peut supposer que la contribution hydrologique de l'affluent est négligeable devant le débit de l'Anjihai He, à moins qu'il ne fournisse à la fois beaucoup de sédiments et d'eau. Etant bordé de terrasses dans lesquelles il incise notablement, cet affluent est peut-être en effet saturé en sédiments. Dans ce cas, son double apport à peu près équilibré eau/sédiments peut n'avoir aucun effet remarquable sur le comportement du fleuve principal en aval de la confluence.

Pour la Hutubi He, un problème se pose dans le MNT lorsque la rivière passe à une altitude d'environ 800 m. Il s'agit probablement d'une erreur induite par le bruit du MNT, particulièrement peu précis dans cette zone (fig. 2.14). Le bruit vertical, de courte longueur d'onde (devant la taille des objets géomorphologiques) sur la majeure partie de l'emprise, laisse place à un certain flou lorsque la rivière traverse l'extrémité du pli.

2.2.3.2 Linéarité Le caractère le plus marqué de ces profils est sans doute leur linéarité : en dehors des ruptures de pente, le lit de chaque rivière présente un gradient topographique constant sur des dizaines de kilomètres, en particulier en contexte alluvial, comme si une pente idéale correspondait à chaque configuration.

Nous verrons par la suite que cette remarque est susceptible de trouver une explication dans un modèle simple d'érosion fluviale à seuil (§ 3.3).

2.3 Terrasses fluviales

La plupart des rivières du piémont sont bordées de terrasses fluviales, plus ou moins larges, souvent étagées sur plusieurs niveaux. Elles apparaissent non seulement à la traversée des anticlinaux, mais sont surtout très développées en amont de ceux-ci.

Ces terrasses sont des objets géomorphologiques importants, susceptibles de nous aider à contraindre à la fois la tectonique et l'évolution climatique récentes de la région.

Leur étude passe par une cartographie précise sur images SPOT et Landsat 7, puis par l'analyse des données quantitatives disponibles : profils topographiques mesurés sur le terrain au théodolite, extraction de profils topographiques des MNT SPOT.

2.3.1 Cartographie

Nous proposons une interprétation morphologique de plusieurs images satellitaires du piémont Nord, permettant de repérer similarités et différences entre les terrasses de rivières distinctes.

La géométrie des terrasses de la Kuitun He, de l'Anjihai He et de la Hutubi He est cartographiée respectivement sur les figures 3.13, 2.23 et 2.25. Des coupes topographiques transverses des vallées de ces mêmes rivières, présentées figures 2.22, 2.24 et 2.26, fournissent également une aide précieuse à la description (même qualitative) de ces systèmes.

Limites de l'approche La cartographie des terrasses sur scènes satellitaires s'appuie donc non seulement sur l'information visuelle (géométrie, texture, couleurs...) fournie par ces images, mais également sur l'information topographique, essentiellement tirée des MNT SPOT. La combinaison de ces deux moyens mène à la *proposition d'une interprétation* dont la validité se limite naturellement aux données disponibles. Notamment, nous ignorons la topographie précise de toutes les zones du piémont non couvertes par les MNT SPOT, et ne disposons que de rares informations géochronologiques très localisées.

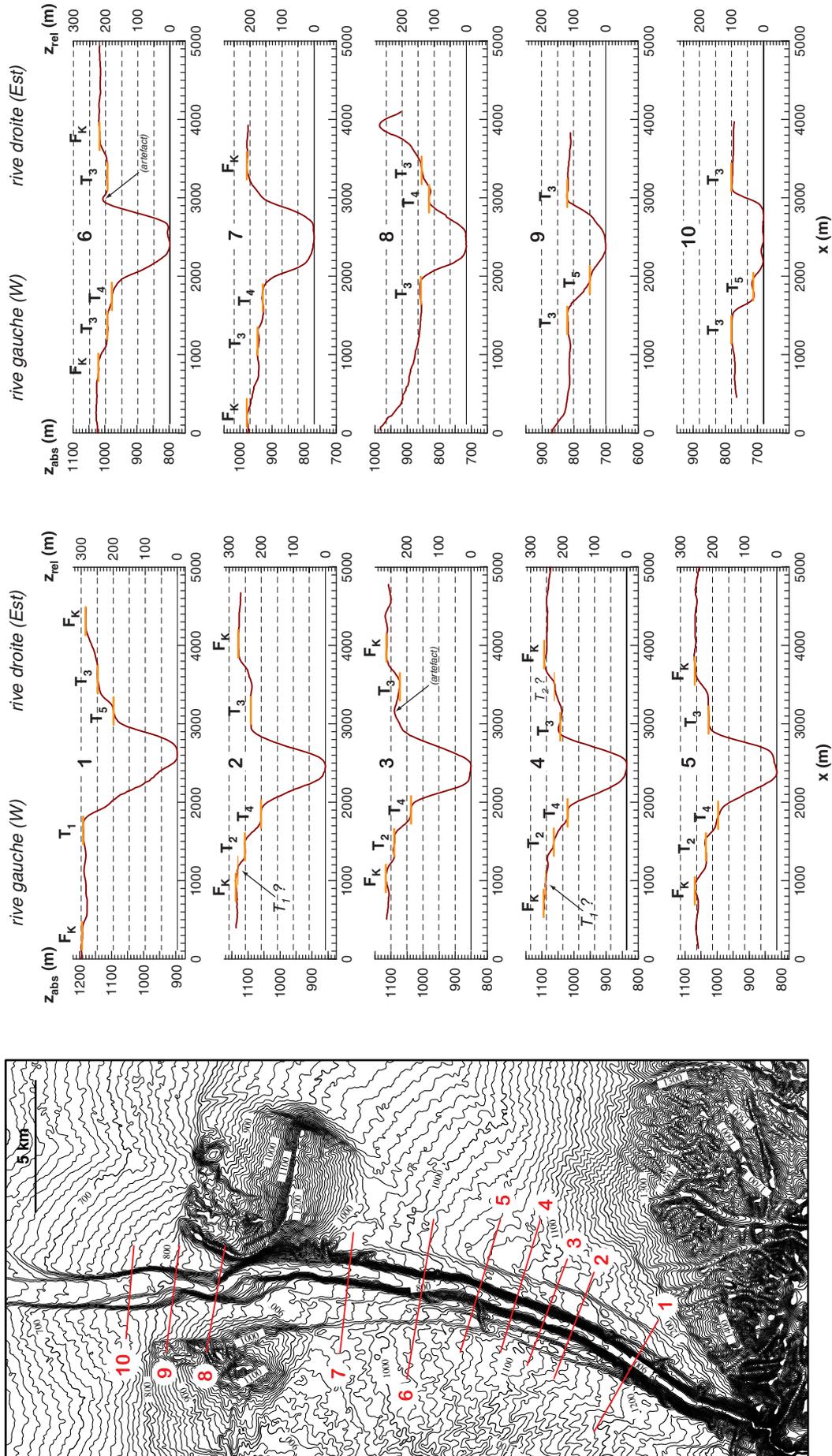


FIG. 2.22: Coupes topographiques transversales à la Kuitun He, extraites d'une partie du MNT SPOT de la figure 2.13 (à gauche, en courbes de niveau topographique). z_{abs} (ordonnée gauche des graphes) représente l'altitude absolue (au-dessus du niveau de la mer), tandis que z_{rel} (ordonnée droite) est l'altitude relative au lit actuel de la rivière (équivalente à une quantité d'incision verticale).

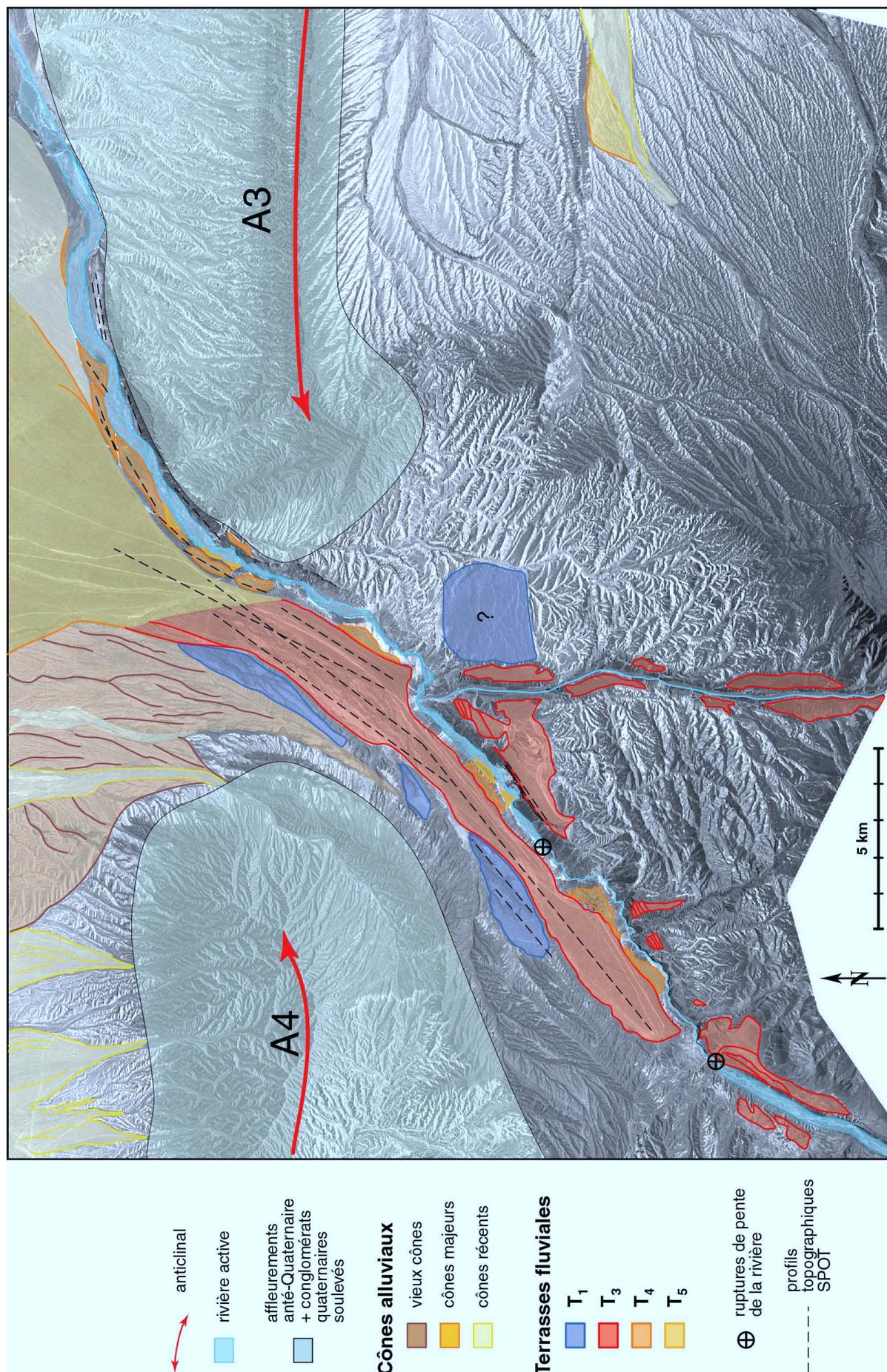
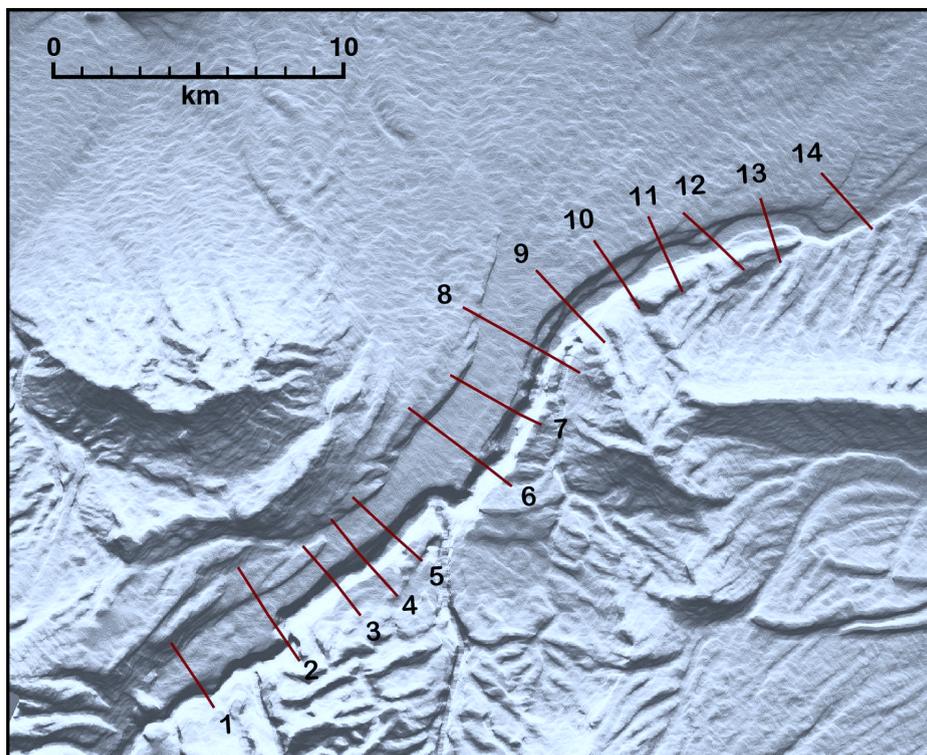


FIG. 2.23: Cartographie de la zone de l'Anjithai He sur image panchromatique SPOT (résolution spatiale 10 m), entre la haute chaîne au Sud et les dernières terrasses présentes avant le pli A5.



(a) Localisation des profils transverses de l'Anjihai He

FIG. 2.24: Voir suite et légende page suivante.

Kuitun He La rivière sur laquelle nous possédons le plus de renseignements est la Kuitun He (images satellitaires, MNT SPOT, données topographiques et géochronologiques de terrain). La description de la série de terrasses observée sur les berges de cette rivière servira donc de base au repérage des terrasses de certaines autres rivières du piémont.

Une analyse des principaux niveaux de terrasses de la Kuitun He est établie dans l'article “*Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China)*” (§ 3.3.3). La figure 3.13 présente la cartographie de ces terrasses.

2.3.2 Caractéristiques communes aux différents systèmes

Avant de décrire les terrasses observées, il est important de noter que ce sont des objets résultant de l'érosion fluviale (même si elles comportent souvent une petite épaisseur de remplissage fluvial, ces terrasses ne témoignent pas de véritables phases d'agradation). Leur formation est en effet intimement liée à l'histoire de l'incision des rivières dans cette zone particulière qu'est le piémont, transition entre la bordure de la haute chaîne et le bassin d'avant-pays proprement dit.

2.3.2.1 Terrasses antérieures à l'incision holocène

Deux types de surfaces apparaissent antérieures au dépôt des cônes majeurs, et donc également à la phase récente d'encaissement des rivières dans ces cônes.

- Une “vieille” terrasse fluviale est visible sur le terrain, au bord de la Kuitun He et en rive gauche de la Hutubi He, à l'intérieur des plis que ces rivières traversent (fig.2.27).

Cette terrasse est dans les deux cas très déformée en regard du niveau suivant (§ 2.4.2.1, “Q₃”), et donc très surélevée au cœur du pli. C'est manifestement cette importante déformation cumulée

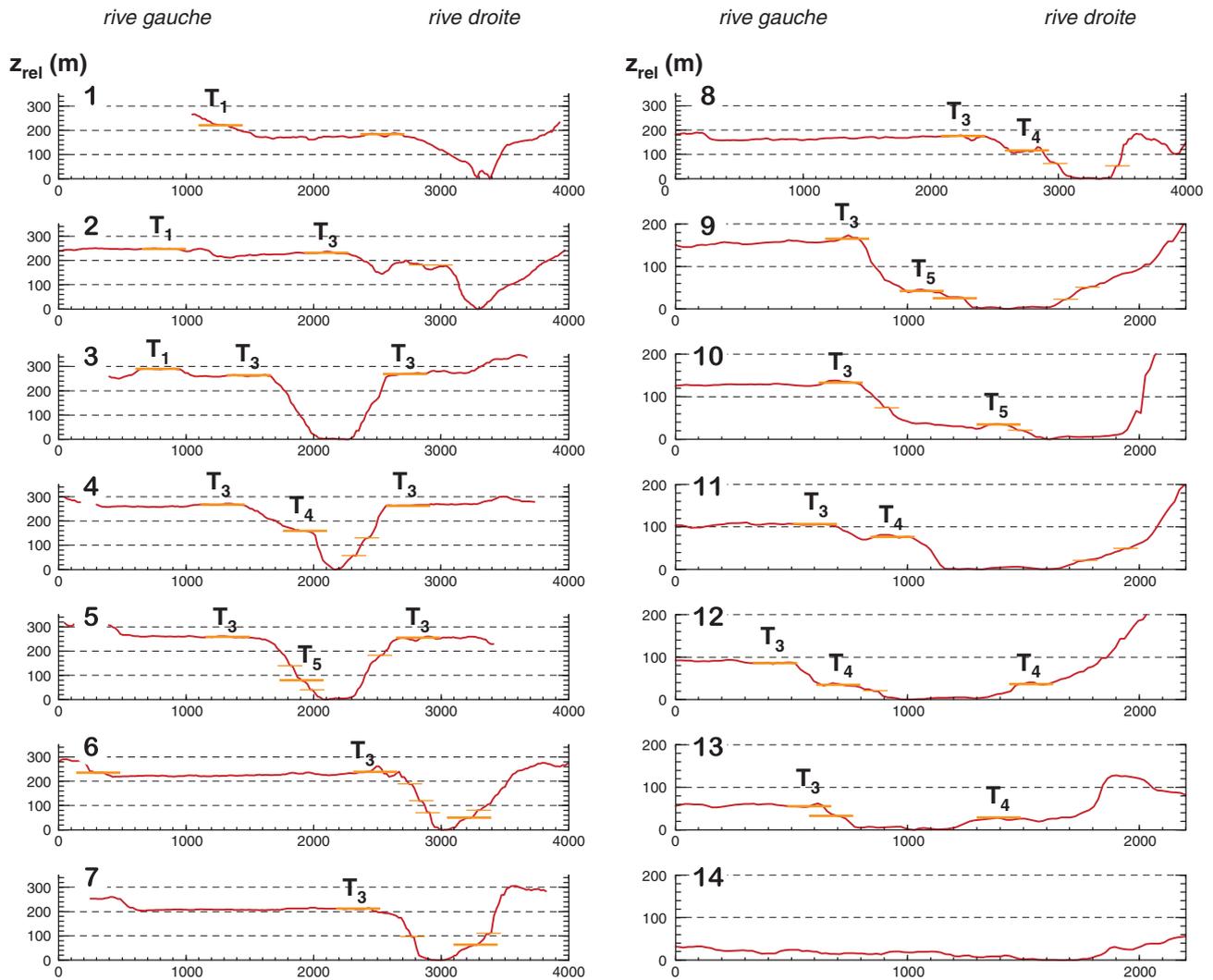


FIG. 2.24: (b) Coupes topographiques transversales à l'Anjihai He, extraites d'une partie du MNT SPOT de la figure 2.13 (vue précédente, topographie ombrée). L'ordonnée des graphes correspond à l'altitude relative au lit actuel de la rivière (équivalente à une quantité d'incision).

qui lui permet d'avoir été préservée ; on ne l'observe pas en dehors des plis, et elle n'est pas assez large pour apparaître sur les images satellitaires. En outre, son remplissage fluvial de quelques mètres d'épaisseur est recouvert d'une couche de loess d'épaisseur notable, une dizaine de mètres au moins, très ravinée.

Des datations effectuées par analyse OSL (§ A.1) permettent de caler ces surfaces aux alentours de 85 ± 10 ka BP (se reporter au tableau A.3, p.247, échantillons HTB-01, HTB-02 et KTN-02), et de leur attribuer la notation Q_3 selon l'approche géomorphologique classique.

Remarquons que cette date concorde à peu de chose près avec un événement de réchauffement à l'échelle du climat global, bien visible sur les courbes de $^{18}\delta O$ du type GISP ou GRIP2 (fig.1.17).

- Deux "îlots" de surfaces alluviales émergent de la partie orientale des cônes majeurs de la Kuitun He et de la Hutubi He (fig.2.28). Il peut s'agir de reliquats de terrasses d'érosion comme de précédents cônes alluviaux. Quoiqu'il en soit, le contact entre chaque îlot et le cône qui

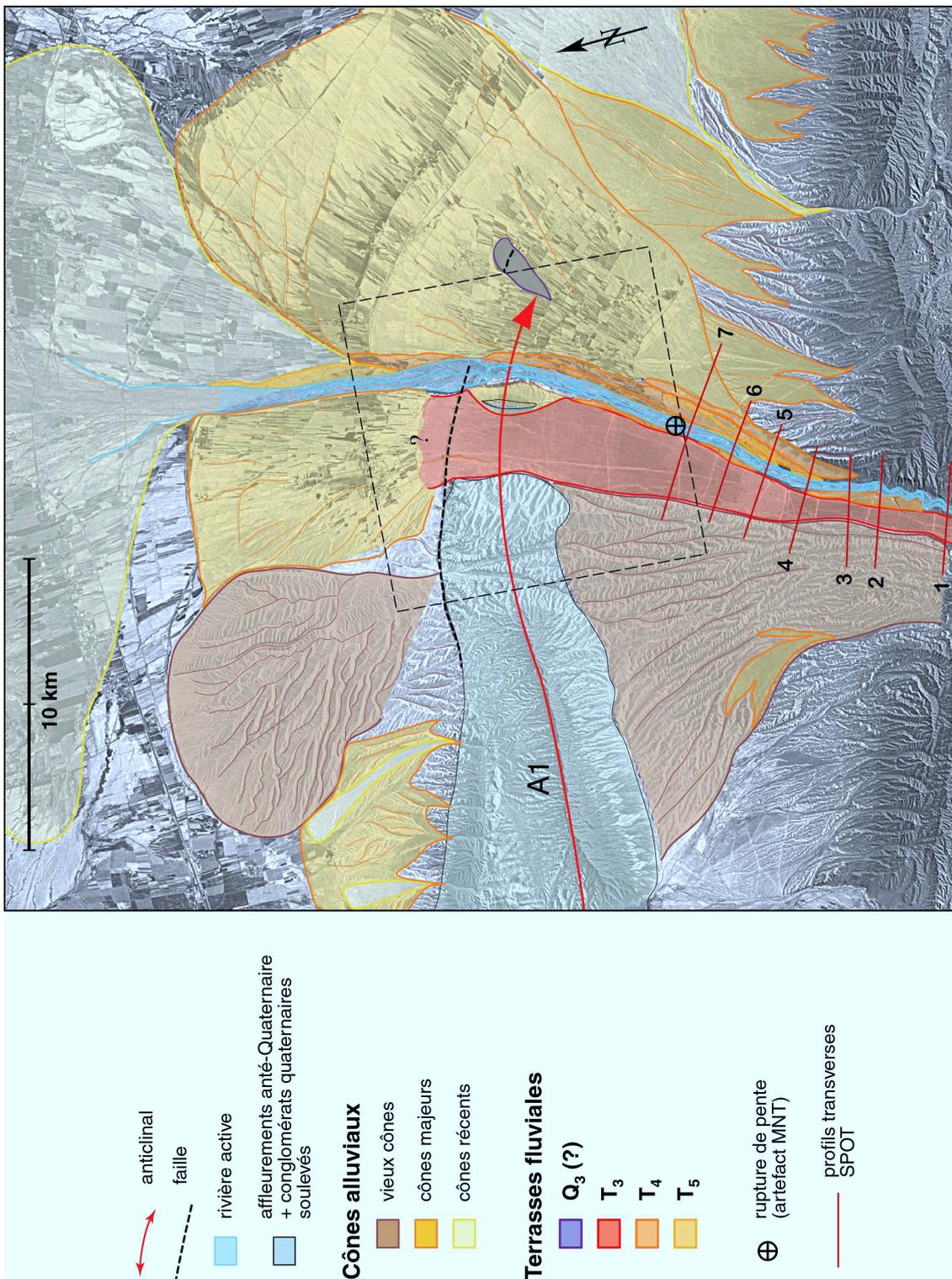


FIG. 2.25: Cartographie de la zone de la Hutubi He sur image multispectrale SPOT (résolution spatiale 20 m), entre la haute chaîne au Sud et le bassin dzungar. On a localisé les profils topographiques transverses à la vallée de la figure 2.26 (numérotés de 1 à 7), ainsi que le point “remarquable” de transition du profil longitudinal de la figure 2.21 et l’emprise de la figure 2.37.

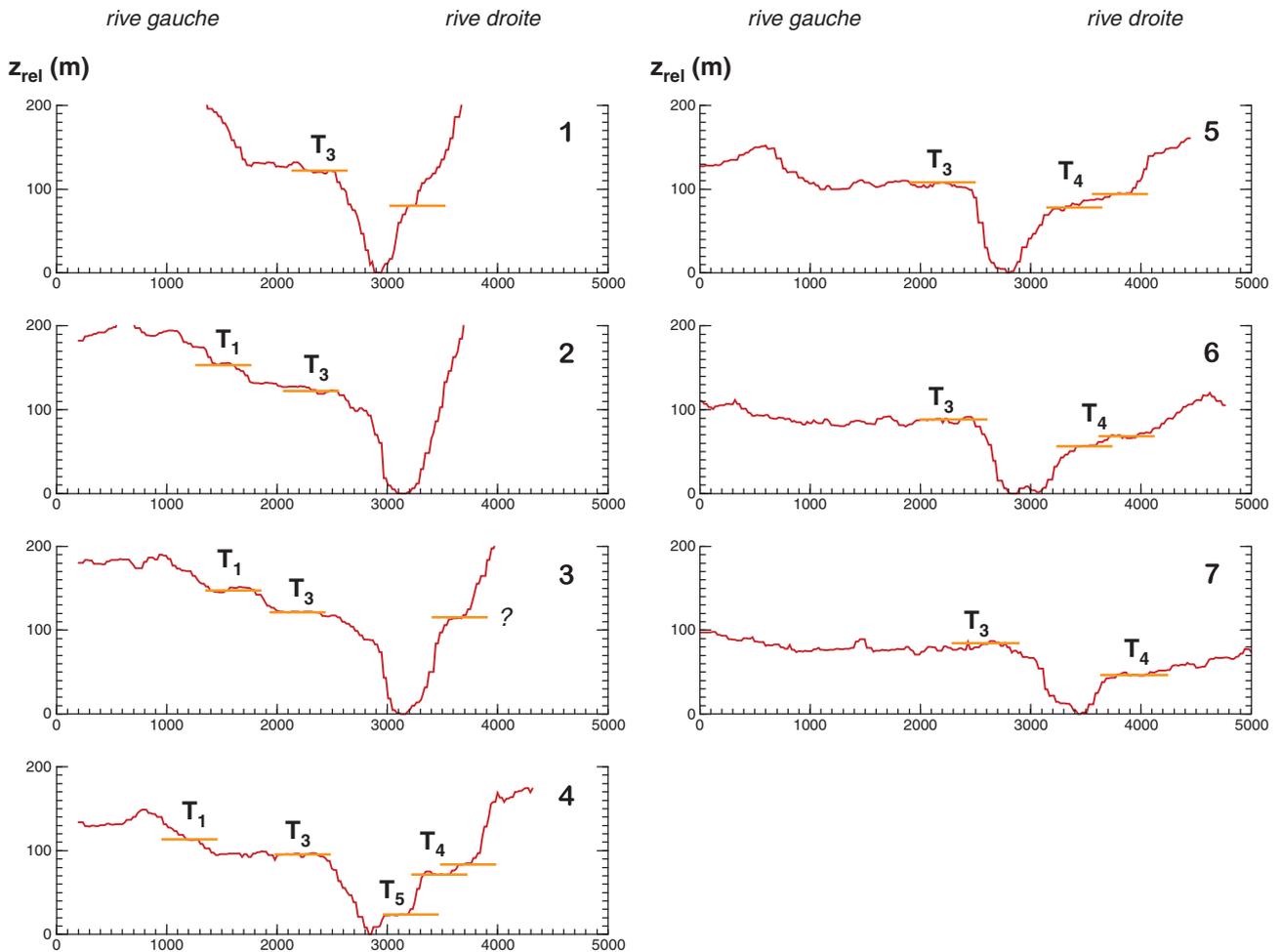


FIG. 2.26: Coupes topographiques transversales à la Hutubi He, extraites d'une partie du MNT SPOT de la figure 2.14, et localisées sur la figure 2.25. L'ordonnée des graphes correspond à l'altitude relative au lit actuel de la rivière (équivalente à une quantité d'incision). On note que ces profils permettent de repérer une surface difficile à distinguer sur l'image SPOT (fig.2.25) : sur la rive gauche, relativement en amont, une terrasse apparaît encaissée dans le vieux cône, que l'on interprète comme un niveau T_1 analogue à celui que l'on peut identifier au bord de la Kuitun He et de l'Anjihai He, également en amont sur la rive gauche (fig.3.13 et 2.23).

l'environne est un escarpement d'érosion, ce qui montre l'antériorité de ces surfaces vis-à-vis des cônes majeurs.

Ces deux îlots sont coupés en deux par des failles associées au fonctionnement des anticlinaux voisins. Encore une fois, ils doivent sans doute leur préservation au soulèvement des plis.

Par ailleurs, ces reliquats sont peu ravinés, exhibant une surface bien nette et bien plane. Antérieurs aux cônes majeurs, ils ne sont probablement pas beaucoup plus vieux, et pourraient se rapprocher chronologiquement des "vieilles terrasses" décrites au point précédent.



FIG. 2.27: Vues des terrasses fluviales de la Kuitun sur le terrain, à l'intérieur du pli de Dushanzi. (A) Panorama de la "vieille" terrasse Q_3 , en rive gauche, déformée par le plissement et recouverte de loess et de dépôts alluviaux provenant de l'érosion du versant. (B) Panorama des terrasses de la rive droite, et de l'"escalier" de terrasses étagées en rive gauche de la rivière, au cœur du pli.

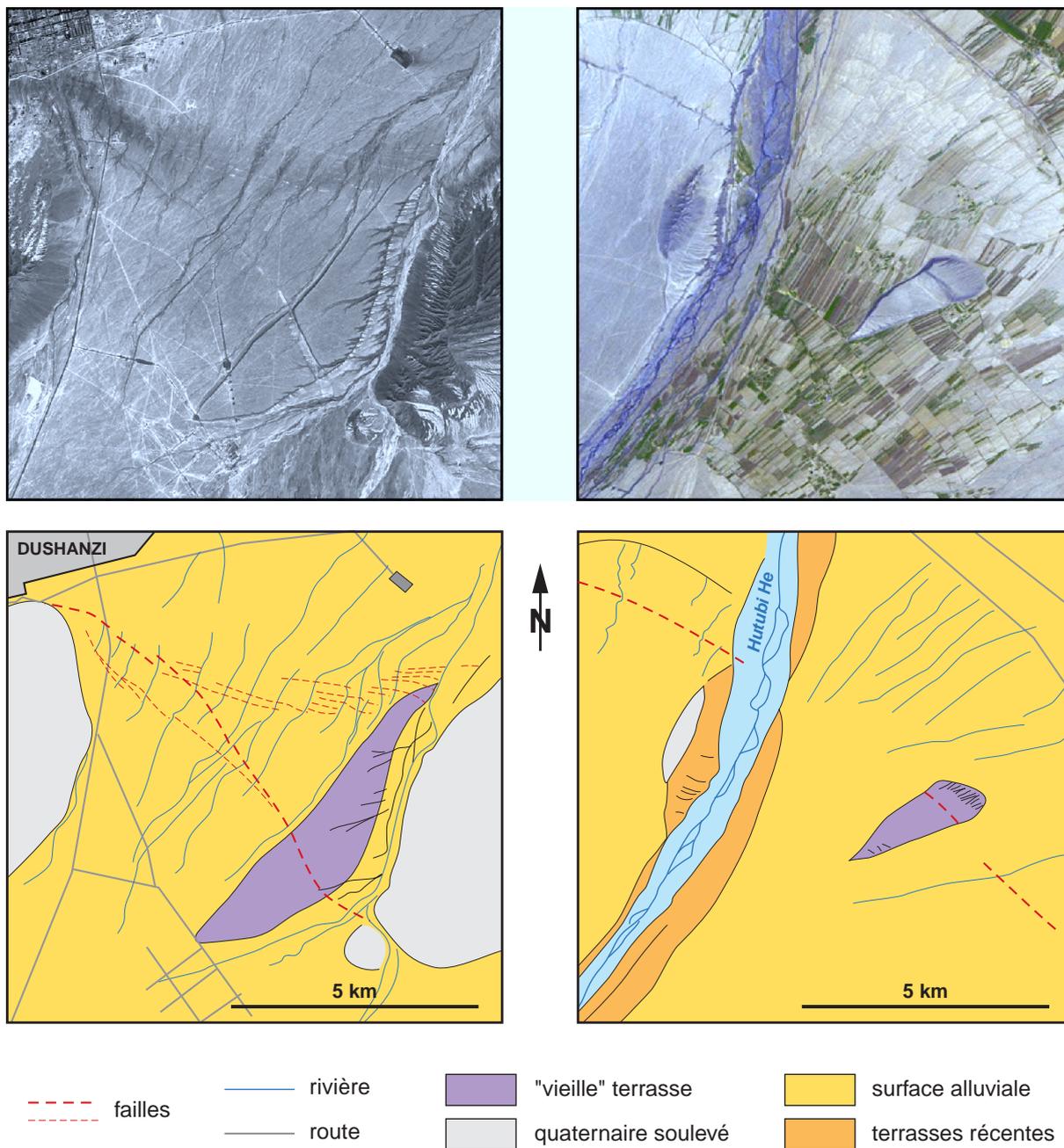


FIG. 2.28: Extraits de scènes satellitaires SPOT panchromatique (à gauche) et multispectrale (à droite), montrant des zooms de deux reliquats de surfaces (en violet) préservés au milieu des cônes de la Kuitun He (à gauche) et de la Hutubi He (à droite). On distingue clairement les failles qui affectent ces “îlots”. (Pour une localisation plus globale, se référer aux figures 2.40 et 2.25.)

2.3.2.2 Terrasses holocènes

Le reste des terrasses observées semblent appartenir à une même “série”, c’est-à-dire qu’elles ont toutes été formées depuis le début de l’encaissement des rivières dans les cônes majeurs, qui marque également le début d’une phase d’érosion fluviale dont on suppose qu’elle dure encore aujourd’hui.

1. Les plus hautes des terrasses relativement bien préservées, notées \mathbf{T}_1 , sont très peu encaissées dans les cônes (fig.2.22 et 2.24). En carte, on les observe clairement au bord de la Kuitun He (fig.3.13) et de l'Anjihai He (fig.2.23), et il est possible qu'une surface similaire soit également présente au bord de la Tashi He. Grâce aux données topographiques, on la décèle également au bord de la Hutubi He (fig.2.26).

Ce niveau présente deux traits essentiels : au bord des rivières Kuitun et Anjihai, on ne le repère qu'en amont du tronçon alluvial, sur les quelques kilomètres qui suivent la sortie de la haute chaîne — après quoi il disparaît, sa surface se poursuivant par celle du cône ; et bien que présente sur une seule rive à chaque fois, cette terrasse \mathbf{T}_1 correspond manifestement à une paléo-vallée très large, de plusieurs kilomètres (fig.2.22 et 2.24).

Nous interprétons ce niveau de terrasse comme le marqueur du tout début de la phase d'incision des cônes. Les rivières, aux tracés alors encore mal stabilisés après avoir divagué sur les cônes, auraient eu tendance à éroder en balayant un large fond de vallée, avec une capacité érosive toute neuve, positive au sortir de la chaîne, mais vite épuisée, d'où la "faible" longueur (relativement aux autres) des terrasses (c'est-à-dire une transition rapide de l'érosion au dépôt). De plus, les escarpements d'érosion de \mathbf{T}_1 dans les cônes majeurs révèlent une courbure assez marquée de la rivière, confirmant l'hésitation du tracé.

\mathbf{T}_1 est suivie, dans la vallée de la Kuitun He, d'un niveau \mathbf{T}_2 , également présent sur la rive gauche uniquement. Cette terrasse, de même longueur que \mathbf{T}_1 , mais moins large et difficile à repérer ailleurs qu'au bord de la Kuitun He, s'interprète comme une étape intermédiaire entre l'amorce de la phase érosive marquée par \mathbf{T}_1 , et le creusement de la terrasse majeure \mathbf{T}_3 .

Par datation par OSL, on estime que ce niveau \mathbf{T}_2 a dû être abandonné vers $11-10 \pm 1$ ka BP (tableau A.3, échantillons KTN-08 et KTN-09).

Notons que ces niveaux \mathbf{T}_1 et \mathbf{T}_2 s'identifient facilement, lorsqu'ils existent, parce qu'ils "précèdent" (verticalement, et donc chronologiquement) la terrasse majeure de toutes les vallées, \mathbf{T}_3 .

2. Un niveau de terrasse bien marqué, \mathbf{T}_3 , s'observe en effet au bord de toutes les rivières du piémont (indiquées "terrasses fluviales majeures" sur la figure 2.3). Les principales caractéristiques de ces surfaces sont essentiellement d'être à la fois larges (jusqu'à 2 km) et longues (de 10 à 20 km, en général la distance entre deux rangées de plis), souvent présentes des deux côtés des rivières (fig.2.27).

Peu encaissées dans les cônes, elles se trouvent par contre à une altitude relativement élevée par rapport aux lits actuels (par exemple, fig.3.15).

La datation par OSL du remplissage de la terrasse \mathbf{T}_3 de la Kuitun He place ce niveau entre 7.5 et 7.3 ± 1 ka BP (tableau A.3, échantillons KTN-03 et KTN-05).

3. Suit un niveau intermédiaire \mathbf{T}_4 qui semble parfois subdivisé en plusieurs, bien moins large que \mathbf{T}_3 , et souvent moins bien préservé. Ces reliquats sont en général assez courts, présents d'un seul ou des deux côtés, sans régularité notable. \mathbf{T}_4 s'identifie par des surfaces de plusieurs kilomètres de long néanmoins, toujours assez haut au-dessus des rivières actuelles, plus ou moins encaissées dans \mathbf{T}_3 selon qu'on se trouve respectivement plus près de la haute chaîne ou des plis actifs (fig.3.13 et 3.16).

La notation \mathbf{T}_5 regroupe toutes les petites terrasses basses observées de-ci de-là au bord de toutes les rivières, sans qu'un niveau principal très bien marqué ne permette de s'y référer. La distinction entre \mathbf{T}_4 et \mathbf{T}_5 est d'ailleurs parfois assez floue.

L'une de ces petites terrasses située en rive gauche de la Kuitun He est recouverte d'une fine couche de loess ayant emprisonné des débris de charbon qui, datés au ^{14}C , indiquent un âge de 3330 ± 40 BP (tableau A.4, échantillon KTN-C). Cette date fournit ainsi une limite supérieure à l'âge d'abandon de cette terrasse.

4. On note qu'à peu près toutes les berges des rivières du piémont comportent des niveaux de terrasses très basses, apparemment très jeunes, situées à quelques mètres seulement au-dessus

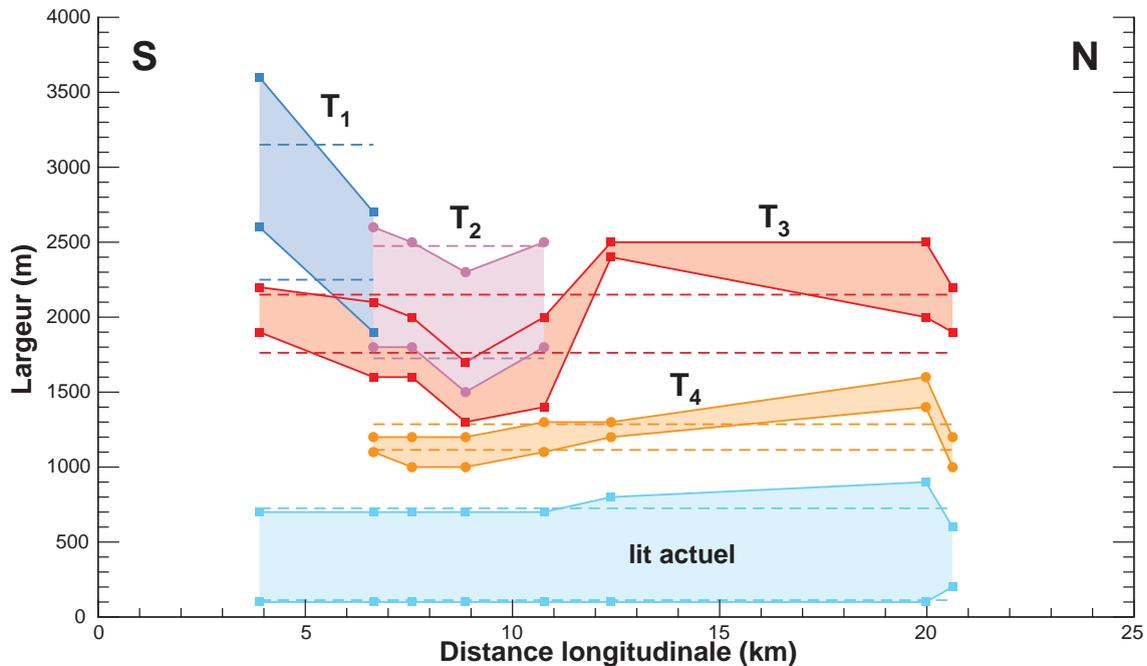


FIG. 2.29: Profils longitudinaux des largeurs des terrasses de la Kuitun He (voir leur cartographie figure 3.13). Chaque zone colorée correspond à la gamme dans laquelle on estime pouvoir se situer les véritables largeurs au vu des images satellitaires. Une partie de l'incertitude provient des escarpements d'érosion entre les terrasses consécutives, qui par diffusion ont parfois formé des talus importants, masquant ainsi les vraies limites entre les niveaux. La largeur de la terrasse T_3 est moins incertaine que celles de T_1 et T_2 , car elle est présente des deux côtés de la vallée. Au cœur du pli, les versants très étendus empêchent de voir si T_3 y est plus étroite ou de largeur égale à sa largeur en amont du pli.

des lits actuels. Le lit d'une rivière peut ainsi apparaître très large sur image satellitaire alors qu'une telle terrasse occupe en réalité la moitié ou les trois-quarts de sa largeur.

2.3.2.3 Décroissance des largeurs

A travers la succession de terrasses étagées observée dans la plupart des vallées, on note une tendance marquée de la rivière à devenir de plus en plus étroite à mesure qu'elle s'encaisse. Il suffit par exemple de regarder comment évolue la largeur des terrasses préservées de la Kuitun He (fig. 2.29 et 2.30).

Cette tendance au rétrécissement n'affecte peut-être pas le lit-même de la rivière, mais seulement le fond de la vallée. Celle-ci peut en effet apparaître très large en raison d'un lit actif étroit mais très sinueux. Cette hypothèse sera développée et discutée ultérieurement (§ 3.4).

2.3.3 Localisation

2.3.3.1 Symétrie/asymétrie – localisation transversale

On a vu que les terrasses fluviales observées n'étaient pas toujours présentes sur les deux berges des rivières à la fois (terrasses *non appariées*). Elles sont en outre fréquemment mieux préservées sur les rives gauches : c'est le cas de la Jingou He, de la Hutubi He (fig. 2.25) et, de manière moins flagrante, de la Manas He (fig. 2.3) et de la Kuitun He (fig. 3.13). L'exemple le plus probant reste néanmoins celui

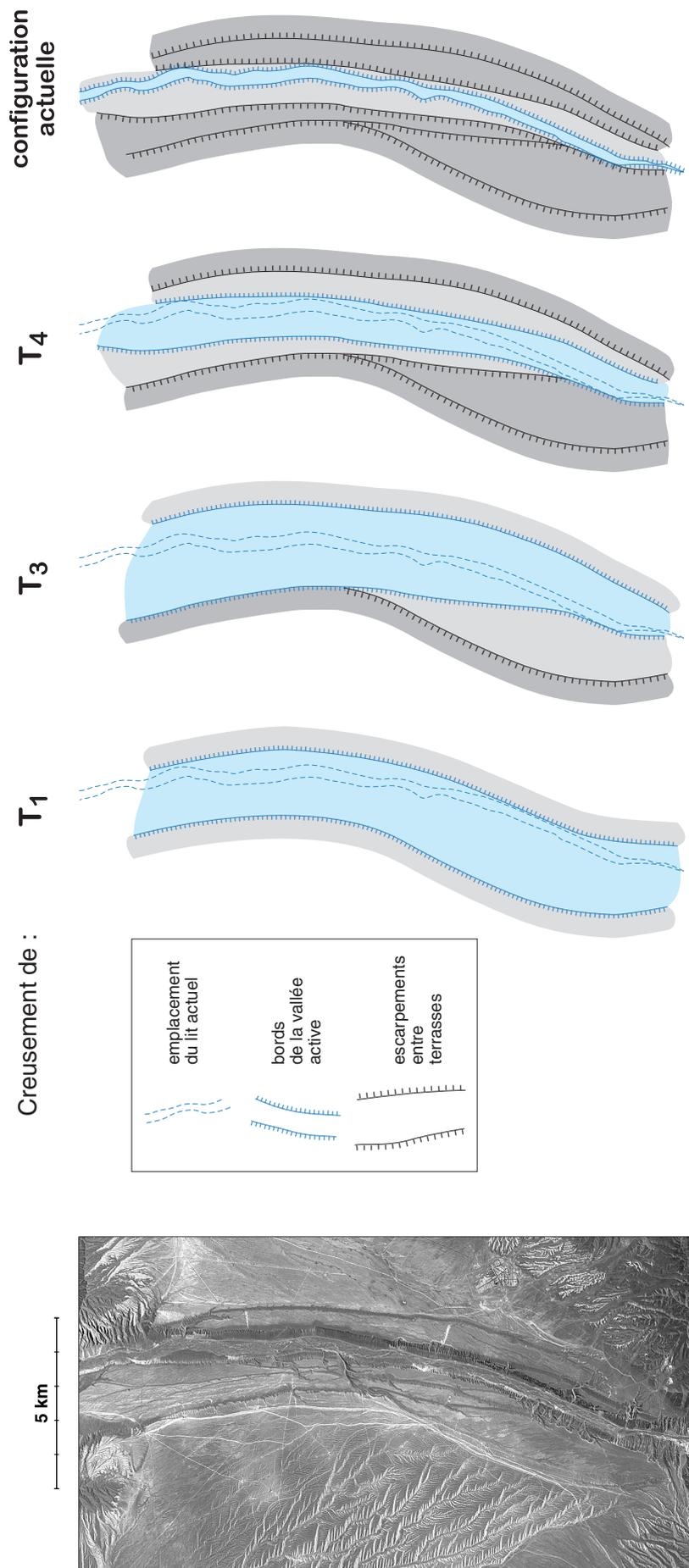


FIG. 2.30: Evolution de la vallée de la Kuitun He en amont du pli de Dushanzi, entre le début de l'encaissement, correspondant au creusement de T_1 , et la configuration actuelle d'après l'observation sur image SPOT (à gauche). La rive droite de la première vallée proposée n'est qu'une hypothèse, car il est probable que le premier escarpement d'érosion que l'on observe de ce côté de la rivière dans le cône majeur ne résulte pas du début de la phase d'incision, mais plutôt de la formation de T_3 ; cette interprétation est surtout suggérée par la courbure marquée de l'escarpement entre T_1 et le cône sur la rive gauche.

de l'Anjihai He, qui dans sa déviance vers l'Est n'a quasiment rien préservé d'éventuelles terrasses sur sa rive droite (fig.2.23).

Cette asymétrie accompagne logiquement la tendance de plusieurs rivières à “partir vers l'Est”. Leurs tracés sont plus ou moins maintenus dans une direction méridionale par les axes clairement Est-Ouest des plis qu'elles traversent (§ 2.2.2.3), mais elles semblent pour la plupart tendre dans une direction plutôt N15° (fig.2.3). Compte tenu de la direction du front de chaîne, il est normal que les dépôts de l'avant-pays aient une plus grande pente topographique dans cette direction. Ceci explique que certaines rivières soient ainsi déportées sur le côté droit des cônes qu'elles traversent, les unes étant complètement déviées (Anjihai He, Jingou He), les autres adoptant une courbure qui vient seulement entamer leur rive droite (Kuitun He, Hutubi He).

2.3.3.2 Position relative terrasses/plis – localisation longitudinale

Le long des rivières du piémont, des terrasses fluviales sont indifféremment présentes à l'intérieur et hors des plis (fig.2.3).

La plupart du temps néanmoins, on n'observe ces terrasses qu'*en amont* du dernier pli traversé par chaque rivière avant d'atteindre la partie non déformée du bassin. De la série de rivières qui apparaissent sur la figure 2.2, seule la Sikeshu He, à l'Ouest de la Kuitun He, est bordée de terrasses au-delà du pli traversé, alors qu'elle s'encaisse tranquillement dans son cône.

Cet exemple met en lumière le fait que les rivières n'ont abandonné de terrasses que là où elles s'encaissent dans des dépôts alluviaux (de cônes plus ou moins bien dessinés) d'épaisseur assez importante : ces sédiments, peu consolidés, sont certes faciles à éroder, mais leur dépôt doit cependant présenter une pente topographique de surface suffisante pour susciter l'encaissement des rivières. En aval des plis, ou plus généralement en aval des cônes majeurs, les rivières n'érodent pratiquement plus, et les terrasses disparaissent conséquemment.

Finalement, les terrasses sont localisées sur les tronçons de rivières où :

- il y a érosion ; *a priori* donc, dans les zones de relief et/ou de soulèvement, i.e. dans la chaîne et le piémont, zones alluviales et plis compris ;
- le signal d'érosion est suffisamment important ; pour qu'une terrasse puisse être en partie préservée après son abandon, il faut que le lit de la rivière ait pu rétrécir ou migrer latéralement, ce qui n'est pas possible s'il reste constamment très étroit parce que l'érosion est trop laborieuse (cas de la haute chaîne) ;
- le signal d'érosion est suffisamment sensible aux petites variations de conditions hydrologiques pour enregistrer certaines de ces variations par l'abandon de terrasses ; comme l'érosion dans les dépôts alluviaux est “facile”, les rivières y effectuent un gros travail de transport également “facile” à perturber (dans la haute chaîne, la faible magnitude de l'érosion ne permet pas d'y déceler d'éventuelles perturbations).

Ainsi, le début de l'incision le long des profils commence là où apparaît le début des premières terrasses, systématiquement après la sortie des derniers reliefs très marqués de la haute chaîne.

2.3.3.3 Longueurs

On remarque que, tous niveaux confondus, les terrasses bordent des tronçons de rivières de longueurs assez similaires, comprises entre 20 et 30 km (fig.2.3 ; exception faite de la Sikeshu He, aux terrasses plus courtes du fait de sa configuration particulière mentionnée plus haut).

Notamment, l'Anjihai He et le Jingou He traversent encore une large bande de dépôts alluviaux ainsi que le pli A5, entre l'abandon de leur terrasse de plus faible altitude et leur arrivée dans le bassin (fig.2.3 et 2.16). Il est probable qu'aucune nouvelle terrasse n'ait pu être formée dans cette zone parce que les deux rivières venaient d'en égréner sur une trentaine de kilomètres chacune, avant de dépasser le pli A3.

Que les rivières ne puissent creuser sur des longueurs infinies s'explique intuitivement : lorsqu'une rivière s'encaisse sur un tronçon, elle se charge en sédiments, de plus en plus, jusqu'à ne plus pouvoir les

transporter, et devoir en déposer. Ce point de transition érosion/dépôt (“E/D”) n’est pas anodin. En ce qui concerne les rivières du piémont Nord étudiées, il semble d’ailleurs se présenter à une distance de la haute chaîne à peu près constante d’une rivière à l’autre, de 20 à 30 km, et ce, quels que soient le nombre de niveaux de terrasses et l’encaissement total de la rivière. A cet endroit, les surfaces des cônes alluviaux semblent prolonger celles des terrasses (par exemple, terrasses de la Hutubi He et de la Kuitun He à la sortie des plis A1 et A7 respectivement, fig.2.25 et 3.13).

Compte tenu de la similitude entre les dépôts alluviaux traversés par les différentes rivières le long du piémont, cette homogénéité suggère des processus d’érosion et de dépôt semblables d’une rivière à l’autre. Les caractéristiques hydrologiques des bassins associés ne sont pas si homogènes (§ 2.5.1), mais sont peut-être modulées par la configuration géométrique des tronçons alluviaux des rivières (largeur, sinuosité...). Au contraire, le comportement érosif ou agradant reste lié à la nature des processus géomorphologiques en jeu, ainsi qu’à la nature du matériel local érodé, transporté puis déposé. Il n’est donc pas étonnant de constater qu’à l’échelle plurikilométrique (échelle spatiale du transport sédimentaire), les rivières du piémont constituent un groupe homogène.

2.3.3.4 Successions

Les terrasses fluviales du piémont montrent une tendance plus ou moins marquée à se succéder, d’un niveau à l’autre, d’amont en aval. Les plus hauts niveaux, T₁ ou T₃ selon les rivières, commencent à la sortie de la haute chaîne (qui correspond souvent à l’apex des cônes dans lesquels les rivières s’encaissent). Les suivants apparaissent de plus en plus au Nord, soit de plus en plus bas dans les profils, les terrasses les plus récentes étant surtout présentes à l’aval de chaque séquence.

Il se peut que toute jeune terrasse formée dans la partie amont des tronçons soit immédiatement dégradée, par exemple parce que l’érosion y est plus intense. Mais la tendance à l’emboîtement longitudinal des terrasses va sans doute de pair avec l’emboîtement observé au niveau des cônes alluviaux, en aval : l’apex des cônes très récents est fréquemment légèrement encaissé dans les cônes majeurs, et les jeunes sédiments déposés au Nord de ceux-ci (e.g., à l’arrivée de la Kuitun He dans le bassin, fig.3.13).

Ainsi, ces emboîtements de terrasses et de cônes résultent probablement de la migration générale du point E/D vers l’aval – peut-être également du point du profil marquant le début de l’incision. Cette évolution se produit spontanément lorsque l’on modélise l’histoire d’un profil de rivière à partir d’une loi de transport assez simple (§ 3.3).

2.4 Déformation

Les cônes et terrasses subissent la déformation induite par le fonctionnement des chevauchements du piémont, en étant plissés à mesure que les anticlinaux se développent.

2.4.1 Comportement des rivières au travers des plis

Globalement, les rivières du piémont Nord qui traversent les anticlinaux s’accommodent “bien” de la déformation, c’est-à-dire que malgré le développement des plis, leurs tracés gardent la même géométrie, la même trajectoire directe vers le bassin.

2.4.1.1 Barrage

On a vu cependant qu’il n’était pas exclu que la progression du soulèvement du cône de l’Anjihai He entre A5 et A6 ait provoqué la déviation de l’Anjihai He vers l’Est (§ 2.2.2.2).

En outre, l’absence d’encaissement de la Qiu Er Gou He en amont du pli A1 (fig.2.31) montre que cette rivière a été littéralement bouchée pendant une période, générant la formation d’un petit bassin où s’accumulait le matériel apporté depuis le Sud. Actuellement, la rivière parvient à nouveau à inciser

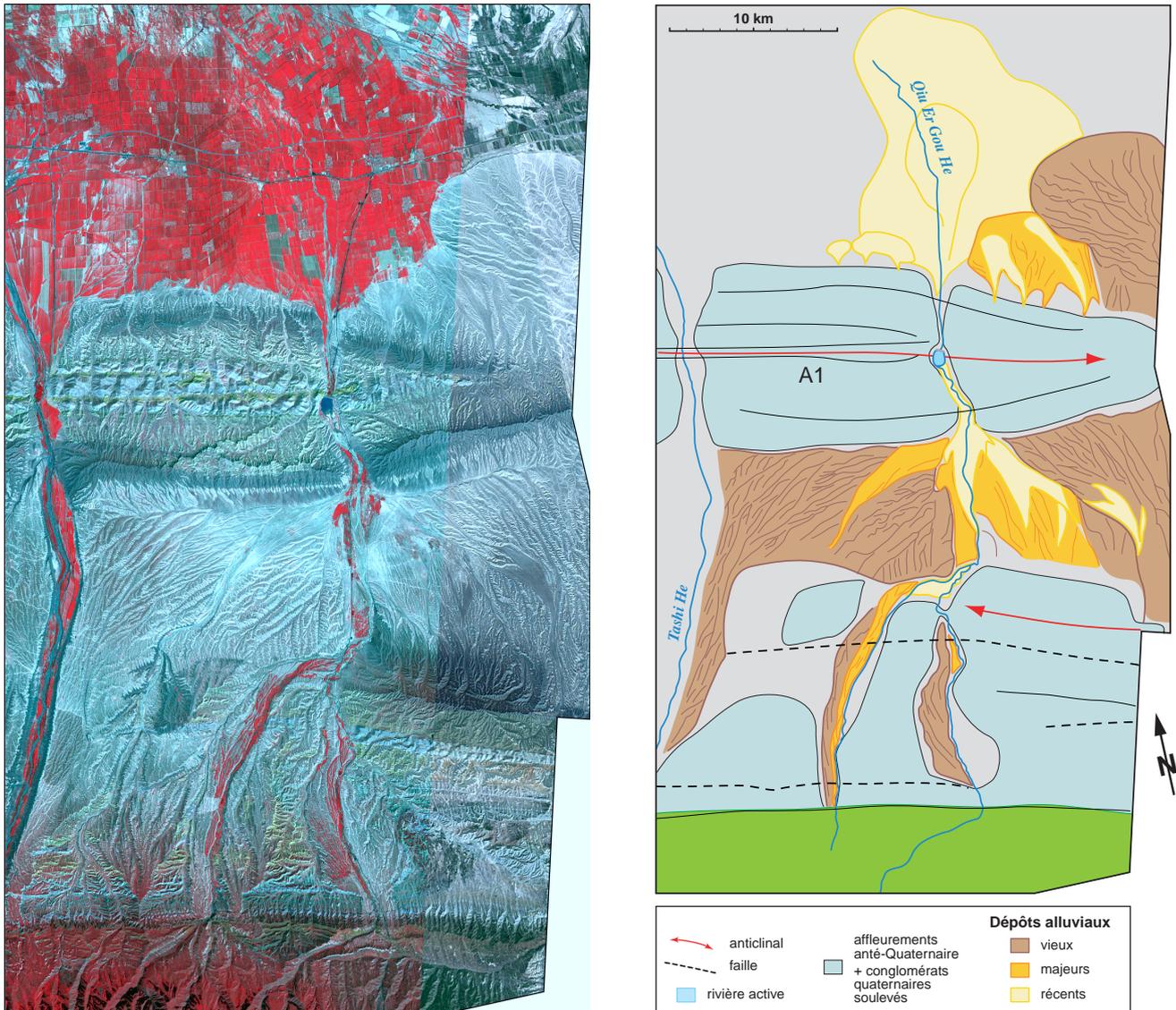


FIG. 2.31: Cartographie de la zone de la Qiu Er Gou He (à droite) à partir d'un extrait d'image Aster multispectrale (à gauche; résolution spatiale de 15 m) complétée par des scènes SPOT et Landsat 7 (à l'Est).

au travers du pli A1, et ses berges y présentent même des reliquats de terrasses suggérant une histoire similaire à celles des rivières voisines.

Notons que la Qiu Er Gou He est alimentée par un très petit bassin (fig.2.12) surtout localisé sur le piémont, donc drainant probablement peu d'eau mais beaucoup de sédiments. Ceci explique qu'elle soit, parmi les rivières du piémont Nord, la plus faible à franchir la zone de la déformation.

2.4.1.2 Surplus de charge sédimentaire

Finalement, au niveau de la traversée des plis, la puissance de chaque rivière se heurte à un apparent double obstacle, qui n'en fait qu'un en réalité : l'augmentation de matière à transporter.

- En phase alluviale, lorsque des cônes alluviaux sont déposés dans le piémont, les passages dans les plis constituent de véritables goulets d'étranglement susceptibles de se boucher.

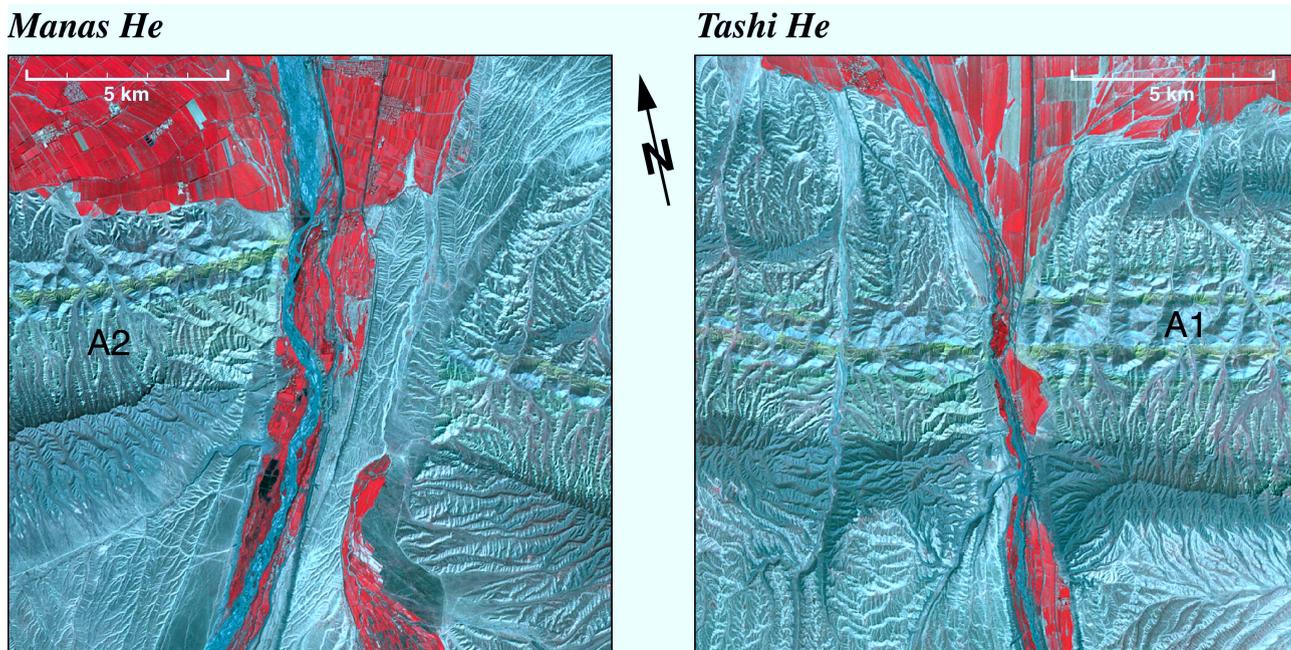


FIG. 2.32: Zooms d'images multispectrales Aster (résolution spatiale de 15 m), montrant le passage de la Manas He et de la Tashi He aux cœurs des plis A2 et A1 respectivement (emprises repérées sur la figure 2.2).

En arrivant dans le pli, le lit de la Manas He rétrécit à peine, mais sa sinuosité augmente à travers la formation de deux virages. La Tashi He, quant à elle, reste relativement rectiligne, alors que sa vallée devient soudain plus étroite. Après avoir dépassé l'anticlinal, le lit actuel de la Manas He s'élargit nettement, tandis que la Tashi He montre la même tendance, en plus marquée, mais surtout pour son paléo-lit datant de l'époque de la formation des terrasses principales, et ce dès le passage de la faille au cœur du pli. La différence d'adaptation des deux rivières à la déformation pourrait provenir de leur différence d'importance : la Tashi He est une rivière beaucoup plus modeste que la Manas He (son bassin versant est bien plus petit, voir figure 2.12).

- En phase érosive, lorsque les rivières incisent les sédiments du piémont, elles doivent au cœur des plis transporter un apport supplémentaire de matière, fourni d'une part par le soulèvement local, d'autre part par un probable flux latéral provenant de l'érosion des versants subitement plus hauts et plus raides qu'en amont.

2.4.1.3 Rétrécissement et augmentation de la sinuosité

Les rivières voient généralement leur lit rétrécir à la traversée d'un pli actif (e.g., Lavé & Avouac, 2000). Ce rétrécissement apparaît souvent non seulement au niveau du lit actuel, mais également au niveau des terrasses holocènes. Il découle tout naturellement du surplus local de charge à transporter mentionné dans le paragraphe précédent : la rivière ne peut plus se permettre d'éroder sur une largeur égale à celle de son lit en amont.

La diminution de largeur du lit au passage d'un pli n'est néanmoins pas systématique. Une rivière dispose en effet d'un autre moyen de réagir au plissement, en augmentant sa sinuosité.

Ces deux types de comportement s'expliquent par une apparente tendance de la rivière à garder un profil stable, en augmentant sa capacité érosive lorsque la charge à transporter augmente.

Sans rentrer dans le détail des modèles physiques d'érosion classiquement utilisés pour modéliser l'évolution d'une rivière alluviale (§ 3.2), le flux sédimentaire spécifique q_s qu'une rivière peut transporter localement est une fonction croissante de deux paramètres :

$$q_s = f\left(\frac{Q}{W}, S\right)$$

où Q est son débit, W sa largeur, et S sa pente locale.

S'il y a plus de matière à transporter, la rivière doit compenser en augmentant ce q_s . Elle peut pour cela diminuer sa largeur en gardant la même trajectoire, ou augmenter la distance sur laquelle s'intègre sa capacité de transport, en augmentant sa sinuosité (et en espérant que la diminution de pente S occasionnée par le soulèvement local en amont de la crête du pli n'est pas trop critique).

En outre, la pente S augmente en aval de la crête du pli. Si la rivière cherche à maintenir sa capacité érosive constante, ceci peut se traduire :

- par un élargissement de la rivière à la sortie du pli (cas de la Kuitun He, fig.2.33 ; de la Hutubi He, fig.2.25 ; de la Tashi He, fig.2.32) ;
- par une augmentation locale de la sinuosité au niveau de la rupture de pente (au niveau de l'escarpement de faille s'il y en a un), qui progresse plus ou moins loin en amont (cas de la Manas He, fig.2.32).

Globalement, les rivières du piémont Nord semblent n'avoir aucun mal à préserver leur géométrie de l'influence des plis. Leurs taux d'incision importants reflètent de grandes capacités d'érosion, ce qui leur permet sans doute de s'accommoder très rapidement de la déformation. Ceci est également suggéré par les faibles variations relatives de largeur et de sinuosité observées au travers des plis.

Cas particulier de la Kuitun He au cœur du pli de Dushanzi La Kuitun He développe à son passage au cœur du pli A7 une configuration un peu particulière (fig.2.33).

Après avoir abandonné la terrasse T_4 , son lit s'est subitement beaucoup rétréci, et un virage marqué est apparu au début du pli ($\sim 35^\circ$ à gauche en entrant puis $\sim 50^\circ$ à droite à l'intérieur du pli), ainsi qu'un autre, plus léger, vers la sortie du pli (i.e. au passage du chevauchement qui rompt en surface – de l'ordre de 20° à gauche). Durant la période qui a suivi, le lit n'a visiblement pas réussi à s'élargir à nouveau, mais est au contraire devenu plus étroit encore, à mesure que les virages formés progressaient (en toute logique) vers l'aval.

Au cours de cette évolution, la rivière a formé un escalier de petites terrasses étagées dans le virage initial, sans doute au gré des fluctuations climatiques (fig.2.34). Le fait que ces terrasses n'aient pas d'équivalentes en dehors de la zone du pli suggère que la rivière est beaucoup plus sensible aux variations hydrologiques à cet endroit, où elle a en quelque sorte "du mal à passer".

Le rétrécissement de la vallée n'est ici pas tant dû à la traversée du pli qu'à une évolution temporelle probablement plutôt liée aux conditions hydrologiques. A mesure que la rivière perd en capacité érosive, elle devient plus vulnérable à la déformation, ce qui pourrait justifier que les virages actuellement très marqués de son cours ne soient pas apparus avant l'abandon de T_4 .

2.4.2 Quantité de déformation

On quantifie la déformation en mesurant le plissement des terrasses et des cônes à leur traversée des anticlinaux.

2.4.2.1 Plissement des terrasses

Dans le piémont Nord, deux sites ont donné lieu à des mesures de détail, au théodolite : la Kuitun He et la Hutubi He (mission de J.P. Avouac et F. Métivier, été 1997 ; localisation des mesures sur les figures 3.13 et 2.37).

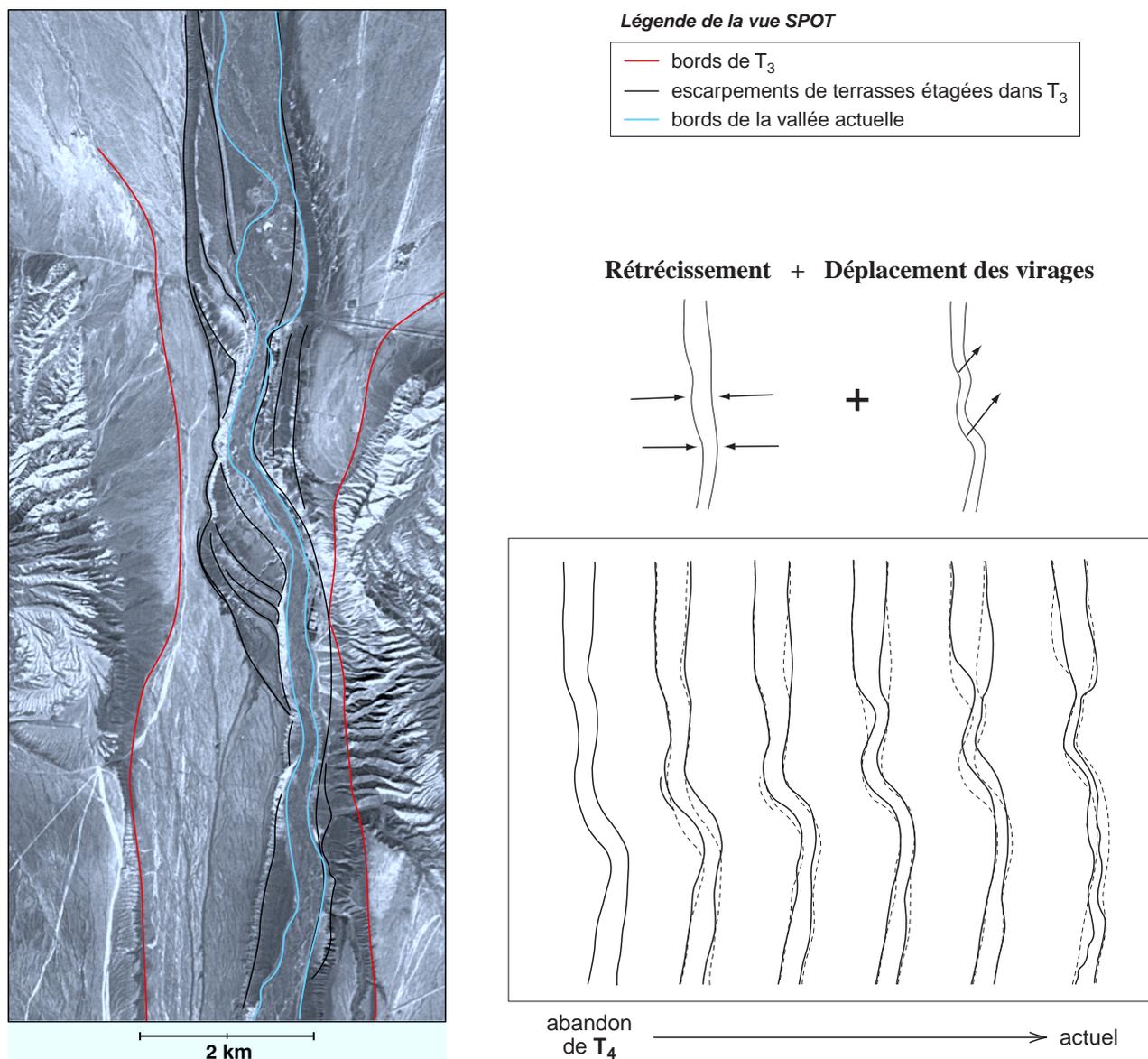


FIG. 2.33: Evolution de la vallée de la Kuitun He au cœur du pli de Dushanzi (A7), entre l'abandon de la terrasse T_4 et la configuration actuelle. L'escalier de petites terrasses étagées dans T_3 et T_4 à cet endroit résulte de la combinaison entre rétrécissement du lit et migration des "méandres" dans la direction imposée par leur courbure, vers l'aval.

Ces données topographiques permettent de construire des profils longitudinaux précis des terrasses à travers les plis (fig.2.35 pour la Kuitun He ; fig.2.38 pour la Hutubi He).

On peut éventuellement "rectifier" ces profils en leur soustrayant à chacun un profil affine censé correspondre au profil anté-déformation. Cette opération permet d'estimer facilement l'amplitude de la déformation verticale subie par chaque terrasse (fig.2.36 pour la Kuitun He ; fig.2.39 pour la Hutubi He).

On obtient en particulier la quantité de déformation verticale accommodée par les niveaux Q_3 et T_3 sur les deux sites. Grâce aux mesures OSL (tableau A.3, p.247) on sait que l'abandon de Q_3 date d'environ 85 ± 10 ka sur le site de la Kuitun He comme sur celui de la Hutubi He, tandis que celui de T_3 remonte à 7.3 ± 1 ka BP au bord de la Kuitun He.

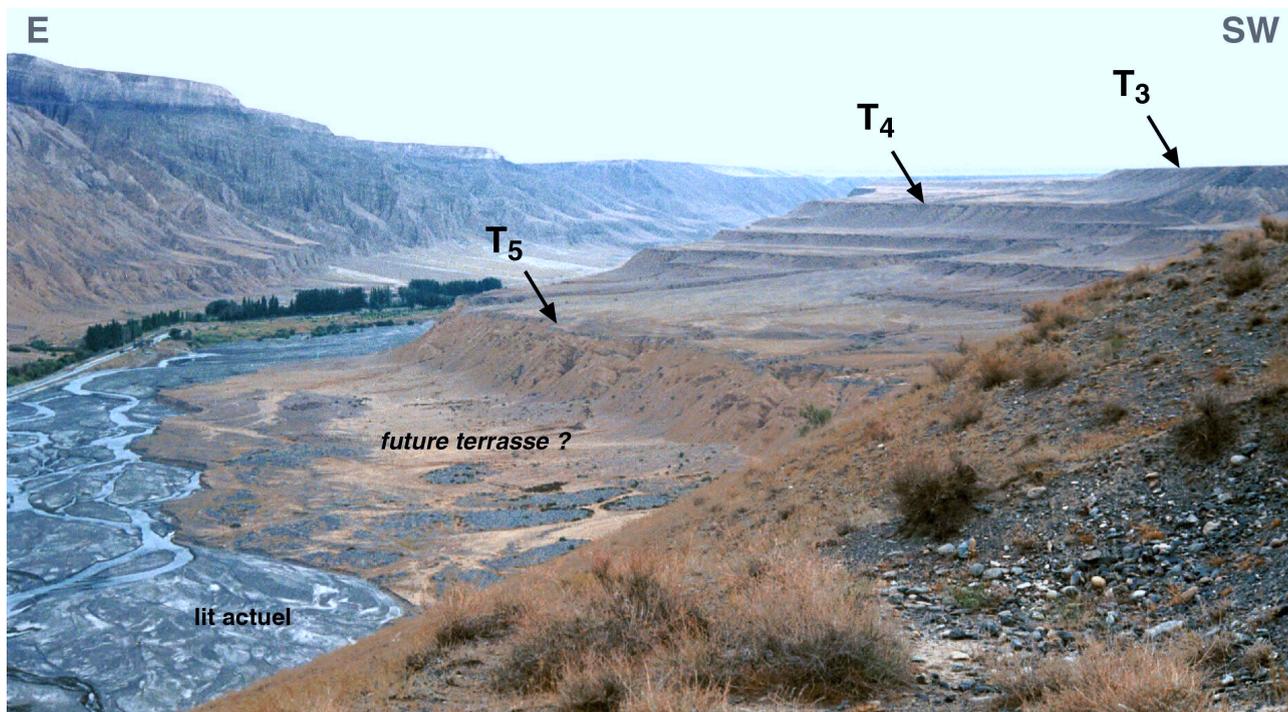


FIG. 2.34: Vue de l'“escalier” de terrasses étagées développé par la Kuitun He à sa traversée du pli de Dushanzi. Ces terrasses ne sont présentes qu'à cet endroit précis, on ne les corrèle à aucun autre niveau en dehors de l'anticlinal.

La terrasse majeure T_3 est plissée de :

- 19 m à travers le pli A7 traversé par la Kuitun He ;
- 9 m à travers le pli A1 traversé par la Hutubi He.

Pour Q_3 , on n'obtient que des limites inférieures de la déformation car ce niveau, très altéré par l'érosion, n'a pas pu être suivi jusqu'à la faille associée à chaque pli. La terrasse Pléistocène est ainsi plissée de :

- au moins 115 m à travers le pli A7 traversé par la Kuitun He ;
- au moins 54 m à travers le pli A1 traversé par la Hutubi He.

Si l'on rapporte la déformation verticale de Q_3 à celle de T_3 à un même endroit de chaque pli, on obtient :

- environ 6.8 pour la Kuitun He (115 m pour 17 m) ;
- environ 7.2 pour la Hutubi He (54 m pour 7.5 m).

Etant donnée l'imprécision des mesures, on peut interpréter ces deux rapports comme quasiment égaux.

Cette similarité, ajoutée au synchronisme entre les niveaux Q_3 des deux sites qui ressort des mesures OSL, confirme la corrélation entre les terrasses dites “ T_3 ” des deux sites, qui ne se basait jusque là que sur des critères qualitatifs.

Par ailleurs, le rapport entre les âges des deux niveaux de terrasses est de l'ordre de **11.6** (85 pour 7.3), donc notablement plus élevé que le rapport entre leurs *déformations*, de l'ordre de **7**. A moins d'une grosse erreur d'estimation dans l'un et/ou l'autre de ces nombres, cette disparité indique une certaine irrégularité de la déformation récente, qui aurait connu une accélération au cours des derniers milliers d'années.

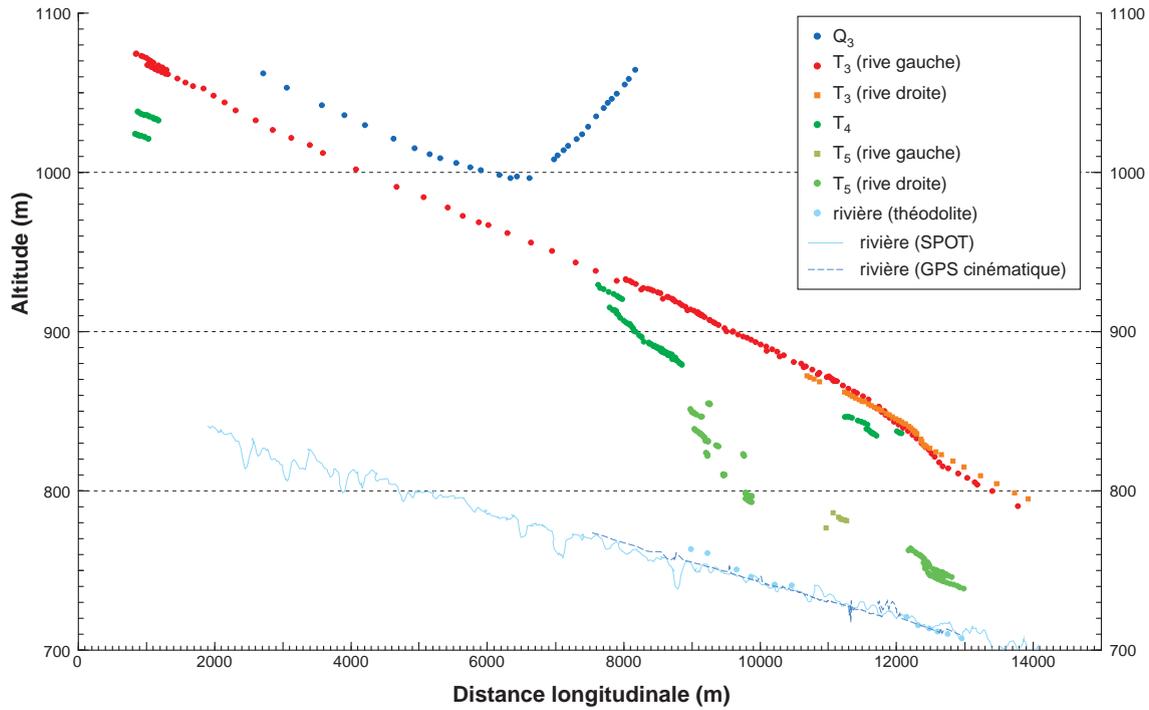


FIG. 2.35: Profils topographiques, mesurés au théodolite, des terrasses de la Kuitun He dans la zone affectée par le pli A7 (fig.3.13).

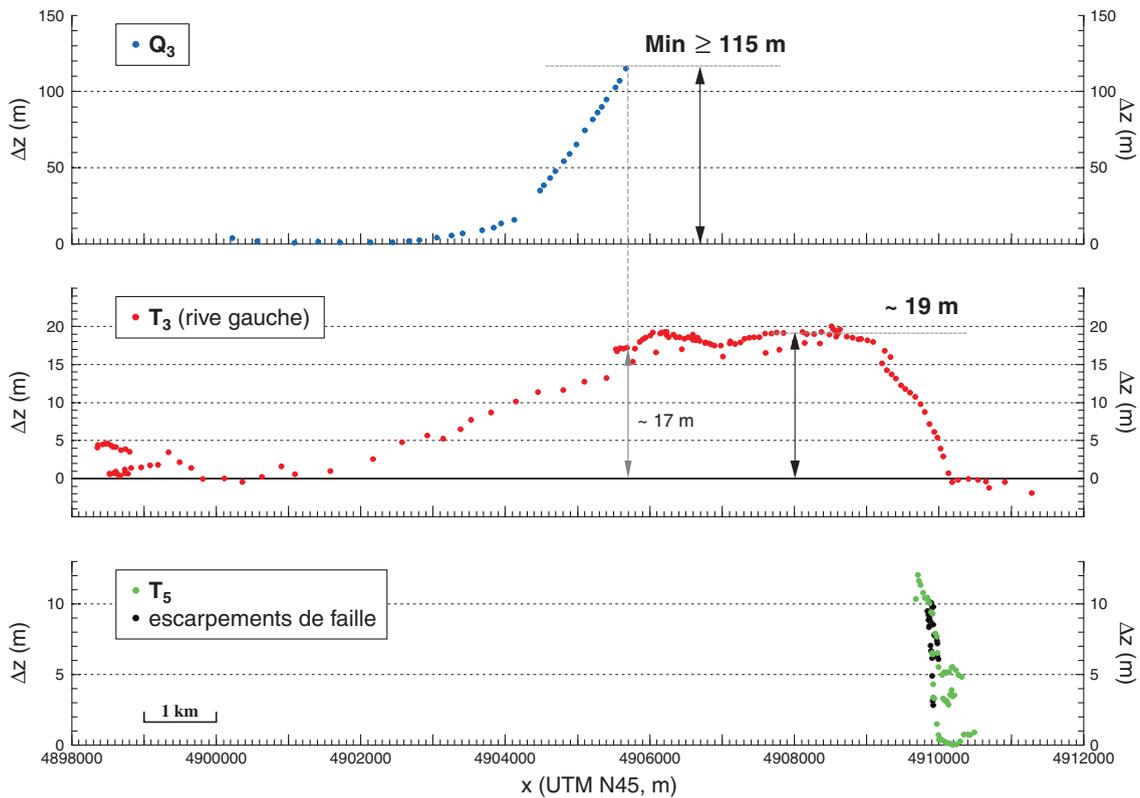


FIG. 2.36: Profils topographiques “rectifiés” des terrasses de la Kuitun He. On a ôté à chaque profil de la figure précédente le profil affine théorique correspondant à la surface non déformée. On en déduit l’amplitude du plissement des différents niveaux. La valeur obtenue pour Q_3 est naturellement une limite inférieure de la déformation réelle, compte tenu de l’érosion importante subie par la terrasse depuis son dépôt.

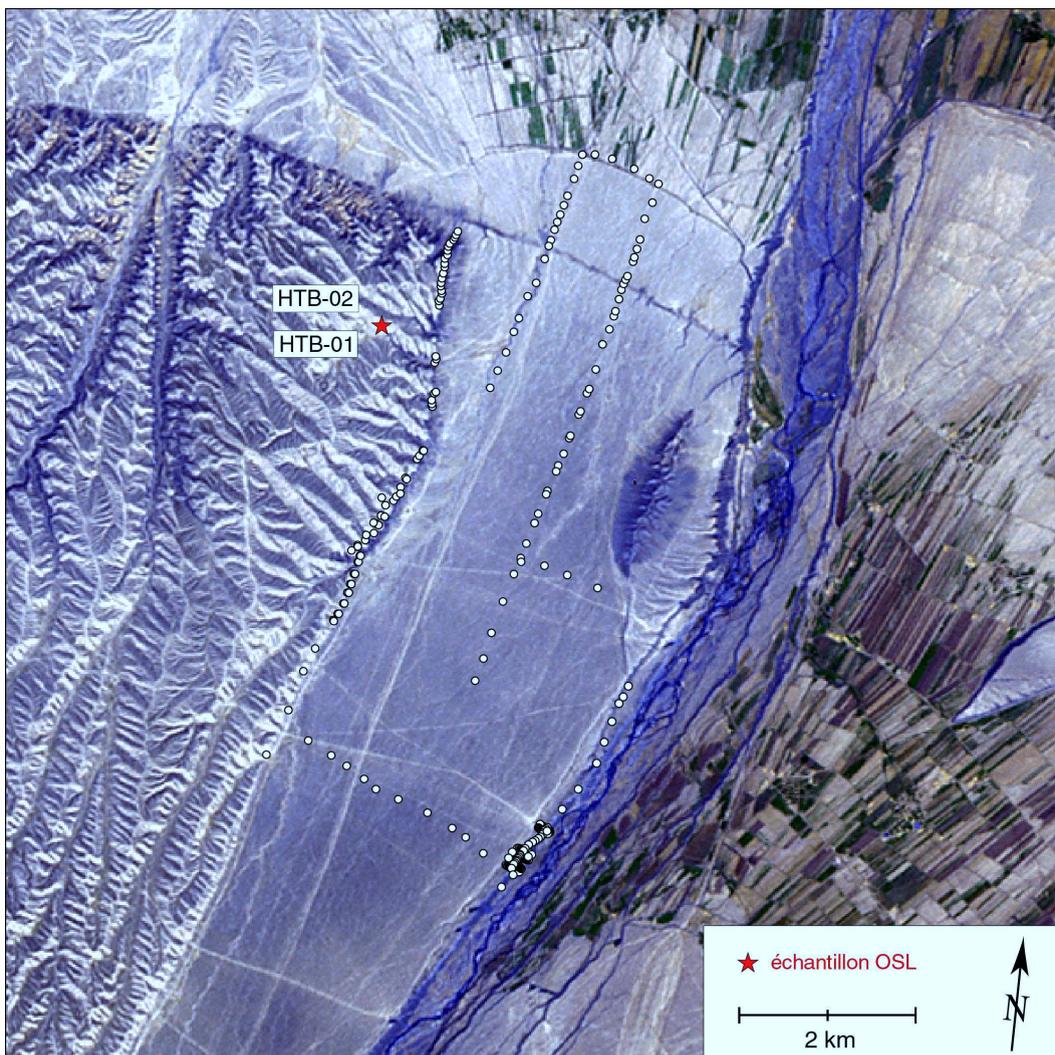


FIG. 2.37: Localisation des mesures faites au théodolite sur les terrasses bordant la Hutubi He, déformées par le pli A1 (voir l'emprise sur la figure 2.25). On a également repéré l'emplacement des prélèvements HTB-01 et HTB-02 qui ont été datés par OSL (§ A.1.5.1.1).

On déduit de toutes ces mesures les taux de raccourcissement suivants, en considérant des chevauchements de pentages respectifs 50 et 30° à vergence Sud pour les plis A1 et A7 (Avouac *et al.*, 1993; pour A7, voir figure 2.4) :

- pour A1 :
 - en moyenne sur 85 ka : 1.0 mm/an ;
 - en moyenne sur 7.3 ka : 1.6 mm/an ;
- pour A7 :
 - en moyenne sur 85 ka : 3.0 mm/an ;
 - en moyenne sur 7.3 ka : 5.2 mm/an ;

On trouve ainsi que le taux de raccourcissement du pli A7 (“anticlinal de Dushanzi”) est le double de celui du pli A1 (“anticlinal de Tugulu”). On est loin du rapport inverse trouvé par Burchfiel *et al.* (1999) pour ces deux plis, à partir de coupes équilibrées et sur toute la période de fonctionnement des plis.

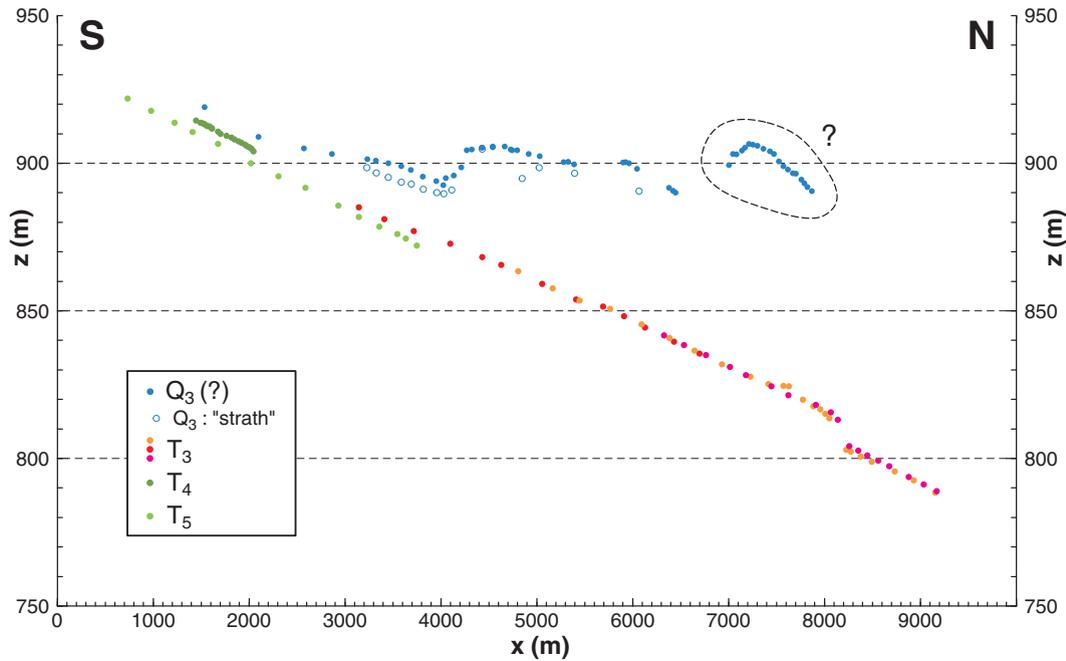


FIG. 2.38: Profils topographiques, mesurés au théodolite, des terrasses de la Hutubi He dans la zone affectée par le pli A1 (fig. 2.37). Pour le niveau Q_3 , on a mesuré à la fois des points de sa surface topographique actuelle (i.e. par-dessus un éventuel remplissage fluvial et une éventuelle couverture de loess; ronds pleins) et des points repérant la base de ce remplissage, à la limite du Néogène sous-jacent (ronds vides). Une incertitude plane sur le raccord du groupe de points le plus en aval avec les autres – peut-être s’agit-il en fait d’une autre “vieille” terrasse.

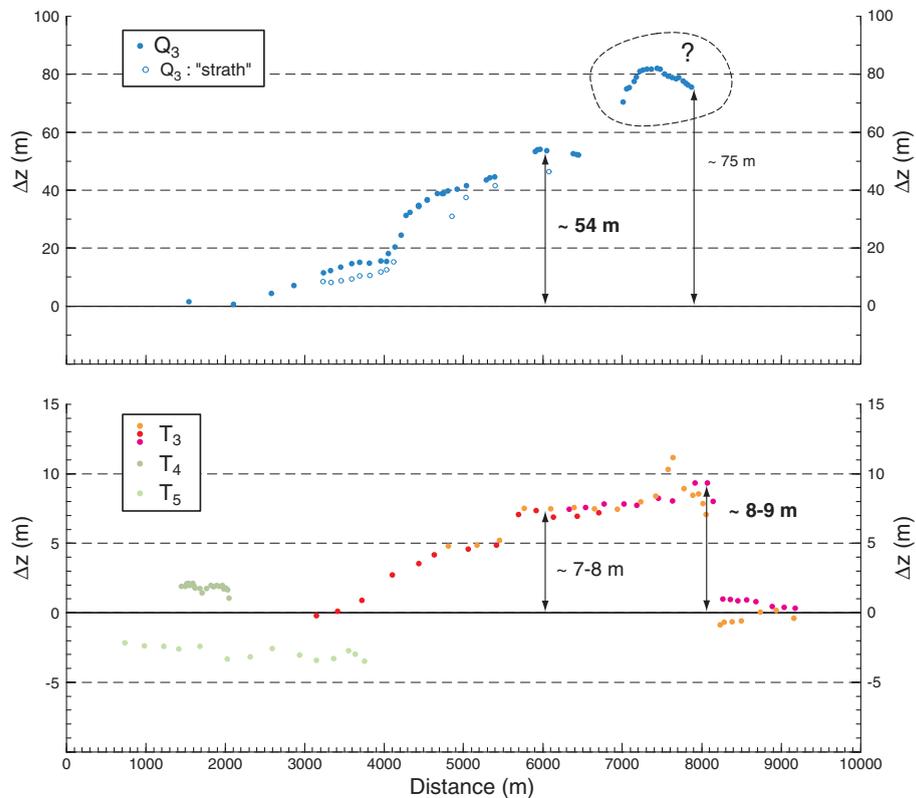


FIG. 2.39: Profils topographiques “rectifiés” des terrasses de la Hutubi He (mêmes remarques que pour la figure 2.36).

Cela dit, on voit que la différence de taux de déformation entre les deux périodes (depuis 85 ka ou depuis 7.3 ka) est déjà très grande. Il n'est donc pas *a priori* étonnant qu'une estimation sur 100000 ans donne des résultats très différents de celle sur 1 Ma (qui intègre en particulier la période de début de fonctionnement du pli, où les vitesses pouvaient logiquement être assez différentes de maintenant).

2.4.2.2 Plissement des cônes alluviaux

A l'aide du MNT SPOT (fig.2.13), on peut également estimer le plissement des surfaces des cônes de la Kuitun He et de l'Anjihai He (fig.2.40 et 2.41). Les profils topographiques sont extraits perpendiculairement à l'axe de la déformation, en modulant de manière à rester sur la même surface d'un bout à l'autre (fig.2.41). Ils sont ensuite rectifiés de même que les profils des terrasses, sauf que le cône non-déformé est supposé avoir une section radiale polynômiale de degré 2 plutôt que linéaire (e.g., de Chant *et al.*, 1999).

On mesure ainsi les amplitudes verticales de plissement suivantes :

- pour le cône de la Kuitun He : 25 m environ ;
- pour le cône de l'Anjihai He : 20 m environ.

En supposant que la déformation du cône de la Kuitun He soit homothétique de celle de la terrasse T₃ en bordure de la même rivière, on peut en déduire l'âge d'abandon de la surface du cône, à condition de faire l'hypothèse supplémentaire que le taux de raccourcissement est resté le même depuis ce moment. On trouve alors que le cône a dû être abandonné à 9.6 ± 1.3 ka BP.

Or, une des terrasses de la vallée encaissée dans ce cône, en amont du pli A7, est datée d'environ 11 ka BP (tableau A.3, p.247), alors qu'elle devrait être postérieure au dépôt du cône.

Plusieurs explications possibles s'offrent à justifier cette apparente contradiction chronologique.

- L'imprécision des datations par OSL, quoique difficile à estimer, est sans doute de l'ordre de 1 à 2 ka ; le cône pourrait ainsi dater de 11 ka BP, et la terrasse lui succéder de peu.
- On a vu au paragraphe précédent qu'il était probable que le taux de déformation ne puisse pas être considéré comme constant sur plusieurs dizaines de milliers d'années ; qu'en outre, la vitesse de raccourcissement depuis 7.3 ka semblait particulièrement rapide, ce qui expliquerait que le cône, plus vieux, semble relativement moins déformé que la terrasse de cet âge.
- Enfin, la déformation du cône est mesurée entre A6 et A7, zone qui n'est peut-être qu'un raccord entre deux anticlinaux fonctionnant sur des chevauchements distincts (même s'ils tendent à se rejoindre). La disposition des failles qui affectent le cône (voir figure 2.28) suggère d'ailleurs que la structure qui sous-tend les deux plis n'est pas cylindrique. Il se peut donc que le plissement de T₃ et celui du cône n'aient rien d'homothétiques.

Quant à la différence de quantité de plissement entre les deux cônes de la Kuitun He et de l'Anjihai He, on tendrait plutôt à l'attribuer à la disparité de déformation entre les deux zones qu'à une différence d'âge entre les deux surfaces. Celles-ci présentent en effet suffisamment de points communs pour qu'on les juge synchrones (en premier lieu le fait d'être les dernières surfaces alluviales déposées entre les deux rangées de plis et dans lequel s'observe une incision massive telle que celle des rivières Kuitun et Anjihai).

2.5 Evolution du piémont Nord

On distingue deux phases principales successives dans l'évolution récente du piémont :

- une phase alluviale, durant laquelle se sont déposés les cônes dits “majeurs” ;
- une phase érosive, durant laquelle les rivières principales se sont profondément encaissées dans ces cônes.

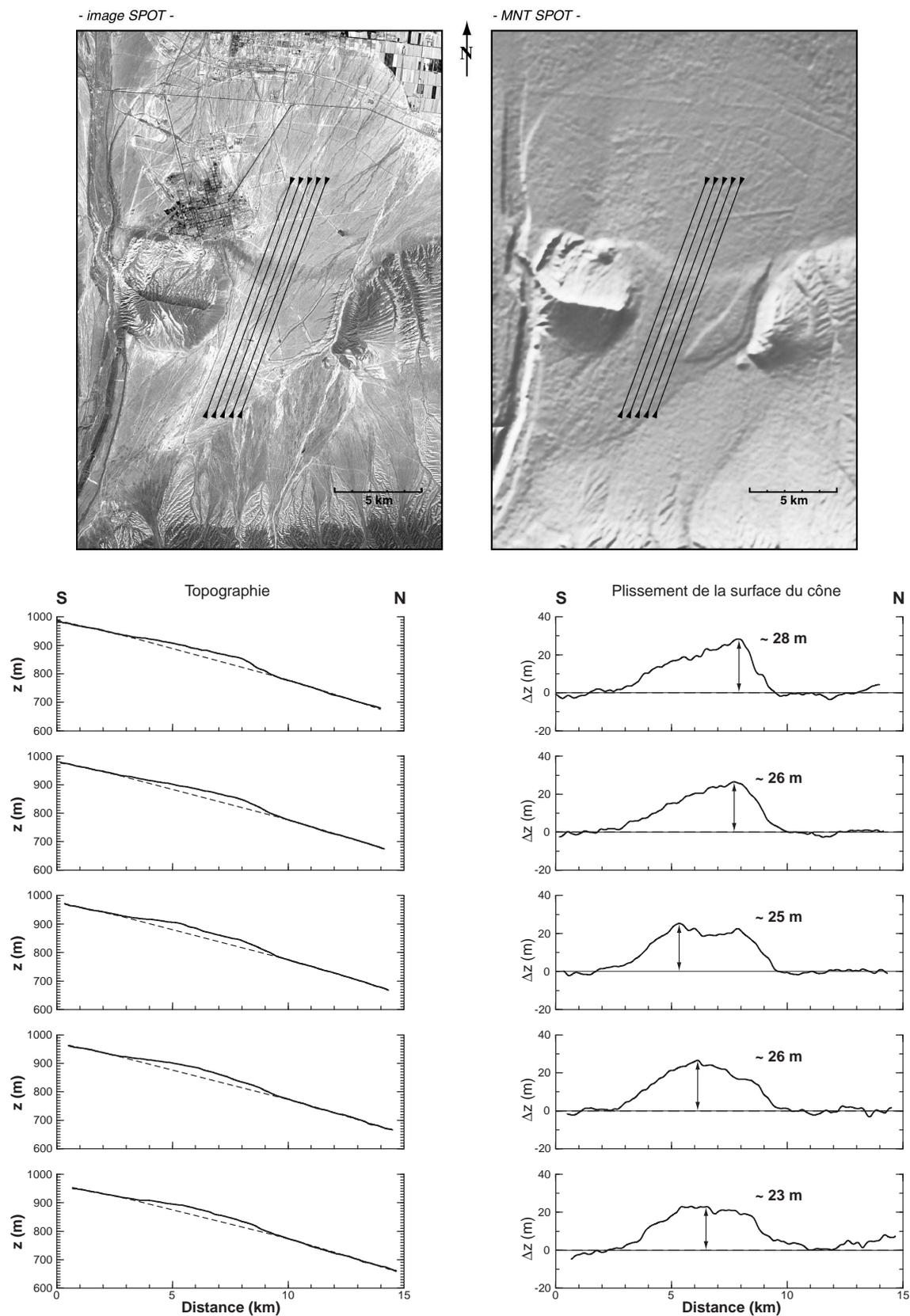


FIG. 2.40: Profils topographiques mesurés au travers du cône majeur de la Kuitun He, et plissement Δz (~ 25 – 26 m) qu'on peut en déduire (en rectifiant les profils par rapport à un cône théorique de section polynômiale de degré 2, figurée en pointillés sur les graphes de gauche). La direction des profils est précisée sur un extrait d'image SPOT (en haut à gauche) et sur une vue ombrée du MNT associé (en haut à droite); elle est autant que possible perpendiculaire à la direction de la déformation affectant le cône.

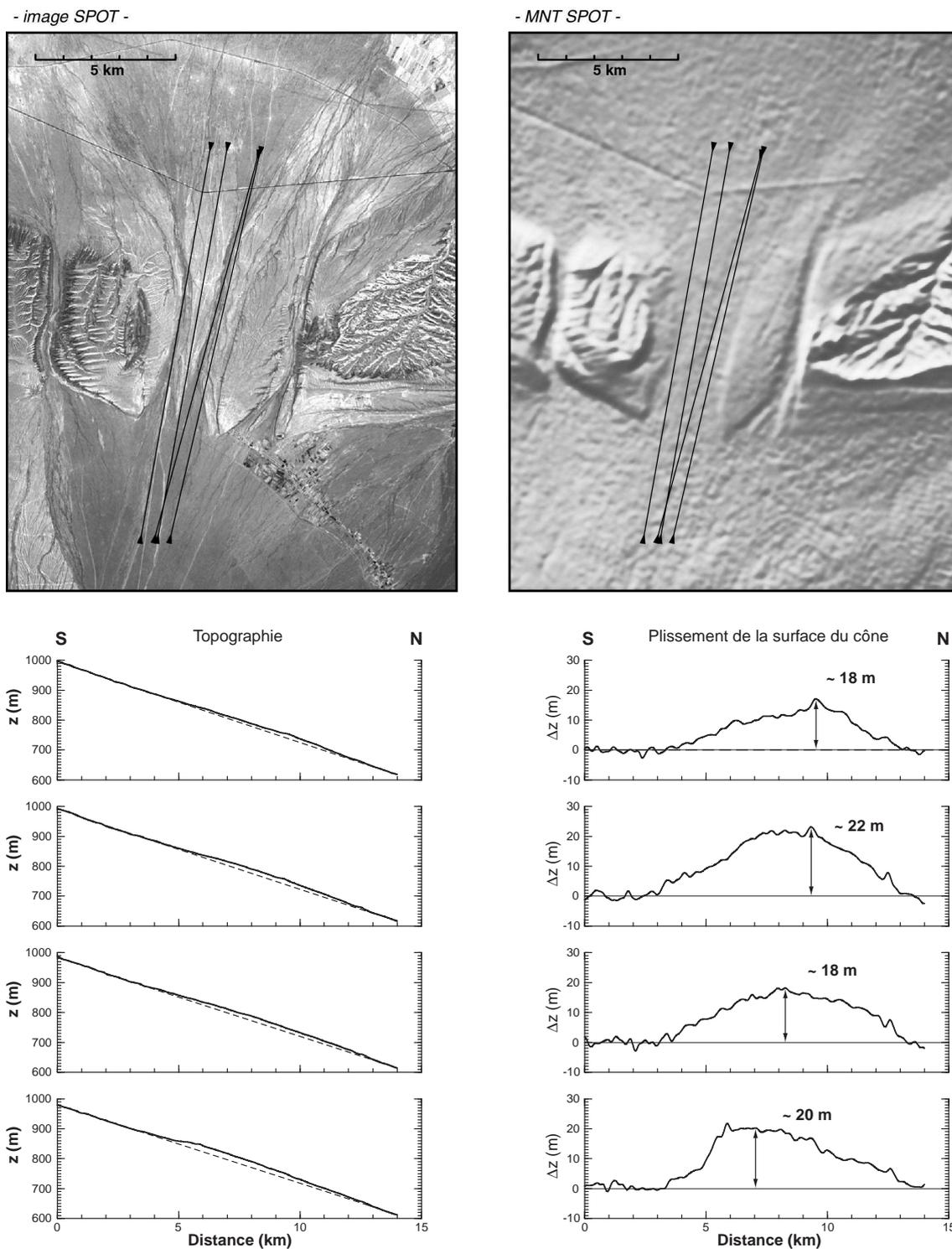


FIG. 2.41: Même démarche que pour la figure précédente, mais cette fois appliquée au cône majeur de l'Anjihai He. La difficulté est ici de tirer un profil sur une surface continue, sans traverser des reliquats plus ou moins vieux dans la zone du pli. Cela dit, les estimations obtenues apparaissent plutôt homogènes, autour d'une valeur de 20 m.

cône	rivière associée	A_c (km^2)	R_c (km)	S_c (%)	A_{bv} (km^2)	r_{bv} (%)	Q_m (m^3/s)	Q_{tot}/A_{bv} (mm/an)
4_{b1}	–	90	9.3	4.6	253	12.5	–	–
4_{b2}	–	83	10	4.7	231	12.2	–	–
4	–	390	24	2.3	1044	8.8	–	–
5	<i>Sikeshu</i>	310	24	2.7	871	5.7	9.1	329
6	<i>Kuitun</i>	630	18	2.3	1903	6.0	19.8	329
7	<i>Anjihai</i>	400	15	2.8	1178	5.2	9.8	261
9	<i>Manas</i>	690	15	1.2	4421	4.0	40.1	286
10_W	<i>Tashi</i>	111	10.5	1.5	828	5.3	7.1	271
10_E	<i>Hutubi</i>	310	18	2.2	2069	4.0	15.0	229

TAB. 2.1: Tableau récapitulatif des caractéristiques se rapportant à chacun des neuf cônes majeurs du piémont Nord du Tian Shan, localisés figure 2.42. Le nom de la rivière débouchant sur le cône est précisé lorsqu’il est connu (se reporter à la figure 2.3).

A_c et R_c sont respectivement l’aire du cône et son “rayon”, tels qu’on peut les estimer à partir des images satellitaires (fig.2.42); le rayon est défini comme la distance (éventuellement maximale, si la forme du cône est très distordue) entre l’apex du cône et ses dépôts les plus distaux. S_c est la pente topographique moyenne du cône, calculée à partir des données topographiques GTOPO30 (fig.2.43 et 2.44).

A_{bv} est l’aire du bassin versant associé à chaque cône, calculée à l’aide du MNT Hydro1K (fig.2.12) : c’est l’aire drainée de la rivière alimentant le cône à l’endroit où elle débouche sur son apex. r_{bv} est un indice du relief moyen de chaque bassin (“relief ratio”, voir le texte).

Q_m est le débit moyen (sur l’année) de la rivière associée au cône, lorsqu’il est connu.

Q_{tot}/A_{bv} correspond à peu près aux précipitations moyennes (sur l’année) sur chaque bassin versant : Q_{tot} est le flux total d’eau écoulé par la rivière principale hors du bassin par an, que l’on rapporte à l’aire du bassin A_{bv} .

2.5.1 Mise en place des cônes alluviaux

Nous avons vu précédemment qu’une série de cônes se détachait particulièrement bien parmi les dépôts alluviaux du piémont Nord (§ 2.1.1.3).

En utilisant les datations des terrasses de la Kuitun He, et les données de déformation de ces terrasses et du cône majeur dans lequel elles sont encaissées, nous venons de voir qu’un âge de 12–11 ka BP pouvait être attribué à l’abandon de ce cône. En extrapolant au reste du piémont, nous suggérons donc que toute la série des “cônes majeurs” s’était mise en place à cette époque, i.e. lors de la dernière déglaciation.

Une fois remarquées leurs similarités “visuelles”, il s’avère intéressant d’essayer de décrire quantitativement ces objets, afin de voir si leur ressemblance ne va pas au-delà des apparences.

2.5.1.1 Caractéristiques quantitatives

Les caractéristiques mesurables à partir des données satellitaires et topographiques (globales : GTOPO30, Hydro1K – voir remarques du § 2.2, p.45) de neuf cônes “majeurs” (localisés figure 2.42) sont regroupées dans le tableau 2.1. La figure 2.43 montre que ces cônes sont assez grands et lisses pour être en effet visibles sur la topographie globale à 30” (GTOPO30), qui suffit à donner une idée de leurs pentes (fig.2.44).

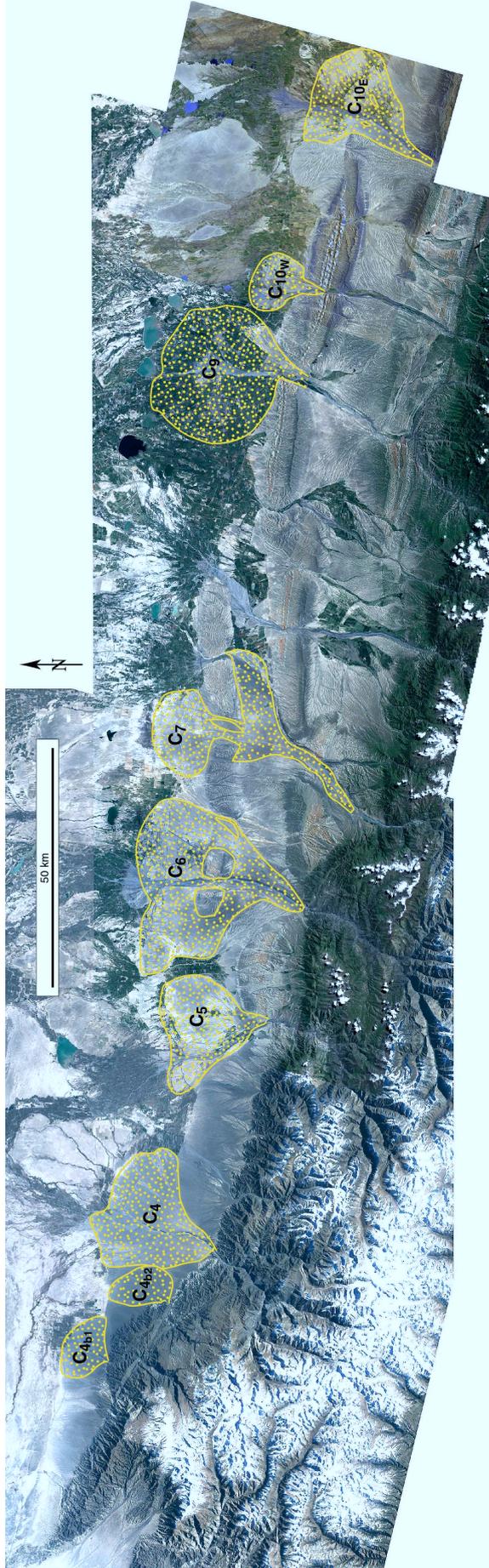


FIG. 2.42: Cônes “majeurs” du piémont Nord de Tian Shan oriental, localisés sur une mosaïque de scènes satellitaires multispectrales Landsat 7 (voir figure 2.2). Les limites indiquées sont plus ou moins incertaines, en particulier selon l'intensité des cultures développées sur les surfaces. Les numéros sont ceux des rivières associées (voir figure 2.12).

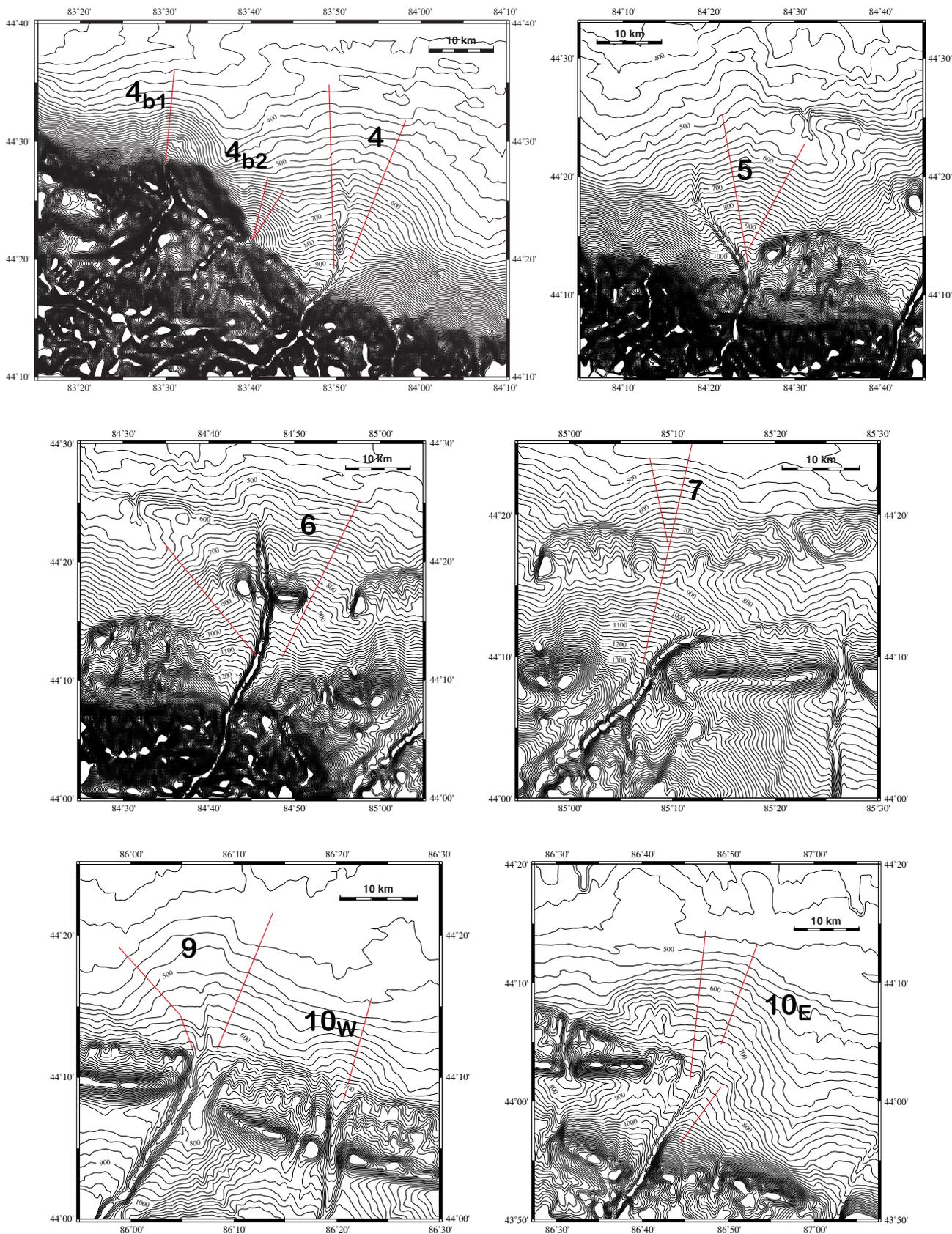


FIG. 2.43: Topographie des cônes “majeurs” de la figure 2.42, à partir d’extraits du MNT mondial GTOPO30 rééchantillonné à 15”. Deux courbes de niveau consécutives correspondent à une différence d’altitude de 20 m. Les lignes rouges localisent les profils reportés figures 2.44 et 2.55.

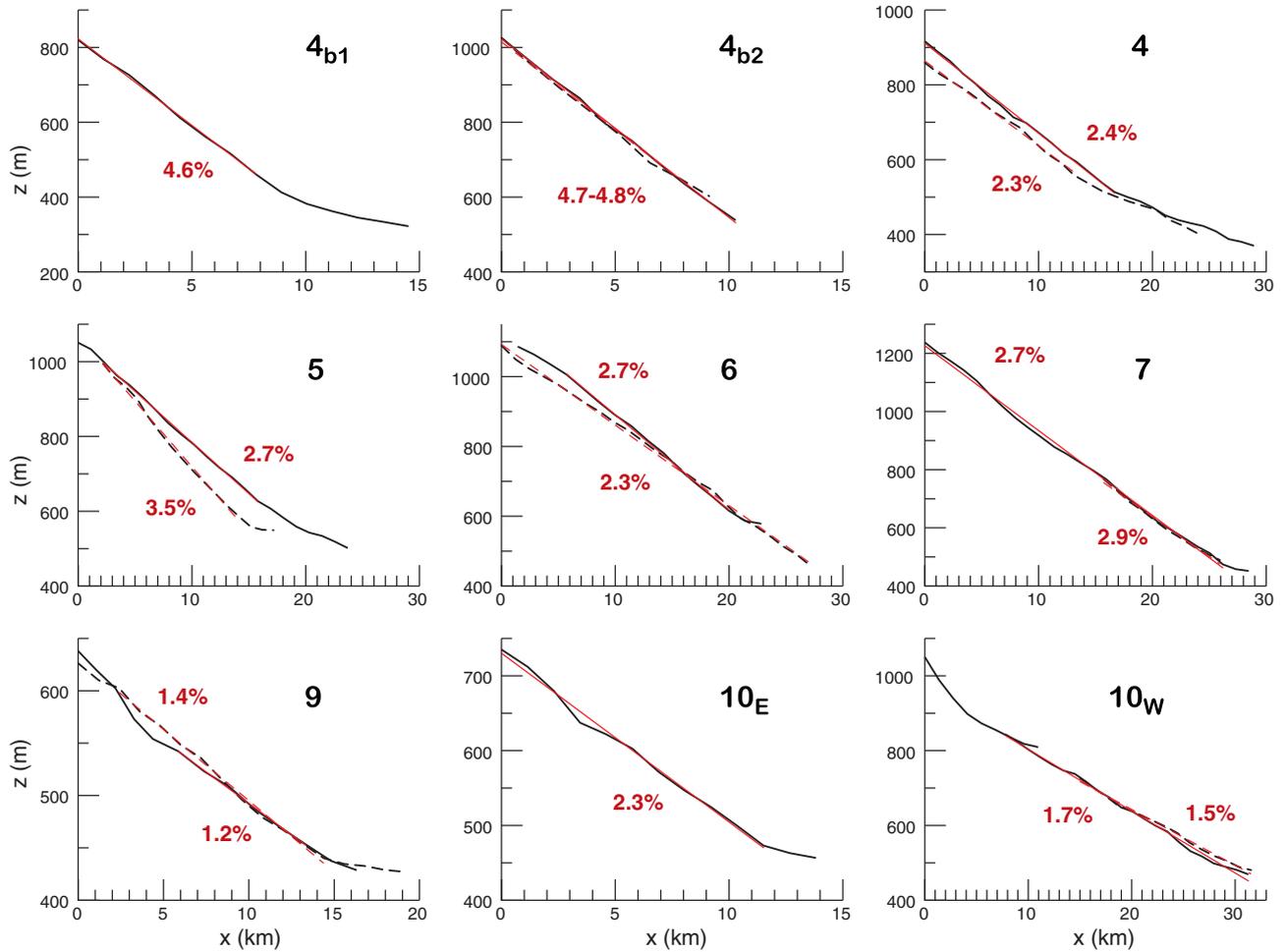


FIG. 2.44: Profils et pentes des cônes du piémont, extraits du MNT GTOPO30 (fig. 2.43).

En outre, chaque cône est associé à une rivière, qui a alimenté sa formation, et au bassin versant de cette rivière. On rassemble donc également les informations disponibles sur les rivières et bassins versants liés aux cônes repérés (tableau 2.1) : débits des rivières et relief moyen des bassins (ce dernier étant défini comme le rapport entre la différence d'altitude entre le point le plus haut et l'exutoire, et le diamètre du bassin ; parfois appelé *relief ratio* – e.g. Hooke, 2000).

2.5.1.2 Volume des cônes vs. stockage dans l'avant-pays

Contrairement à leur aire, le volume des cônes est difficile à estimer : à moins de considérer un cône théorique parfait (§ 2.5.1.4.1, équation 2.5), il faut pouvoir estimer son épaisseur, au moins moyenne.

Dans le paragraphe 2.5.2.4, nous tentons de résoudre ce problème pour le cône majeur de la Kuitun He. Nous suggérons une épaisseur moyenne du cône comprise entre 10 et 50 m, avec une préférence pour l'extrême inférieure.

Taux de soulèvement associé

Pour une aire de 630 km^2 , le volume résultant du cône de la Kuitun He est donc compris entre 6.3 et 31.5 km^3 .

Si l'on interprète ce dépôt comme l'essentiel du matériel exporté du bassin versant correspondant pendant un cycle climatique de 100 ka, on en déduit un flux moyen de $\sim 0.06\text{--}0.31 \text{ km}^3/\text{ka}$.

Dans l’hypothèse où la topographie du bassin peut être considérée à l’équilibre pendant cette période, ce flux doit égaler le flux de matière fourni par le soulèvement tectonique du bassin (équation 2.2).

Ainsi, le taux de soulèvement moyen sur les 1900 km² du bassin de la Kuitun He serait de l’ordre de : $\sim 0.03\text{--}0.17$ mm/an.

Cette gamme de valeurs n’est pas absurde, et peut seulement paraître faible ; les dépôts pourraient être plus épais que ce que nous avons estimé, ou bien correspondre au volume de sédiments exportés sur une période plus courte qu’un cycle climatique.

Compte tenu de la somme des aires des cônes répertoriés (tableau 2.1), le volume de tous ces cônes est estimé à :

$$V_{\text{cônes}} = 3000 \text{ km}^2 \times [10 - 50] \text{ m} = [30 - 150] \text{ km}^3.$$

Or, d’après Métivier & Gaudemer (1997), le bassin d’avant-pays du Dzungar se remplit en bordure Nord du Tian Shan à un taux d’environ 3.75 km³/ka. Comme ces auteurs considèrent l’ensemble de la bordure Nord, nous devons ramener ce taux à la fraction de la chaîne sur laquelle sont répartis les cônes étudiés, entre 1/2 et 2/3.

Ainsi, nous pouvons comparer le taux moyen de remplissage de l’avant-pays, 1.88–2.5 km³/ka, au volume correspondant au dépôt des cônes majeurs, 30–150 km³ :

- si le flux associé à la formation de ces cônes est égal au taux de remplissage du bassin, on en déduit qu’ils représentent le volume érodé et exporté de la chaîne sur une durée de : [12–80] ka.
- si ces cônes sont représentatifs de matériel exporté de la chaîne sur la durée d’un cycle climatique, alors il reste 20 à 88% du volume de matériel érodé qui doit être exporté à une autre occasion que la formation de ces cônes.

Finalement, nos données sont donc manifestement trop grossières pour déduire quoi que ce soit de la comparaison entre dépôt des cônes et remplissage de l’avant-pays.

2.5.1.3 Corrélation(s) et distinction entre Est et Ouest

Mettant en regard les différentes grandeurs liées à ces cônes majeurs, on constate une corrélation flagrante entre deux d’entre elles : l’aire de chaque cône semble liée linéairement à l’aire de son bassin associé (fig.2.45).

De plus, cette apparente proportion entre aire de cône et aire de bassin divise nos neuf cônes en deux groupes distincts : les “cônes de l’Ouest” (4_{b1} à 7) et les “cônes de l’Est” (9 à 10_E). Les premiers sont fabriqués par des bassins relativement plus petits que ceux qui produisent les seconds.

Bien qu’on ne se soit attendu ni à une telle corrélation, ni à la distinction de ces deux groupes, les alignements observés semblent excessivement clairs pour n’être dus qu’à une coïncidence.

Si l’on compare les autres grandeurs du tableau 2.1, on ne constate pas d’autre corrélation aussi évidente, ni d’autre distinction entre Est et Ouest (fig.2.46 et 2.47).

Le seul autre couplage observé concerne le relief et la pente des cônes (fig.2.48). L’indice de relief choisi r_{bv} définit en quelque sorte une pente globale grossière du bassin.

En faisant l’hypothèse :

- que la pente des versants est déterminée par le processus érosif dominant (cas d’une *pente critique* associée à un seuil d’érosion, voir par exemple § 3.2.4),
- et que la pente des cônes est contrôlée par le processus de dépôt,

on arrive à la conclusion que les processus d’érosion et de dépôt sont analogues, i.e. que les processus de surface sont limités par des seuils liés.

Il est difficile d’aller plus loin dans les déductions, mais on peut déjà rejeter l’hypothèse que la pente des dépôts serait liée à une propriété du matériau (par exemple à un coefficient de friction interne, comme pour un matériau granulaire). En effet, les matériaux détritiques en question sont analogues d’un cône à l’autre, et il serait curieux qu’une telle propriété intrinsèque soit corrélée à la pente moyenne (au relief) des bassins.

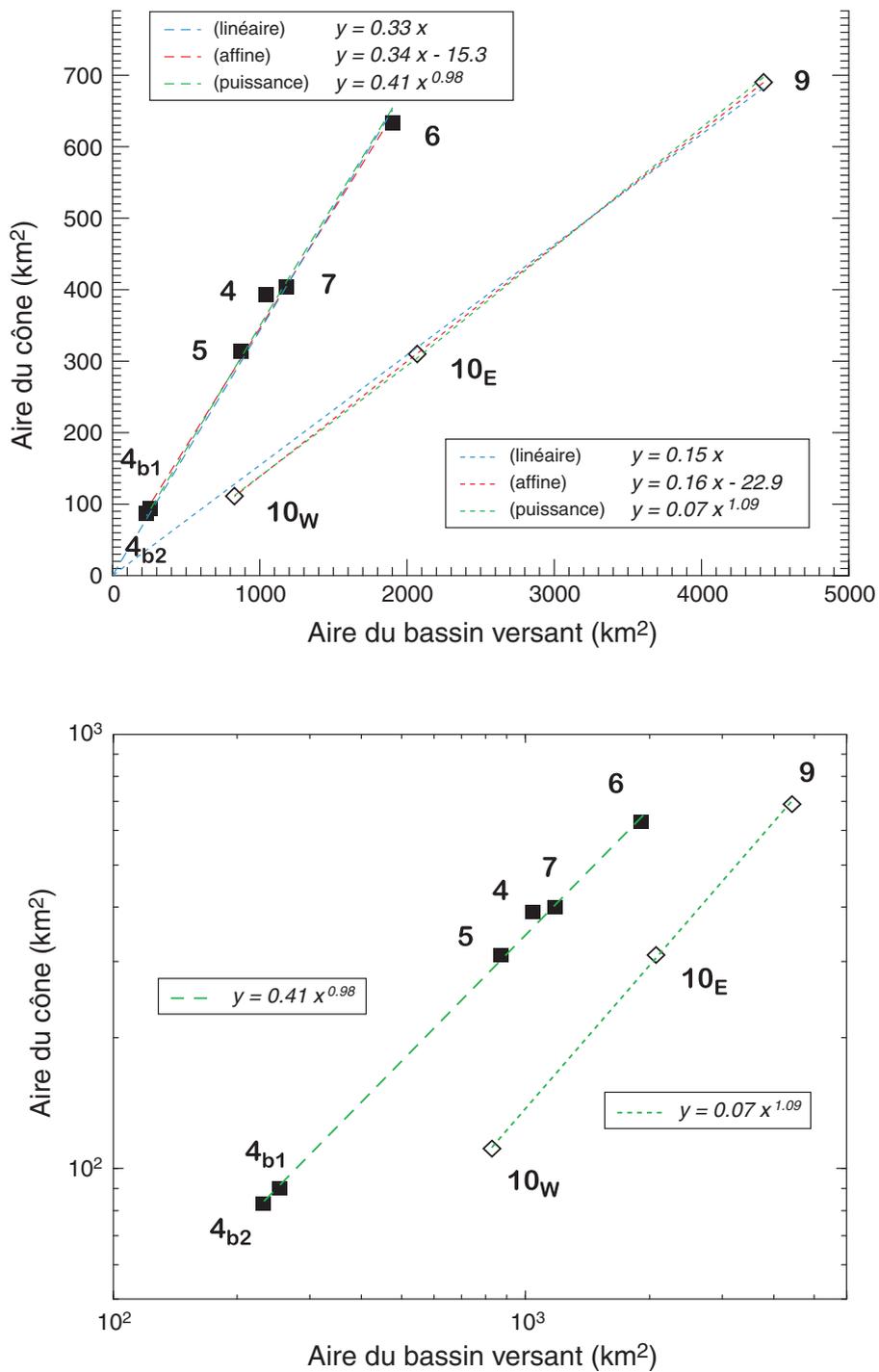


FIG. 2.45: Graphes montrant la relation entre aire de cône et aire de bassin versant associé. Il est classique en géologie, et surtout en géomorphologie, de rechercher des lois de puissance en représentant les données dans des diagrammes “log-log” (en bas). La démarche s’avère ici inutile : le diagramme linéaire (en haut) montre très bien que les données des cônes du piémont Nord s’alignent sur deux droites presque parfaites. L’essai de divers types de régression (linéaire, affine, logarithmique) suggère que la corrélation entre les deux grandeurs est bien simplement une proportionnalité, pour chaque ensemble de cônes.

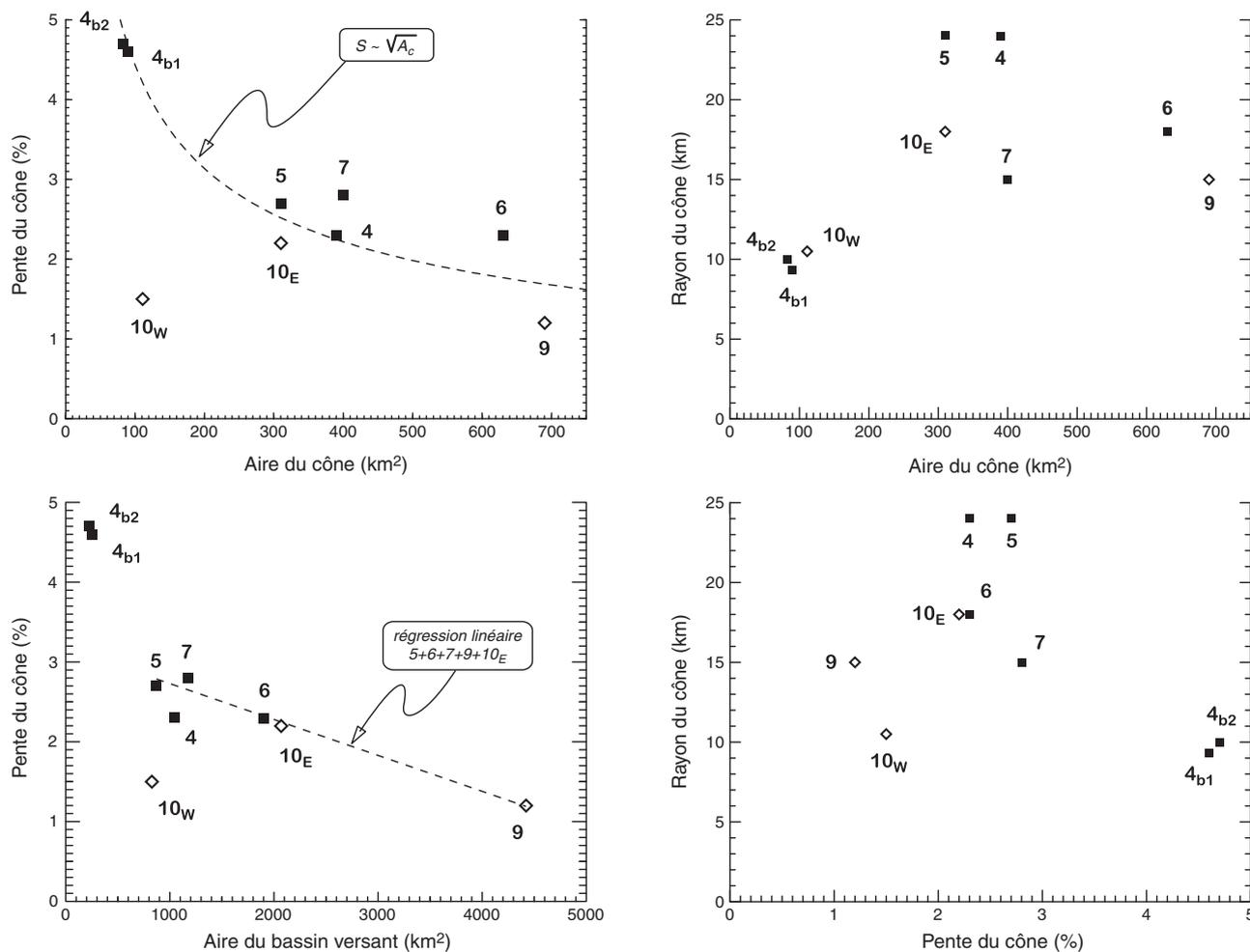


FIG. 2.46: Graphes mettant en regard pente, rayon, aire des cônes et des bassins associés. Aucun corrélation particulière n'apparaît, les "cônes de l'Est" se distinguent seulement par des pentes assez faibles par rapport aux autres.

Classiquement, on considère plutôt que la pente d'un cône est bien liée à son processus de formation, mais que celui-ci découle directement de la taille du bassin versant associé (Mather *et al.*, 2000; Gómez-Villar & García-Ruiz, 2000) : les grands bassins déposent des cônes fluviaux de pentes douces, tandis que les petits bassins alimentent en "couloirs de débris" de petits cônes à pentes raides.

2.5.1.4 Discussion

En cherchant comment la taille de cônes alluviaux était liée à leur environnement, des géomorphologues ont remarqué depuis longtemps qu'il existait fréquemment des corrélations en loi de puissance entre aire de cône et aire de bassin associé (Bull, 1964; Denny, 1965; Mather *et al.*, 2000) :

$$A_c = c \cdot A_{bv}^n . \quad (2.1)$$

L'exposant n est souvent trouvé inférieur à 1. Hooke (1968) explique cette observation par diverses raisons qui justifient selon lui que les grands bassins exportent proportionnellement moins de matériel sédimentaire que les petits :

- les grands bassins sont moins facilement couverts de manière homogène par les précipitations catastrophiques (tempêtes) génératrices de gros flux de matière ;

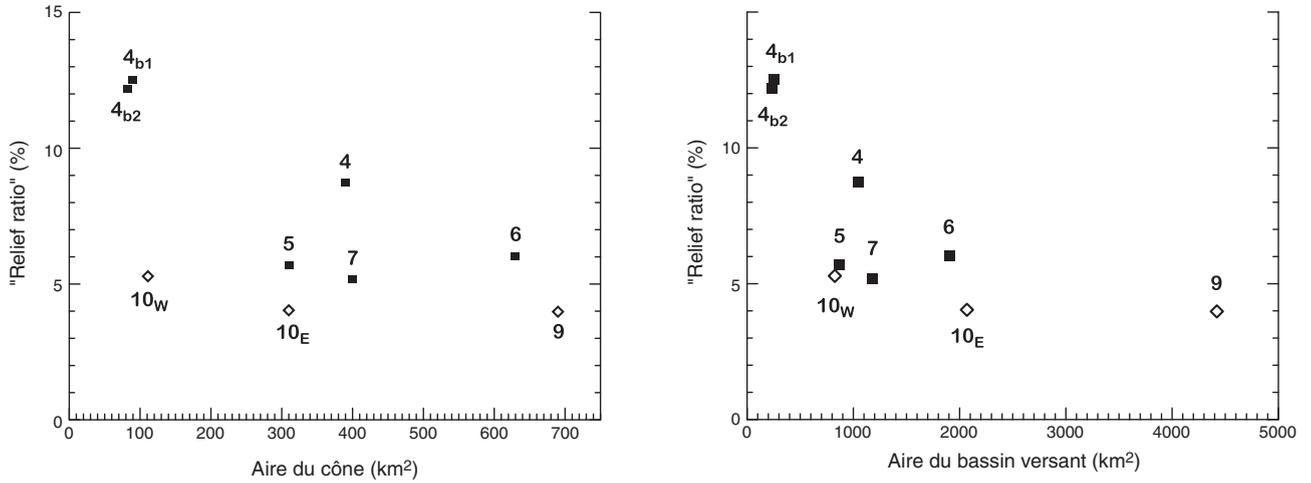


FIG. 2.47: Graphes mettant en regard relief moyen des bassins et aire des cônes et des bassins associés.

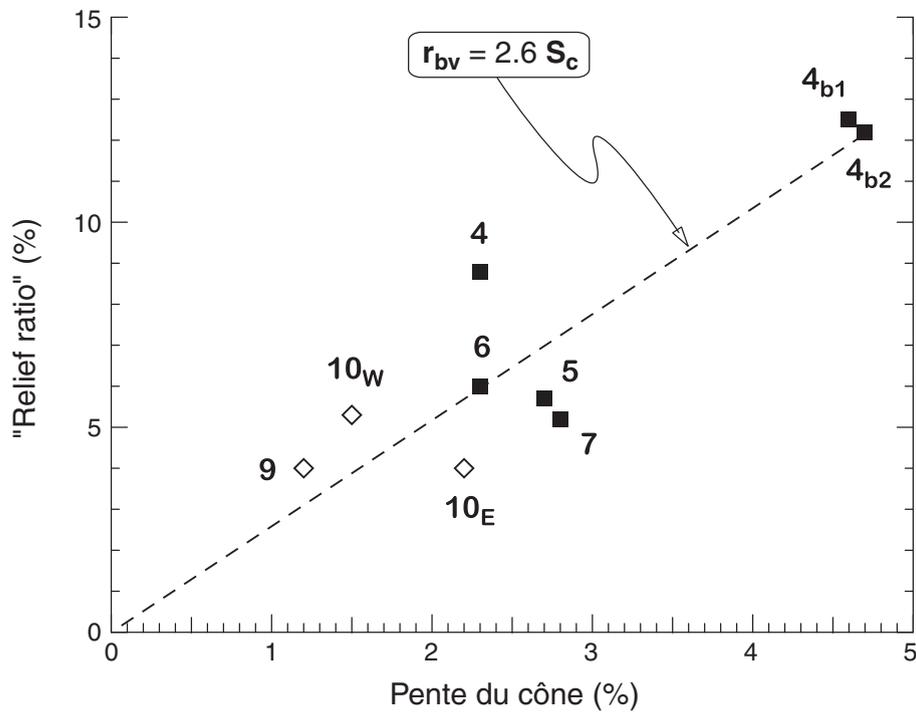


FIG. 2.48: Graphes mettant en regard relief moyen des bassins r_{bv} , et pente des cônes S_c . Ces deux grandeurs apparaissent relativement corrélées (coefficient de la régression linéaire : 0.88), sans que nos données permettent de déduire vraiment une loi les reliant.

– leurs pentes sont souvent en moyenne plus faibles que celles des petits bassins.

Hooke (1968) interprète en outre la loi (2.1) comme la tendance vers un état stationnaire entre cônes coalescents dans un environnement uniforme, le coefficient c étant fonction du contexte lithologique et tectonique.

D'après [Lecce \(1991\)](#), au contraire, l'érodabilité du bassin intervient dans l'exposant n , qui peut être inférieur ou supérieur à 1. [Lecce \(1991\)](#) récuse l'influence de la taille du bassin, montrant que la lithologie constitue en fait le facteur le plus important.

[Whipple & Trayler \(1996\)](#) soulignent l'influence de la tectonique sur la taille des cônes ; la forme de la loi $A_c = f(V_c)$ (aire du cône en fonction de son volume V_c , que l'on peut relier théoriquement à l'aire du bassin versant A_{bv}) reflète selon eux le type de subsidence du bassin où se forment les cônes : graben simple ou complexe, demi-graben, ou fosse flexurale.

Toutes ces analyses du problème se rapportent à des systèmes (naturels ou théoriques) continûment actifs, produisant des cônes en construction permanente. C'est d'ailleurs pourquoi la plupart des auteurs s'intéressent à l'idée d'un état *stationnaire*, ou de l'écart à cet état.

Les cônes du piémont que nous étudions n'entrent pas vraiment dans ce cadre. Nous pensons en effet qu'ils ont été formés et abandonnés pendant un laps de temps assez court à l'échelle géologique, de l'ordre du millier d'années, suite à une perturbation du climat relativement ponctuelle (épisode de déglaciation).

2.5.1.4.1 Quelle corrélation attendre ? *A priori*, il est assez intuitif de relier l'aire du bassin A_{bv} au flux volumique de sédiments exportés de ce bassin Q_s :

- soit par un argument tectonique (e.g., [Whipple & Trayler, 1996](#)) : en se plaçant sur le long terme, si sa topographie est à l'équilibre, le bassin versant voit s'éroder la même quantité de matière que ce qui est fourni par le soulèvement tectonique :

$$Q_s = \iint_{bv} U(x, y) dx dy = \bar{U} A_{bv} , \quad (2.2)$$

où U est le taux de surrection tectonique ;

- soit par un argument climatique : on considère que l'érosion d'un bassin est dominée par celle des versants, suivant une loi classique d'érosion limitée par le transport (§ 3.2.2) :

$$q_s \propto q_e^m S^n ,$$

où q_e est le flux d'eau, S la pente locale. En supposant que les versants ont une pente d'équilibre S_v , et en extrapolant la loi à l'échelle du bassin entier, on obtient une expression du type :

$$Q_s \propto Q_e^m S_v^n ,$$

où Q_e est le flux d'eau total reçu par le bassin à travers les précipitations, qui est présumé ressortir intégralement à l'exutoire du bassin ; ainsi, $Q_e = \bar{P} \cdot A_{bv}$ avec \bar{P} le taux de précipitations moyen, et :

$$Q_s \propto \bar{P}^m S_v^n A_{bv}^m . \quad (2.3)$$

Le volume d'un cône correspond au volume de sédiments exportés du bassin pendant une certaine durée Δt :

$$V_c = Q_s \Delta t .$$

Etant donnée l'échelle de temps qui nous intéresse ($\Delta t \sim$ quelques milliers d'années au plus), on suppose qu'on se trouve dans le deuxième cas proposé (relation 2.3). On aboutit donc, à S_v et \bar{P} uniformes à l'échelle du piémont, à une relation entre volume du cône et aire du bassin associé :

$$V_c \propto A_{bv}^m . \quad (2.4)$$

(Notons que dans le cadre de l'approche de Bagnold (§ 3.2.6), $m = 1$.)

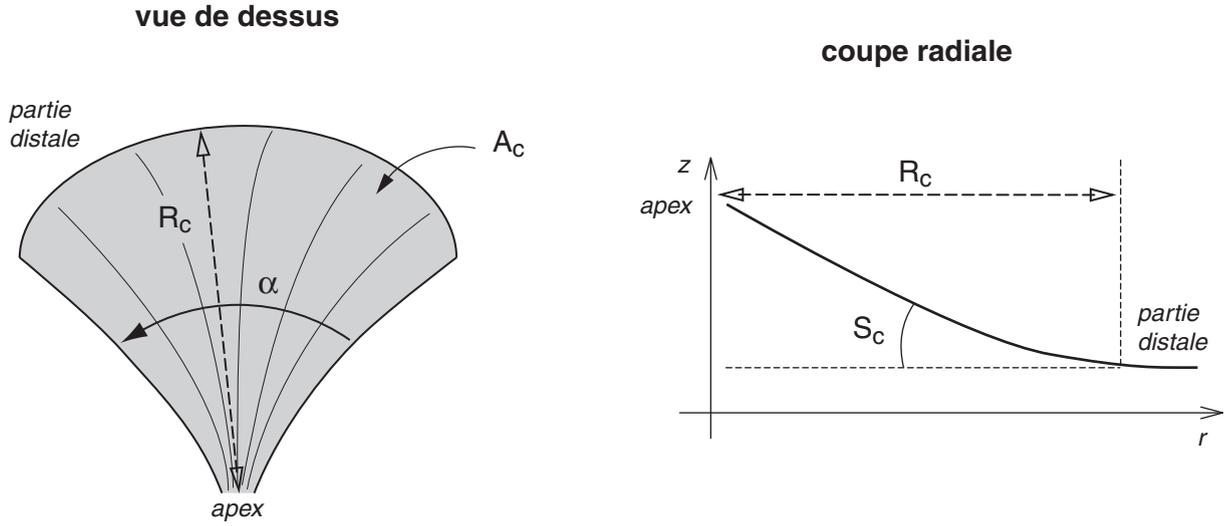


FIG. 2.49: Schéma d'un cône alluvial théorique, indiquant les grandeurs décrivant sa géométrie.

Plaçons-nous à présent dans le cas d'un cône théorique banal, de forme conique, caractérisé par son angle d'ouverture α , son rayon R_c et sa pente S_c (fig.2.49). L'aire et le volume d'un tel cône s'écrivent :

$$\begin{cases} A_c = \alpha \frac{R_c^2}{2} \\ V_c = \alpha S_c \frac{R_c^3}{6} \end{cases} \quad (2.5)$$

Le caractère géométrique le plus variable d'un cône à l'autre, et le plus difficile à estimer, est l'angle α . Si on l'élimine entre les deux expressions, on obtient :

$$V_c = \frac{R_c S_c}{3} A_c,$$

ce qui, combiné à la relation (2.4) devrait aboutir à :

$$A_c S_c R_c \propto A_{bv}^m. \quad (2.6)$$

N.B. : ce qui se dépose lors de la formation d'un cône alluvial vient sans doute recouvrir les dépôts antérieurs d'un précédent cône. Ainsi, en marquant les caractéristiques de ce vieux cône par une apostrophe, on a en fait :

$$\begin{cases} V_c = \alpha S_c \frac{R_c^3}{6} - \alpha' S'_c \frac{R'_c{}^3}{6} \\ = \frac{R_c S_c}{3} A_c - \frac{R'_c S'_c}{3} A'_c \end{cases}$$

Comme l'aire du bassin reste constante, on obtient donc, à partir de la relation (2.4) :

$$A_c S_c R_c - A'_c S'_c R'_c \propto A_{bv}^m.$$

Par récurrence (en remontant le temps et la succession des cônes superposés), on en déduit que dans ces conditions, la proportionnalité (2.6) devrait également pouvoir s'observer.

Pourtant, si l'on représente dans un graphe le produit $A_c S_c R_c$ en fonction de A_{bv} , on n'observe pas une si bonne corrélation qu'entre A_c et A_{bv} (fig.2.50). Notamment, à cause de son rayon assez

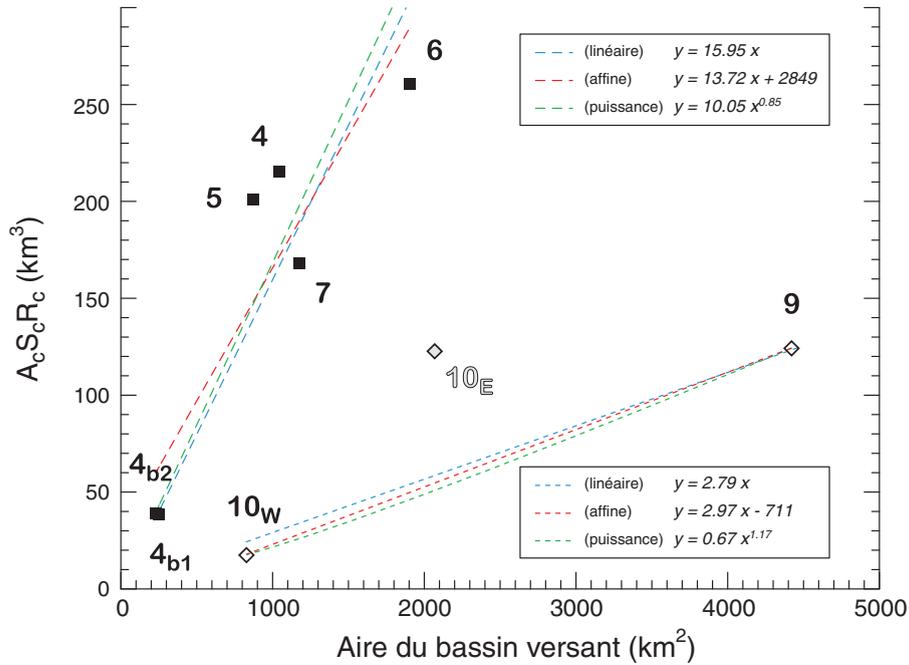


FIG. 2.50: Graphes mettant en regard aire des bassins et produit $A_c S_c R_c$ relatif aux cônes. Ce dernier produit pourrait plus ou moins refléter le volume de chaque cône, qui pourrait logiquement être lié à l'aire du bassin correspondant (voir texte); mais ce n'est pas vraiment le cas, on est loin de la corrélation observée entre aires de cône et de bassin.

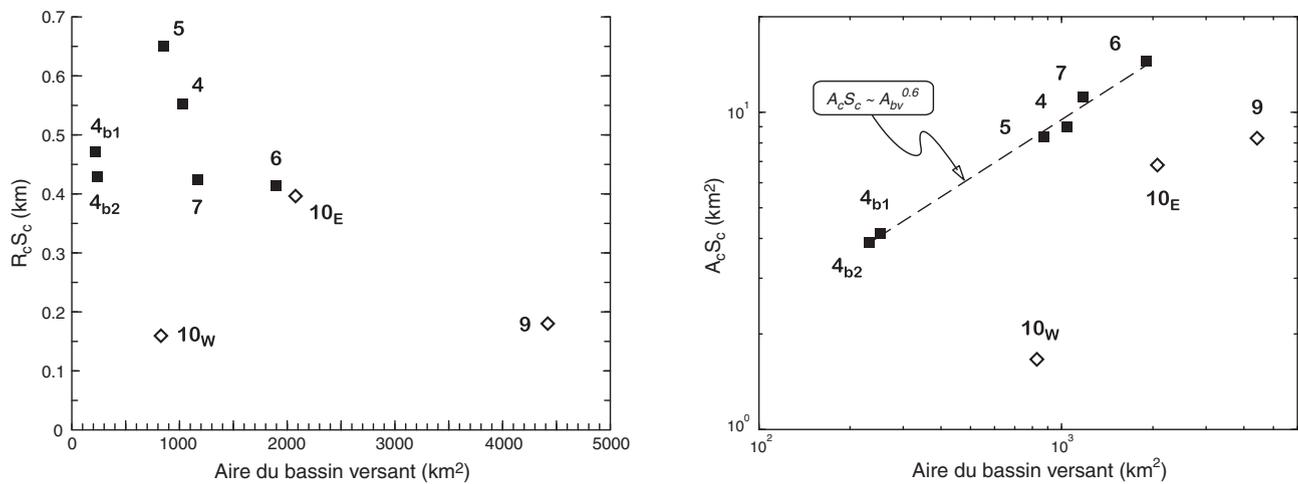


FIG. 2.51: Graphes mettant en regard aires des bassins, et produits $A_c S_c$ et $S_c R_c$ relatifs au cônes.

important, le cône de la Hutubi He (**10_E**) sort complètement du “groupe de l’Est” précédemment identifié; quant aux “cônes de l’Ouest”, ils se retrouvent assez dispersés.

Du reste, comme on observe clairement $A_c \propto A_{bv}$, la loi théorique (2.6) devrait se traduire par une loi de puissance entre le produit $S_c R_c$ (correspondant plus ou moins à la hauteur du cône) et l'aire du

bassin :

$$S_c R_c \propto A_{bv}^{m-1},$$

ce qui n'est franchement pas le cas (fig.2.51, gauche). Seul le produit $A_c S_c$ semble être proportionnel à une puissance de l'aire des bassins dans le groupe des cônes de l'Ouest, sans que cette relation trouve une justification dans notre calcul simple (fig.2.51, droite).

Compte tenu du nombre d'hypothèses que l'on a faites pour arriver à la relation (2.6), il n'est pas très étonnant qu'elle ne se vérifie pas sur des données naturelles.

La proportionnalité constatée entre aires de bassins et de cônes reste donc assez mystérieuse.

2.5.1.4.2 Tentative d'interprétation : comportement uniforme du piémont Bien que l'on n'ait pas su expliquer physiquement la corrélation linéaire observée, on peut néanmoins en tirer parti dans notre interprétation du fonctionnement du piémont.

Il apparaît essentiellement à travers cette observation que les cônes alluviaux dits "majeurs" ont sans doute été mis en place par les mêmes processus, et dans des conditions similaires. Autrement dit, ils sont probablement synchrones, témoignant d'une phase alluviale majeure survenue dans l'histoire sédimentaire récente du piémont dans son ensemble.

2.5.1.4.3 Asynchronicité Est/Ouest ? Cependant, la "division" des cônes en deux groupes, Est et Ouest, par le comportement A_c vs. A_{bv} pourrait signifier que chaque groupe est homogène (en processus et dans le temps), mais que les deux groupes se sont formés à deux périodes différentes. On note en particulier que les cônes de l'Est, apparemment beaucoup plus cultivés que ceux de l'Ouest, et plus difficiles à délimiter, pourraient avoir été déposés plus récemment que nous ne l'avons supposé. La texture des images satellitaires ne permet notamment pas de distinguer clairement les dépôts situés à l'Est de la Jingou He (fig.2.3).

D'ailleurs, la configuration tectonique change à partir de cet endroit, puisque les rivières entaillent alors deux plis bien développés (A0 et A1-A2) avant d'atteindre le bassin dzungar où l'on a repéré les cônes ; tandis que les rivières situées à l'Ouest du piémont ont déposé leurs cônes majeurs dès la sortie de la haute chaîne, ou pour l'Anjihai He juste après le passage entre les premiers plis bien évolués (A3-A4 – fig.2.3 et 2.42).

Il se pourrait donc que les rivières de l'Est aient coincé l'essentiel de leur dépôts "majeurs" en amont des plis les plus avancés ; ce que l'on a interprété comme des "cônes majeurs" seraient en fait des cônes plus récents, déposés depuis l'encaissement des rivières dans les sédiments de piggy-backs. On remarque en effet que les rivières à l'Ouest incisent profondément les cônes dits majeurs (l'Anjihai He encore une fois mise à part du fait de sa trajectoire plus complexe), tandis que celles de l'Est ne s'encaissent qu'avant leur arrivée dans le bassin, donc avant de traverser leurs grands cônes.

Notons qu'on pourrait imaginer que les cônes soient effectivement synchrones, mais que lors de leur dépôt, une partie des sédiments transportés par les rivières de l'Est aient été tout simplement piégés à l'arrière des plis ; les cônes ainsi formés auraient donc été plus petits, relativement à la taille des bassins, que leurs cousins de l'Ouest. Cette explication ne vaudrait que si la même fraction de sédiments avait été piégée pour les trois cônes **9**, **10_W** et **10_E**, ce qui n'est pas une mince hypothèse...

2.5.1.4.4 Autres propositions d'explication La distinction morphologique entre Est et Ouest du piémont pourrait résulter d'autres disparités de contexte.

Etant donnée la structure d'axe Est-Ouest de la chaîne, il n'y a pas de différence de lithologie claire entre les deux parties (voir figure 1.4). En outre, bien qu'un gradient de taux de soulèvement soit envisageable d'Est en Ouest (parce que la distribution de la déformation au travers de la chaîne change probablement d'un bout à l'autre), on imagine mal néanmoins qu'il soit brutal au point de couper la chaîne en deux.

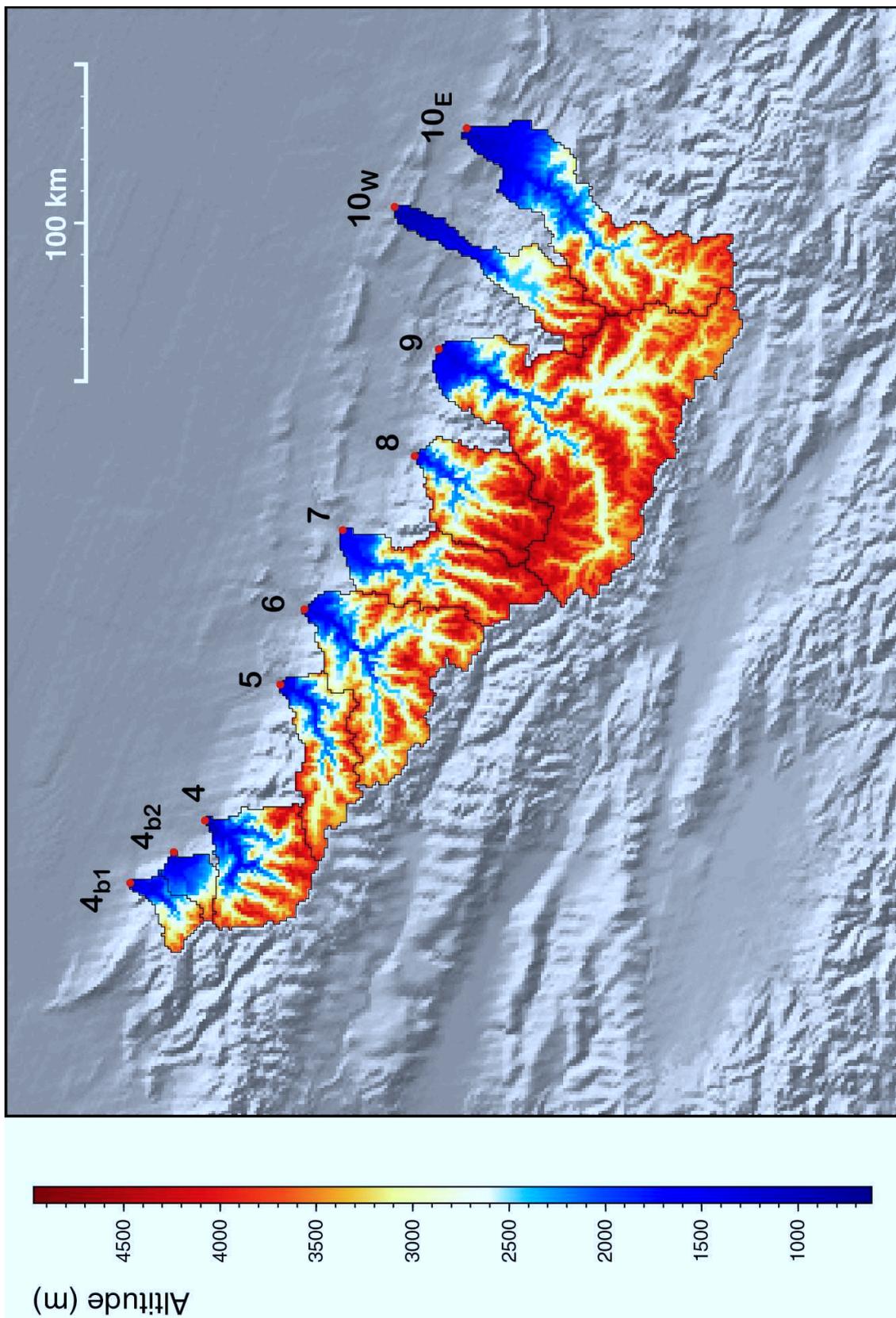


FIG. 2.52: Carte de la topographie des bassins versants (4b1 à 10E), tirée du MNT HydroIK.

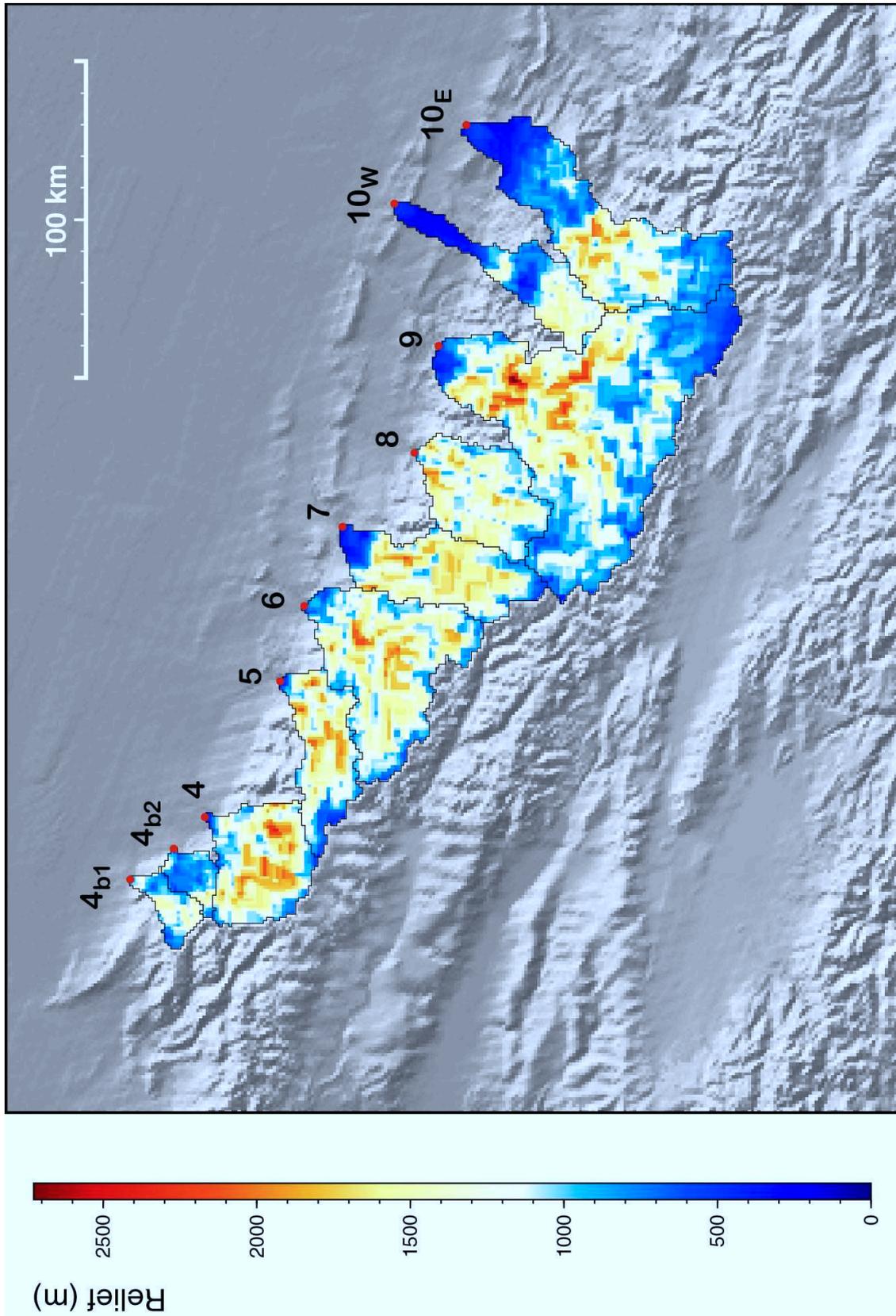


FIG. 2.53: Carte du relief des bassins versants (4_{b1} à 10_E), calculé à partir du MNT Hydro1K, sur une fenêtre glissante de 5 km de côté.

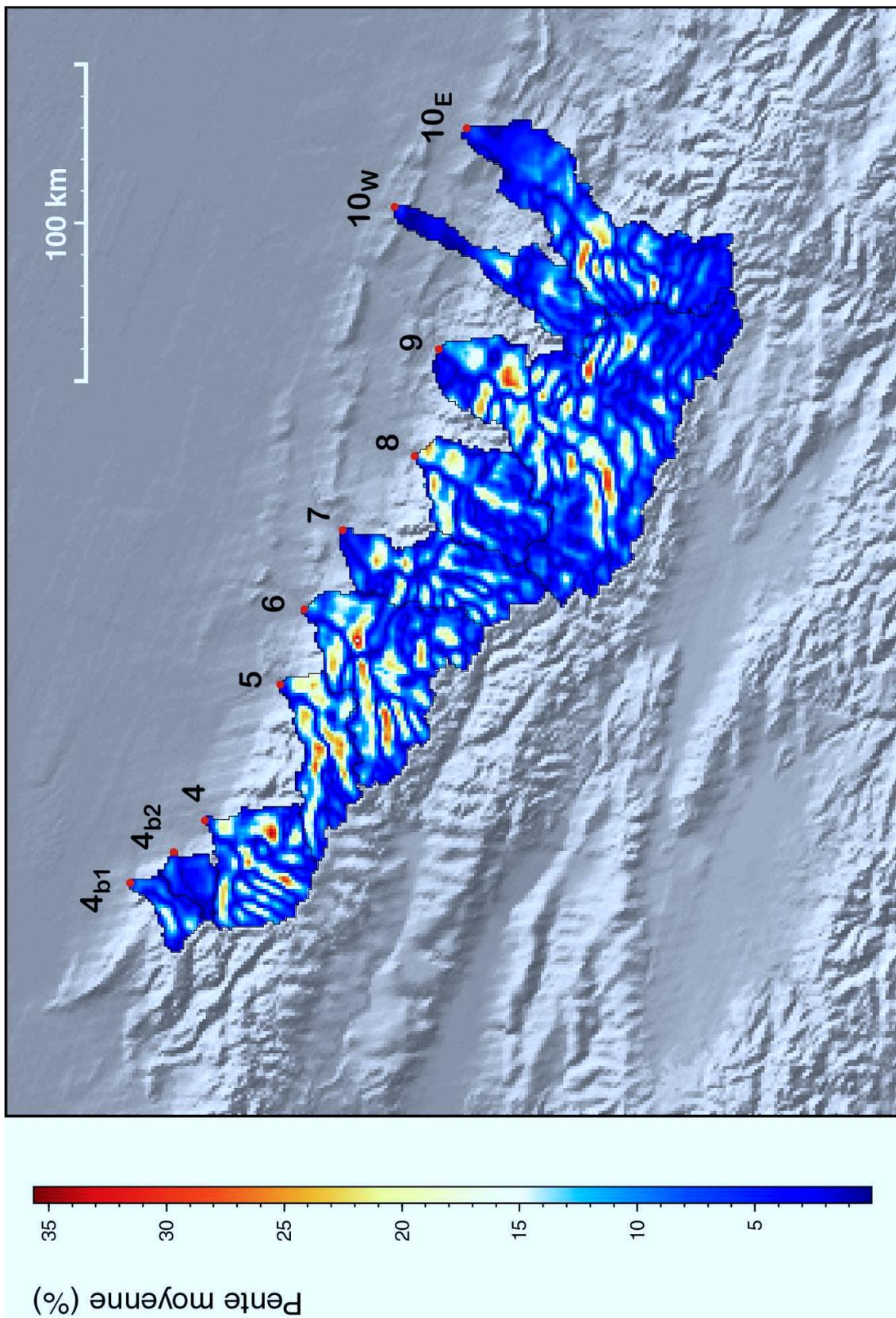


FIG. 2.54: Carte des pentes des bassins versants (4b1 à 10E), calculées à partir du MNT Hydro1K : en chaque point, la pente indiquée est celle du plan moyen sur une fenêtre de 5 km de côté (calculé par système linéaire).

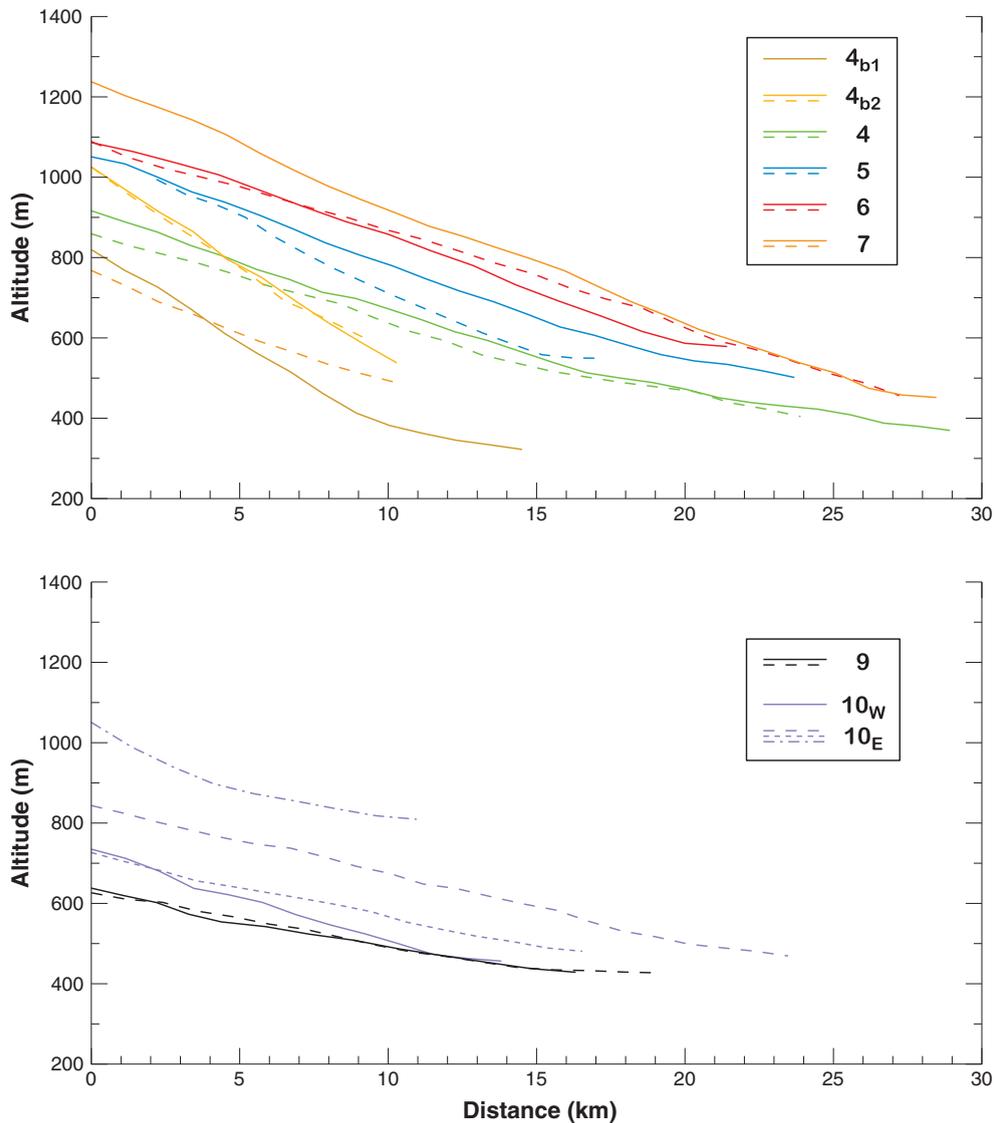


FIG. 2.55: Profils de cônes de la figure 2.44, regroupés en “cônes de l’Ouest” (4_{b1} à 7) et “cônes de l’Est” (9 à 10_E).

Par ailleurs, si l’on compare la topographie, le relief et les pentes des neuf bassins, on ne constate pas de disparité majeure entre l’Est et l’Ouest (fig.2.52, 2.53 et 2.54).

A la rigueur, on peut remarquer que les bassins versants de l’Est, plus étirés, ont un relief moins homogène sur toute leur surface (fig.2.53) : les parties hautes de ces bassins sont relativement “plates”, leurs pentes sont d’ailleurs globalement faibles en altitude (fig.2.54). Ceci tend à justifier que ces bassins exportent moins de matériel sédimentaire que ceux de l’Ouest, aux reliefs importants jusqu’au bout des crêtes.

Cela dit, le bassin de la Tashi He (10_W) ne ressemble pas vraiment à ses deux voisins, ce n’est qu’un petit bassin à relief limité; cette apparente diversité dans le groupe des trois bassins de l’Est n’empêche pourtant pas leur similarité de comportement A_c vs. A_{bv} .

En outre, les profils des cônes ne suggèrent pas de différence de processus (de dépôt) particulière entre l’Est et l’Ouest (fig.2.55).

Reste l’hypothèse d’une disparité longitudinale d’ordre climatique :

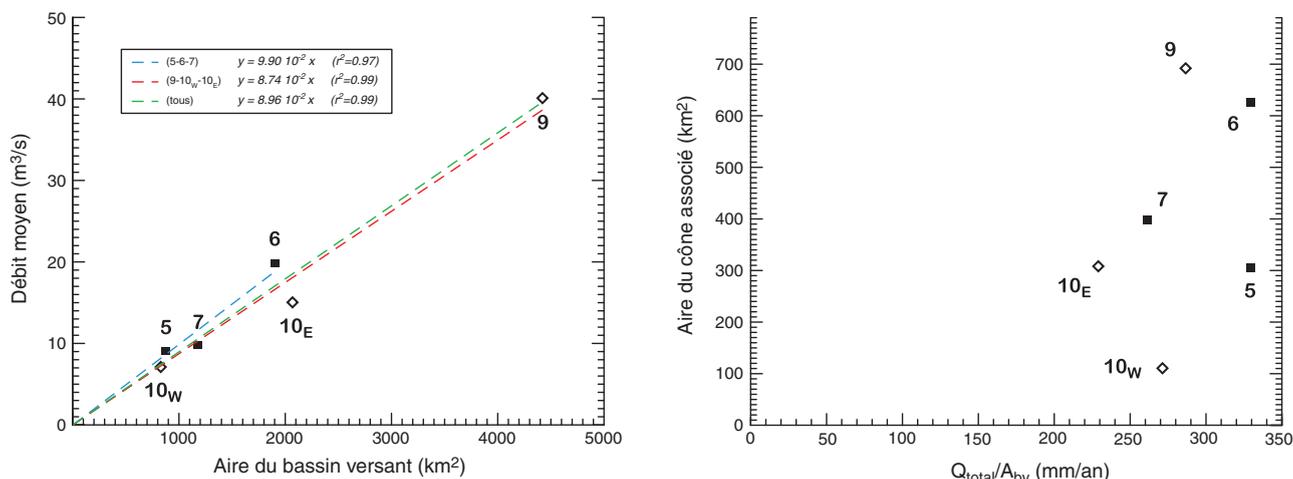


FIG. 2.56: Le graphe de gauche présente les débits des rivières en fonction de la taille des bassins qui les alimentent; il s'avère que les deux grandeurs semblent proportionnelles, comme on pouvait s'y attendre en supposant que les six bassins adjacents reçoivent en moyenne autant de pluie (et de neige) les uns que les autres.

Le graphe de droite compare alors la pluviométrie moyenne de chaque bassin, $Q_{\text{tot}}/A_{\text{bv}}$, à la taille des cônes produits; bien qu'il soit assez intuitif de penser que plus un bassin est alimenté en eau, plus il va produire de sédiments, on n'observe aucune relation claire entre les deux. Cela dit, comme on vient de constater que tous les bassins recevaient des quantités d'eau voisines en moyenne, il est sans doute normal que la taille des cônes n'y soit pas très sensible.

- pour produire des cônes plus importants, les précipitations devraient être plus importantes sur la partie Ouest de la chaîne;
- ou bien les régimes climatiques (par exemple la saisonnalité) devraient être différents entre Est et Ouest.

Il est difficile de vérifier vraiment la première option, même pour l'actuel, car les données sont trop pauvres – quasi-inexistantes sur les bassins versants (voir figures 1.12 et 1.13). On peut néanmoins s'appuyer sur les débits connus des rivières pour avoir une idée des caractéristiques hydrologiques des bassins (tableau 2.1 et fig.2.56, gauche). Celles-ci se révèlent être du même ordre de grandeur, ce qui explique sans doute que l'aire des cônes associés ne leur soit pas corrélée (fig.2.56, droite).

Cependant, l'explication climatique trouve peut-être un écho dans l'analyse faite par [Zhu et al. \(1996\)](#) et [Zhu \(1996\)](#) des glaciers rocheux du Tian Shan. Les auteurs identifient une différence entre les glaciers situés à l'Ouest du méridien de 86°E, et ceux situés à l'Est de ce même méridien. A l'Ouest, le climat froid et humide est favorable au développement de glaciers rocheux en forme de langue (de type alpin), qui avancent rapidement. Au contraire, l'Est reçoit en haute altitude deux fois moins de précipitations, avec des alternances gel/dégel plus fréquentes; les glaciers rocheux dominants sont lobés, et progressent au moins deux fois plus lentement que ceux de l'Ouest.

Bien que les descriptions de ces auteurs manquent de précision (seuls quelques glaciers sont vraiment localisés), leurs conclusions concordent avec notre observation de la disparité Est/Ouest des cônes majeurs : ceux de l'Ouest sont relativement deux fois plus grands que ceux de l'Est (fig.2.45), comme si leurs bassins fournissaient deux fois plus de matière à taille égale.

Cela dit, l'argument climatique des glaciers pourrait certes expliquer une différence Est/Ouest entre des dépôts actuels; mais concernant la dernière déglaciation, lors de laquelle ont sans doute été

déposés les cônes majeurs, il faudrait extrapoler les observations du climat présent à cette époque, c'est-à-dire faire une hypothèse supplémentaire...

2.5.2 Encaissement des rivières

Après avoir mis en place des grands cônes du piémont, les rivières principales se sont (re)misées à éroder dès la sortie de la haute chaîne, creusant de profondes vallées dans ces dépôts tout neufs.

Il est possible d'estimer les quantités d'incision⁶ des rivières sur lesquelles nous disposons de bonnes informations topographiques (Kuitun He, Anjihai He, Hutubi He ; fig.2.13 et 2.14). Nous exploitons en outre la présence des terrasses, en particulier celles de la Kuitun He qui sont à peu près calées chronologiquement, pour estimer l'évolution de l'incision au cours de l'Holocène, ainsi que les volumes correspondants de sédiments érodés.

2.5.2.1 Incision massive

On constate sur les profils que la pente des plus vieilles terrasses est nettement supérieure à celle du lit actuel (cette tendance sera interprétée en détail dans l'article du chapitre 3). De ce fait, il est naturel que l'incision finie dans une surface décroisse de l'amont vers l'aval (fig.2.57 et 2.58). Elle finit bien sûr par s'annuler là où tous les profils se rejoignent et se raccordent à la topographie du bassin.

On ne quantifie donc l'incision que là où elle est la plus remarquable, c'est-à-dire dans la partie supérieure des tronçons alluviaux des rivières, lorsque celles-ci sortent tout juste de la haute chaîne.

Les vallées des rivières Kuitun et Anjihai montrent une quantité d'incision atteignant 300 m environ dans les surfaces supérieures (fig.2.57 et 2.58). Pour la Hutubi He, l'amplitude est un peu moins importante, de l'ordre de 150 m (fig.2.26). Il est probable que pour les autres rivières principales du piémont, la profondeur des gorges soit également de l'ordre de la centaine de mètres (voir figure 2.43).

Compte tenu de la date d'environ 12 ± 2 ka BP attribuée à l'abandon des surfaces alluviales dans lesquelles les rivières se sont encaissées, une quantité d'incision finie de 200–300 m correspond à un **taux d'incision moyen sur l'Holocène** de :

1.4 à 2.5 cm/an.

2.5.2.2 Evolution de l'incision

La succession de terrasses de la Kuitun He fournit une idée grossière de l'évolution de l'incision depuis l'abandon du cône majeur. En utilisant les données d'altitude de chaque niveau, on peut calculer (fig.2.59) :

- l'incision *moyenne* entre une terrasse et le lit actuel ;
- l'incision *transitoire* entre deux terrasses consécutives.

On a omis de représenter les barres d'erreur liées à l'imprécision chronologique sur le graphe de la figure 2.59, pour le rendre plus lisible. En ce qui concerne l'incision transitoire, tenir compte de l'incertitude de l'ordre de 1000 ans sur chaque date conduirait à d'énormes barres d'erreur sur l'incision.

Il apparaît cependant que l'incision a sans doute augmenté vers la mi-Holocène, après l'abandon de T₃ – peut-être de manière assez passagère, puisque l'incision moyenne, elle, ne varie que très peu selon qu'on utilise l'une ou l'autre des terrasses pour la calculer.

⁶ Convention : on parle

- d'**incision** pour désigner un *taux d'érosion verticale* (de dimension $[L].[T]^{-1}$) ;
- de **quantité d'incision** pour désigner la *différence d'altitude* résultante entre deux surfaces (par défaut, entre une surface alluviale ou fluviale abandonnée et le lit actif actuel – de dimension $[L]$).

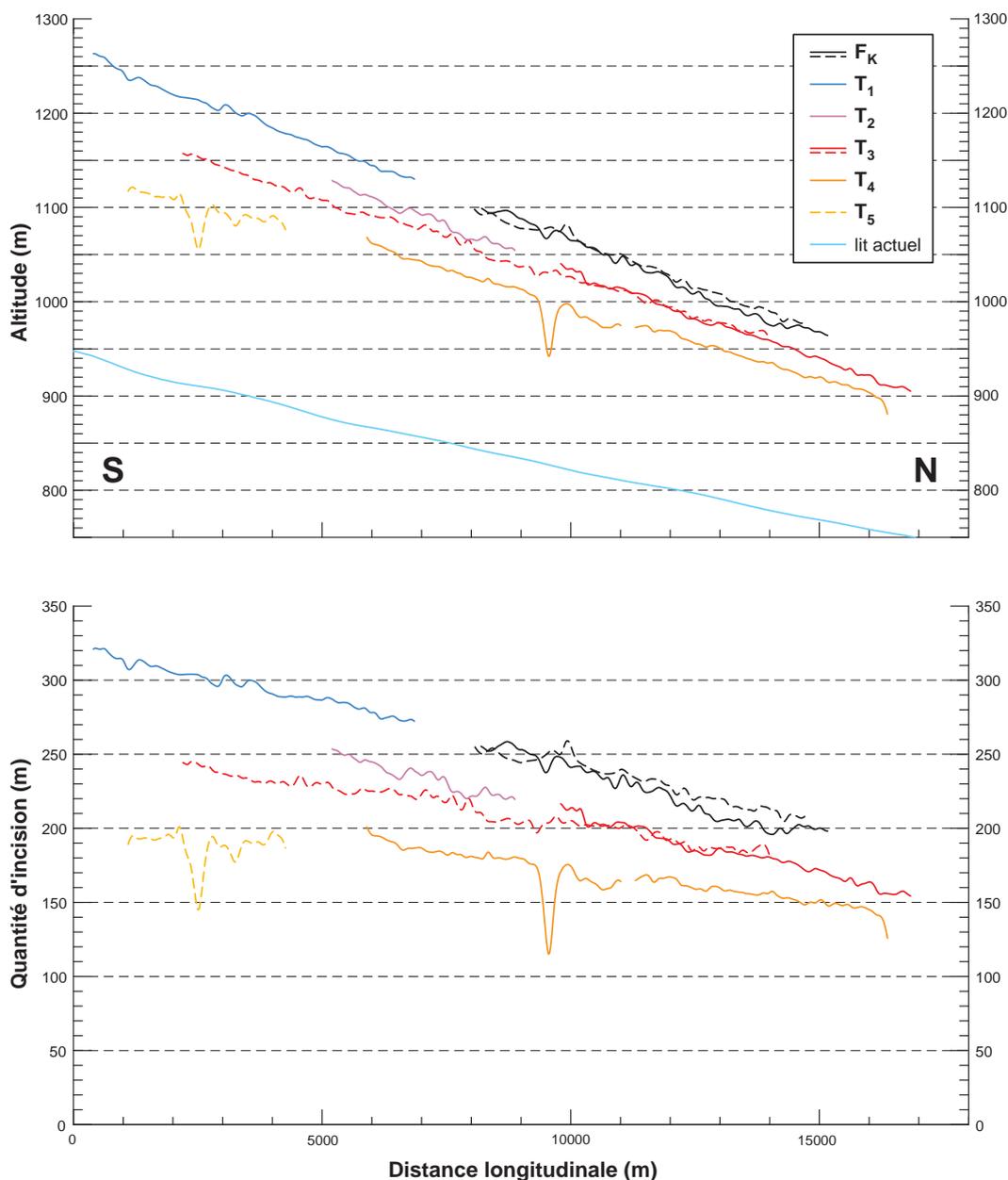


FIG. 2.57: En haut, profils topographiques longitudinaux des terrasses de la Kuitun He, tels qu'on peut les extraire du MNT SPOT de la figure 2.13 (localisation sur la figure 3.13) ; en bas, on a ôté de ces profils celui du lit actuel de la rivière, afin d'en déduire les quantités finies d'incision dans les terrasses.

2.5.2.3 Incision vs. érosion latérale

On remarque que l'incision est importante dès le début de l'encaissement dans le cône, bien que la rivière ait à ce moment une largeur apparente très grande, bien supérieure à sa largeur actuelle (§ 2.3.2.3).

Par la suite, la rivière rétrécit de manière brutale, notamment après l'abandon de T₃ (fig.2.29 et 2.30). Le fait que le lit ne s'élargisse plus autant après ce moment explique que la rivière ait concentré son énergie érosive sur l'incision, d'où l'augmentation observée au paragraphe précédent.

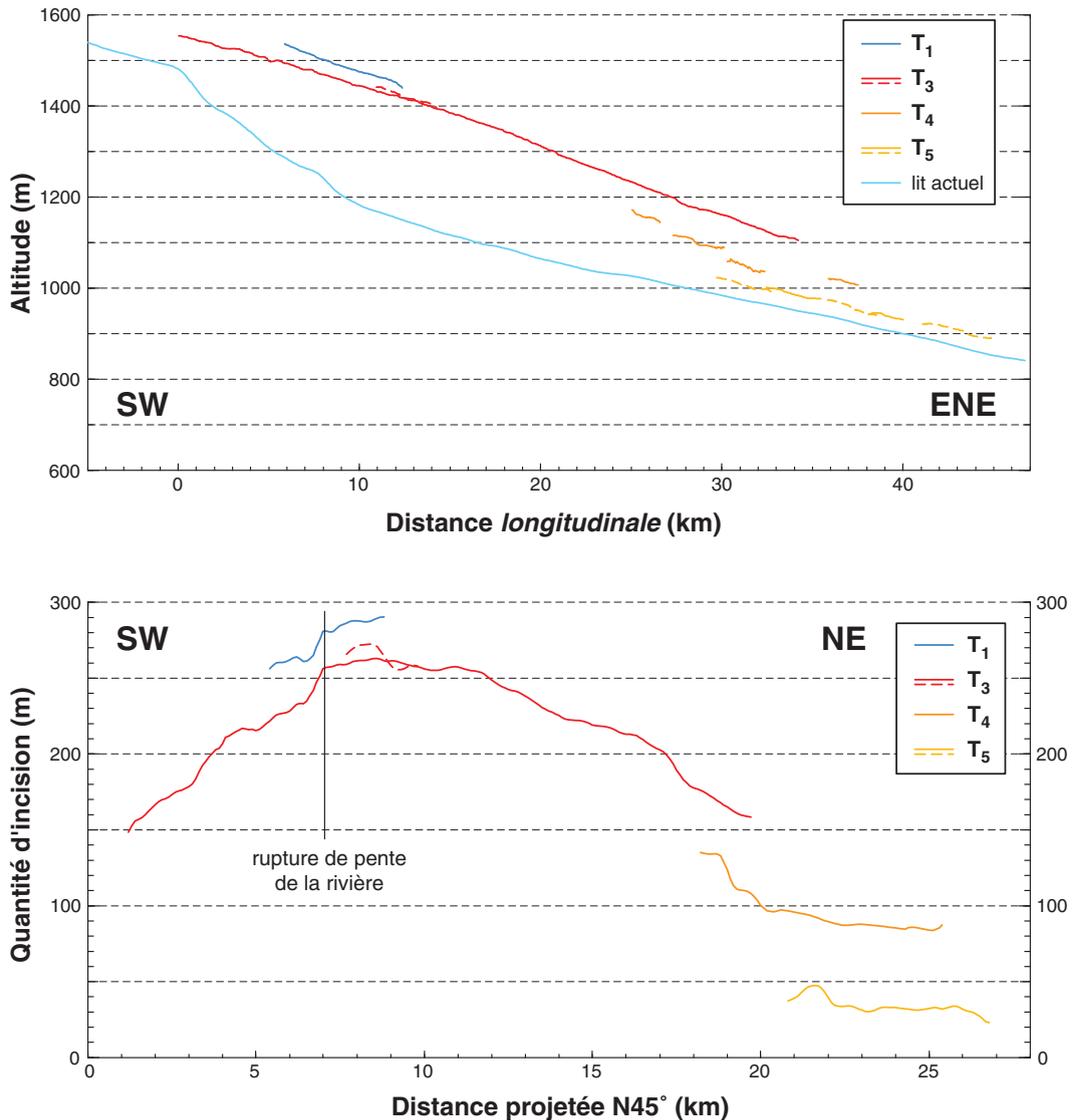


FIG. 2.58: En haut, profils topographiques longitudinaux des terrasses de l'Anjihai He, tels qu'on peut les extraire du MNT SPOT de la figure 2.13, approximativement déroulés suivant le tracé de la vallée (localisation sur la figure 2.23) ; en bas, on a ôté de ces profils celui du lit actuel de la rivière, afin d'en déduire les quantités finies d'incision dans les terrasses (ces derniers profils ont été projetés suivant $N45^\circ$, pour plus de simplicité).

Les rivières qui nous intéressent érodent sans que la tectonique n'exerce de contrôle direct sur l'incision. Après l'abandon d'une terrasse, la rivière reprend l'incision dans un lit étroit, qui peut éventuellement se ré-élargir ensuite selon sa vigueur. Par exemple, certaines configurations (de pente, de capacité érosive) vont amener la rivière à développer sa sinuosité au sein de la vallée, ce qui facilite l'érosion latérale. Mais si elle "tarde" trop à s'élargir alors qu'elle incise, elle finit par être canalisée dans un lit aux bords abrupts qui ne permettent plus l'érosion latérale (parce qu'alors, l'érosion latérale nécessite le transport de tout ce qui tombe des falaises). C'est pourquoi les terrasses se nichent les unes dans les autres au fil du temps, créant un emboîtement de vallées toujours plus étroites et profondes (fig.2.30).

Ceci implique une part d'irréversibilité dans la phase érosive de l'histoire des rivières. Ainsi, la vallée actuelle de la Kuitun, profonde et étroite, ne pourra certainement plus retrouver la largeur de

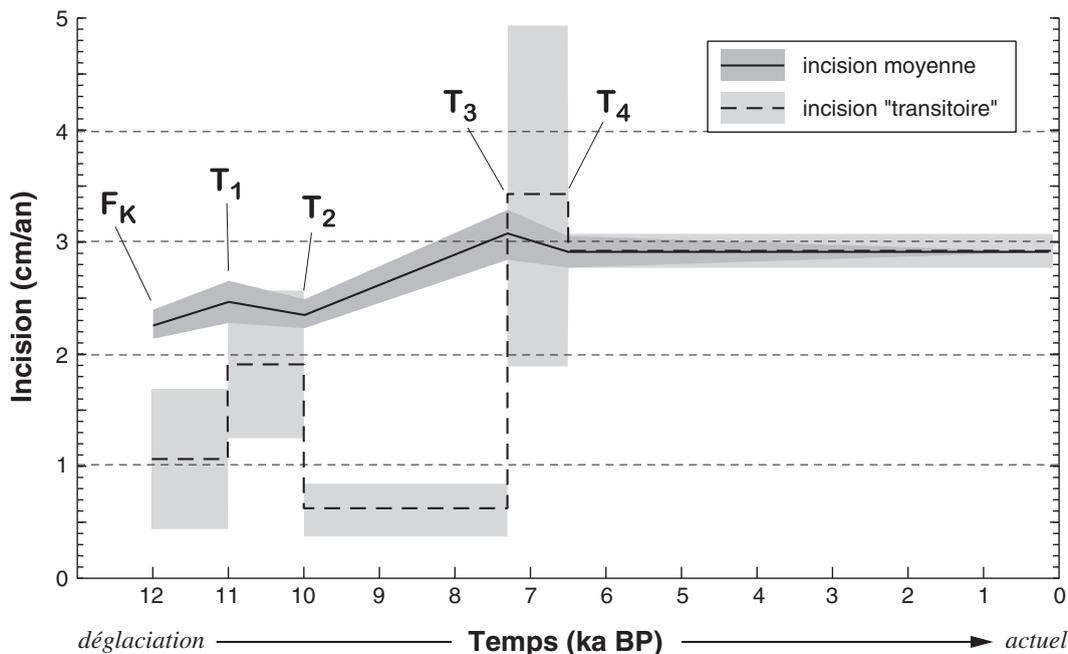


FIG. 2.59: Taux d'incision de la Kuitun He dans les différents niveaux de terrasses abandonnées au cours de l'Holocène, sur la partie du profil où tous ces niveaux sont simultanément présents. On a représenté l'incision moyenne depuis l'abandon de chaque surface, et l'incision transitoire entre la formation de deux terrasses consécutives. Les zones grisées correspondent aux barres d'erreur liées à l'information topographique.

son paléo-lit de l'époque du creusement de T_1 ou T_3 , tant qu'elle n'aura pas été comblée par une décharge sédimentaire suffisante à abolir l'obstacle de ses berges-falaises actuelles.

Enfin, l'évolution discontinue de la largeur du lit a probablement pour conséquence une irrégularité de l'incision qu'il est malheureusement impossible de vérifier au vu des seuls reliquats de terrasses. Cependant, l'apparente augmentation d'incision après l'abandon de T_3 suggère cette dynamique, tout en ne donnant sans doute qu'une idée très modérée des variations temporelles d'incision.

2.5.2.4 Quantification des volumes sédimentaires

A partir du MNT SPOT de la Kuitun He, on peut tenter d'estimer quels volumes de matière ont été érodés au cours de la phase holocène d'érosion fluviale. Pour ce faire, on comble progressivement la vallée en essayant d'araser au niveau des terrasses principales T_4 , T_3 et T_1 (fig.2.60). La méthode est très grossière, on a donc à nouveau omis toute barre d'erreur dans la représentation des volumes obtenus (fig.2.61). L'imprécision de mesure des volumes est en effet de l'ordre de 50%, sans compter le fait que le comblement devient trop délicat à partir du début du pli.

Nos estimations semblent néanmoins mettre en évidence une évolution quasi-linéaire du volume érodé dans T_1 , c'est-à-dire que le flux sédimentaire est "constant" (à l'échelle de la durée entre deux abandons de terrasses, soit le millier d'années au moins) sur la première moitié de l'Holocène, et comparable au flux moyen de la seconde moitié.

Le système fluvial de la Kuitun He apparaît ainsi singulièrement stable au cours de l'Holocène, alors que la géométrie de la rivière (profil, largeur) a beaucoup évolué sur cette même période.

A l'extrême, on pourrait presque en déduire que la configuration de la rivière s'adapte de manière à transporter un flux constant de matière, incisant peu lorsqu'elle peut s'élargir, et beaucoup plus lorsque sa largeur est limitée.

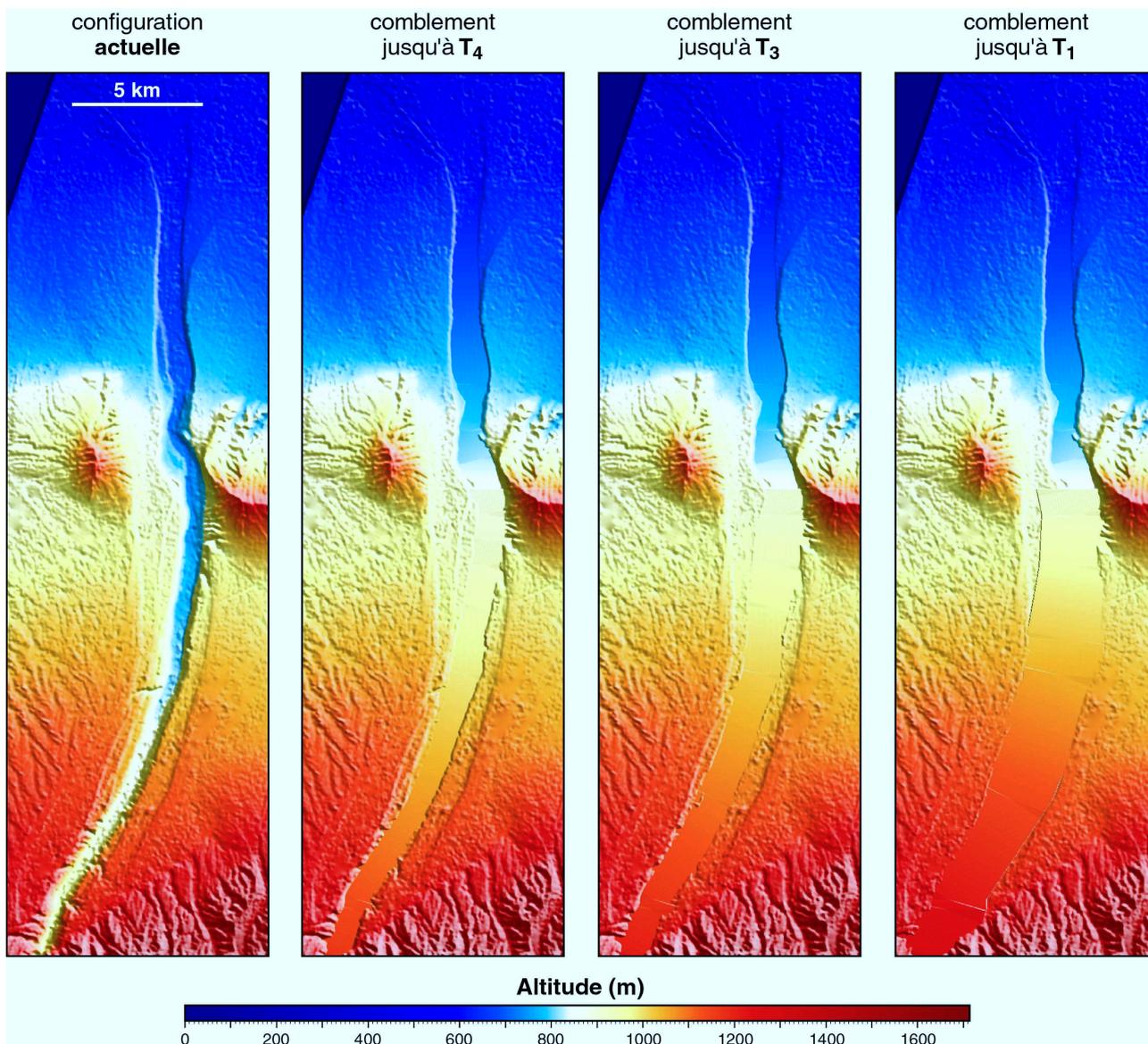


FIG. 2.60: *Comblement progressif de la vallée de la Kuitun He, jusqu'aux niveaux des terrasses T_4 , T_3 et T_1 . On ne remplit qu'en amont du pli, car les profils des terrasses ne sont plus linéaires en aval de là (or on remplit chaque fois simplement jusqu'à un plan). La topographie utilisée est celle du MNT SPOT (fig.2.13). Les volumes obtenus sont reportés figure 2.61.*

Comparaison au volume des cônes Il serait intéressant de comparer ces 3.5 km^3 érodés dans le cône de la Kuitun au volume du cône-même.

Pour cela, il faut pouvoir estimer cette seconde quantité, sachant que l'on a une idée de l'aire du cône, mais pas la moindre de son épaisseur.

On sait seulement que la terrasse T_3 , qui est encaissée dans ce cône, ne comporte que quelques mètres de remplissage fluvatile au-dessus des sédiments néogènes dans lesquels la rivière creuse depuis son abandon ; pour les terrasses antérieures, les escarpements sont trop érodés en général pour qu'on puisse distinguer ce qu'il y a sous le remplissage fluvatile.

Ce détail nous suggère une limite supérieure de 50 m d'épaisseur pour les dépôts du cône (voir figure 2.22). Nous pensons qu'il est cependant très probable que la couche de sédiments du cône majeur

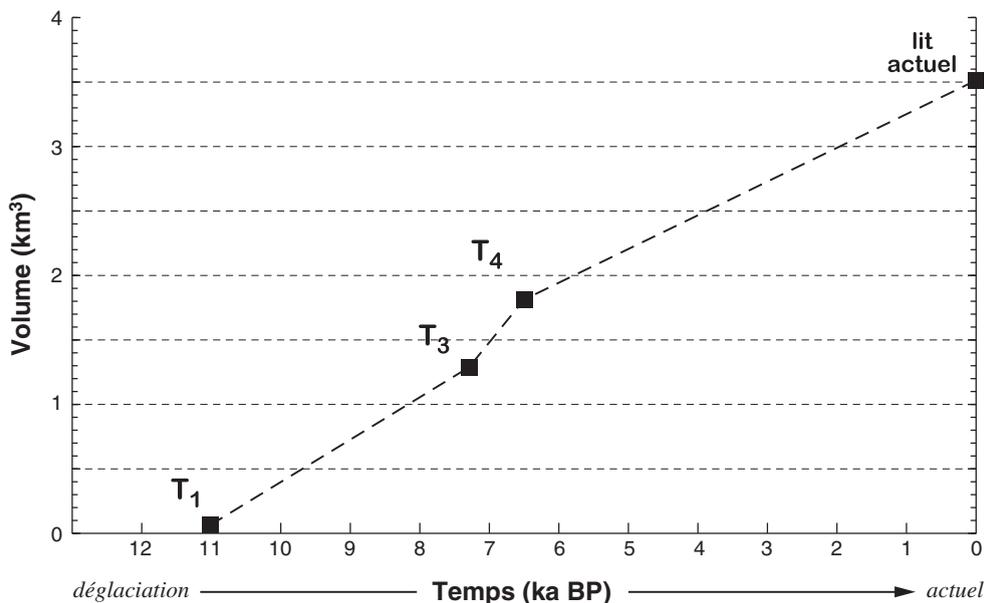


FIG. 2.61: Volumes érodés par la Kuitun He dans la surface supposée de la terrasse T_1 , au moment où le lit de la rivière se trouvait au niveau de T_3 , T_4 , et enfin à l'actuel. Les barres d'erreur de ces estimations ne sont pas figurées, elles sont liées à la grossièreté de la méthode de remplissage virtuel de la vallée (figure 2.60) dont l'imprécision atteint probablement 50%.

soit beaucoup moins épaisse, surtout en moyenne (voir la topographie du cône par rapport aux dépôts adjacents, par exemple sur la figure 2.43).

Le cône s'étendant sur une surface d'environ 600 km^2 , on estime finalement son volume maximal à 30 km^3 (pour une épaisseur moyenne maximale de 50 m).

Dans l'hypothèse plus probable où l'épaisseur moyenne des dépôts sur toute cette surface ne serait par exemple que de 10 m (ce qui reste intuitivement très plausible, dans la mesure où ce cône recouvre un cône plus vieux et ne remplit pas un trou), son volume ne serait alors que de $\sim 6 \text{ km}^3$.

Bien sûr, s'il existait avant le dépôt du cône une vallée aussi profonde que celle de l'actuelle Kuitun He et que la décharge ayant formé le cône a également dû la combler, il faut ajouter quelques 3.5 km^3 à notre estimation.

Quoiqu'il en soit, il est probable que le volume érodé par la Kuitun He au cours de l'Holocène ne soit pas négligeable devant le volume de sédiments mis en place à la déglaciation. Peut-être n'atteint-il pas la moitié du volume du cône, mais il y a moins d'un ordre de grandeur entre les deux quantités.

Ainsi, les rivières jouent pendant leurs phases érosives (comme celle que nous observons au cours de l'interglaciaire actuel) un rôle actif dans le transfert de matière entre la chaîne et le bassin d'avant-pays : après avoir transporté du matériel des hauts reliefs au piémont lors de la mise en place des cônes, elles suscitent en attaquant les cônes un nouveau déplacement de sédiments, mais cette fois du piémont au bassin.

2.6 Autres sites du Tian Shan oriental : piémont Sud et intérieur de la chaîne

2.6.1 Kuqa

Dans la région de Kuqa, plusieurs sites de déformation active ont été repérés et étudiés, essentiellement dans la partie occidentale de l'anticlinal de Yakeng et au front de l'anticlinal de Qiulitage (fig.2.9 et 2.62).

2.6.1.1 Déformation

La déformation des surfaces alluviales du piémont sous l'effet du fonctionnement de l'anticlinal "naissant" de Yakeng est quantifiée à l'aide de mesures topographiques réalisées avec un GPS différentiel.

GPS différentiel

Le principe du GPS différentiel repose sur l'association entre une station GPS de base et d'une station GPS mobile. Par un dialogue radio entre les deux stations, on peut mesurer précisément la position du mobile *relativement* à celle de la base, même si cette dernière n'est qu'approximativement connue. On obtient ainsi des mesures *différentielles* de précision inférieure au centimètre (aussi bien en vertical qu'en horizontal), la position absolue obtenue pour la base n'étant fiable qu'à quelques mètres près.

On parlera de *GPS cinématique* lorsque de longues séries de mesures ont été obtenues sur le terrain par une station mobile *en mouvement continu*, embarquée soit en voiture, soit sur le dos d'un vaillant géologue à pied.

Des profils perpendiculaires à l'axe du pli ont été mesurés sur la surface alluviale majeure, le long d'éventuelles terrasses fluviales et des lits de "rivières" actuelles de deux sites, KUQ-1 et KUQ-2 (fig.2.62). Ces rivières, bien qu'occupant des vallées clairement imprimées dans le relief du pli, sont des cours d'eau éphémères, aux lits à sec pendant la plus grande partie de l'année.

KUQ-1 Ce site se trouve sur la partie la plus occidentale du pli, non loin de sa terminaison Ouest (où s'étend la ville de Kuqa ; fig.2.62).

On y repère aisément la surface alluviale majeure, notée T_1 , qui apparaît en gris sombre sur l'image panchromatique (fig.2.63, gauche). Une terrasse T_2 s'y encaisse, préservée des deux côtés de la vallée à travers toute la largeur du pli (fig.2.63, droite). La rivière actuelle incise cette terrasse de quelques mètres. Son lit forme une vallée large de plusieurs centaines de mètres, au tracé légèrement sinueux formant deux méandres successifs, de longueur d'onde la largeur du pli.

Le long des escarpements d'érosion entre les différentes surfaces apparaissent les bancs interstratifiés de sables sombres et de limons clairs caractérisant les sédiments néogènes du piémont.

Toutes ces surfaces (T_1 , T_2 et le lit actuel) se rejoignent immédiatement en amont et en aval du pli (fig.2.63, gauche et 2.64). Autrement dit, il n'y a pas d'incision fluviale en dehors de la zone déformée : la tectonique est ici entièrement responsable de l'érosion observée.

Quantitativement, on observe que :

- T_1 montre une déformation verticale finie de 22 m environ ; une datation de matière carbonneuse prélevée dans son remplissage place l'abandon de cette terrasse vers 34.2 ± 0.6 ^{14}C ka BP (tableau A.4, p.251, échantillon KUQ1-C) ;
- T_2 montre une déformation verticale finie de 9 m environ ; une datation par OSL de sables prélevés dans son remplissage place l'abandon de cette terrasse vers 10.6 ± 1 ka BP (tableau A.3, p.247, échantillon KUQ-01).

Si l'on accorde foi aux datations effectuées, on déduit de ces données que le taux de soulèvement se rapportant à cette partie de l'anticlinal de Yakeng est de l'ordre de 0.65–0.85 mm/an.

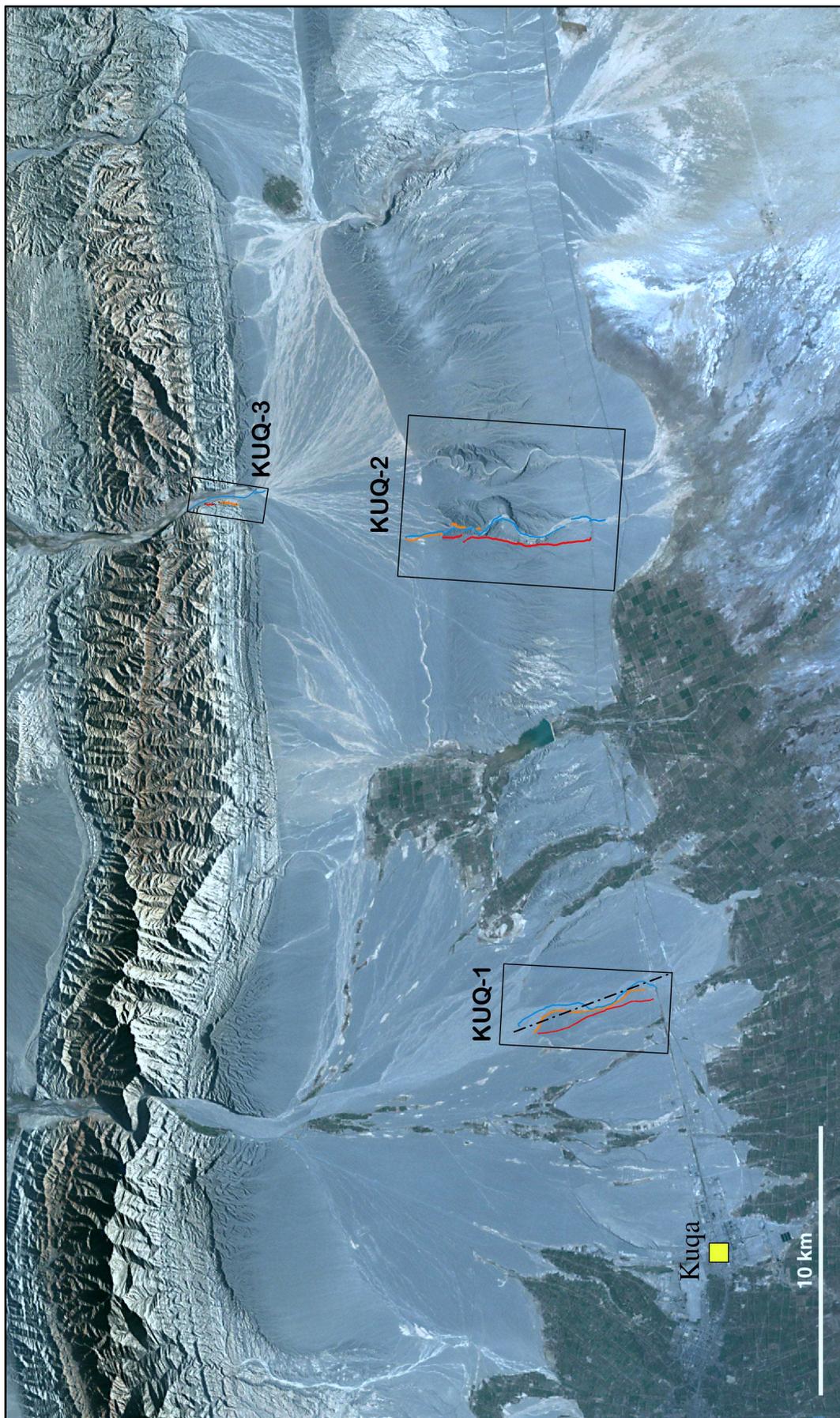


FIG. 2.62: Localisation, sur une image Landsat 7 multispéculaire (voir figure 2.8) des sites étudiés sur le piémont Sud du Tian Shan oriental, dans la région de Kuqa. Les sites KUQ-1 et KUQ-2 se trouvent dans la zone déformée par l'anticlinal de Yakeng, tandis que le site KUQ-3 se rapporte au front de l'anticlinal de Qiulitage (voir figure 2.9).

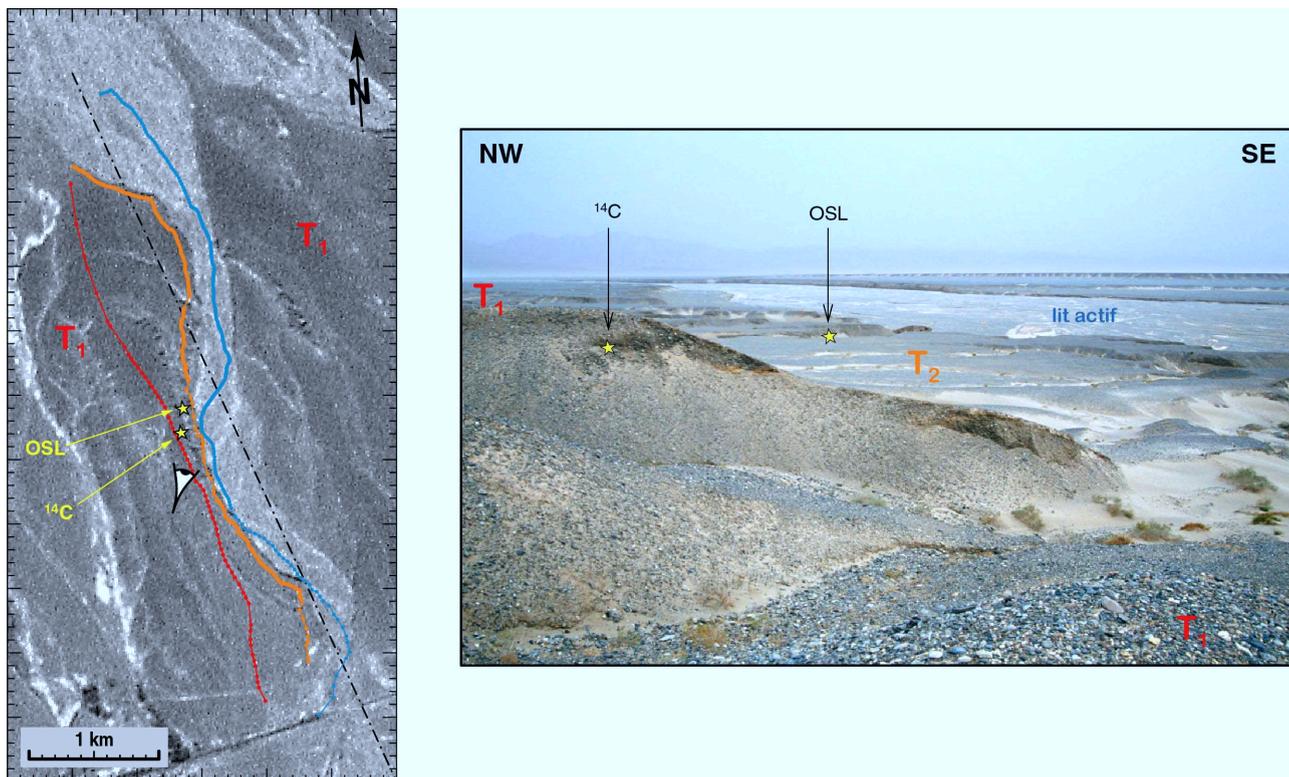


FIG. 2.63: A gauche : localisation, sur image Landsat 7 panchromatique (résolution de 10 m), des mesures topographiques réalisées sur le site KUQ-1 (code de couleurs identique à celui de la figure 2.64). A droite : photo montrant l'aspect des terrasses T_1 et T_2 ; le point de vue est repéré sur l'image satellitaire (Landsat 7 panchromatique). On a également localisé sur les deux vues les endroits où ont été prélevés les échantillons pour datation par ^{14}C et OSL, respectivement KUQ1-C et KUQ-01.

KUQ-2 Localisé à une quinzaine de kilomètres à l'Est de KUQ-1, ce site concerne une partie de l'anticlinal où la déformation apparaît plus développée (fig.2.62).

On repère à nouveau deux niveaux de terrasses T_1 et T_2 , cette dernière n'étant présente que sous forme de rares reliquats visibles en rive gauche, à l'arrière de la crête du pli (fig.2.65).

De même que pour KUQ-1, il n'y a pas d'incision hors du pli (fig.2.66).

L'amplitude verticale du plissement est de :

- ~ 82 m pour T_1 , et
- ~ 24 m pour T_2 .

Ces surfaces n'ont malheureusement pas pu être datées. Cependant, on peut supposer que la surface alluviale T_1 est synchronique de son homologue T_1 du site KUQ-1, puisqu'elles sont en quasi-continuité (fig.2.62). De même, T_2 est la seule terrasse étagée dans T_1 sur chacun des deux sites.

D'autre part, le rapport des déformations entre T_1 et T_2 est ici de 3.2 ; alors que sur le site KUQ-1, le rapport des déformations entre T_1 et T_2 était de 2.4, pour un rapport des âges de 3.4. Il n'est donc pas impossible qu'on puisse corrélérer temporellement les niveaux T_1 et T_2 des deux sites.

Adoptant alors les datations de KUQ-1 pour les terrasses de KUQ-2, on obtient un taux de soulèvement local de 2.2–2.4 mm/an.

KUQ-3 Ce site concerne l'embouchure de la rivière alimentant celle de KUQ-2, à sa sortie de l'anticlinal de Qiulitage (fig.2.62).

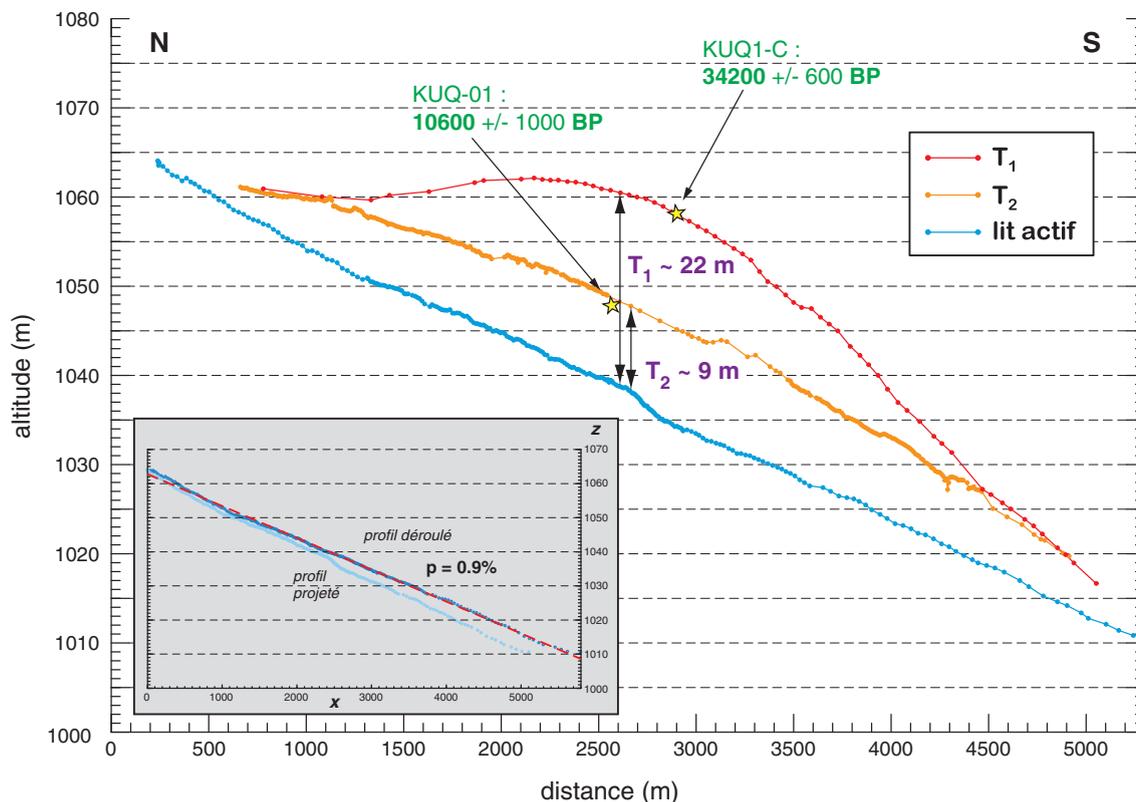


FIG. 2.64: Profils topographiques des terrasses et de la rivière du site KUQ-1, mesurés au GPS cinématique. On en déduit l'amplitude maximale de déformation verticale liée au plissement. Le profil projeté du lit actuel de la rivière semble également déformé, mais on s'aperçoit en le "déroulant" que cette impression est surtout due à la projection des méandres; il demeure néanmoins une bosse de quelques mètres de haut répartie sur quelques kilomètres de large, facilement attribuable au manque de données permettant de dérouler proprement le profil.

On a reporté les âges correspondant aux échantillons KUQ1-C et KUQ-01.

Les reliquats de terrasses qu'on y repère se répartissent en deux séries séparées par une lacune qui ouvre le champ à deux interprétations différentes (fig.2.67 et 2.68). Il s'agit :

- soit de deux terrasses distinctes;
- soit d'une seule et même terrasse, déformée par une (petite) faille située environ 1 km avant le front du pli.

Quoiqu'il en soit, la structure de ce pli est trop complexe, et les données de terrain trop rares, pour qu'on espère quantifier quoique ce soit sur ce site.

On note juste qu'un échantillon de matière organique prélevé dans la surface notée T_1 date son abandon aux alentours de 37.8 ± 0.9 ^{14}C ka BP (tableau A.4, échantillon KUQ3-C). Cet âge rappelle les 34.2 ^{14}C ka BP trouvés pour la terrasse T_1 de KUQ-1. Il pourrait ainsi s'agir de la même surface majeure, réincisée depuis à l'intérieur des deux anticlinaux.

2.6.1.2 Morphologie récente

Cette partie du piémont Sud est loin de présenter la même morphologie que le piémont Nord. Les points remarquables sont les suivants.

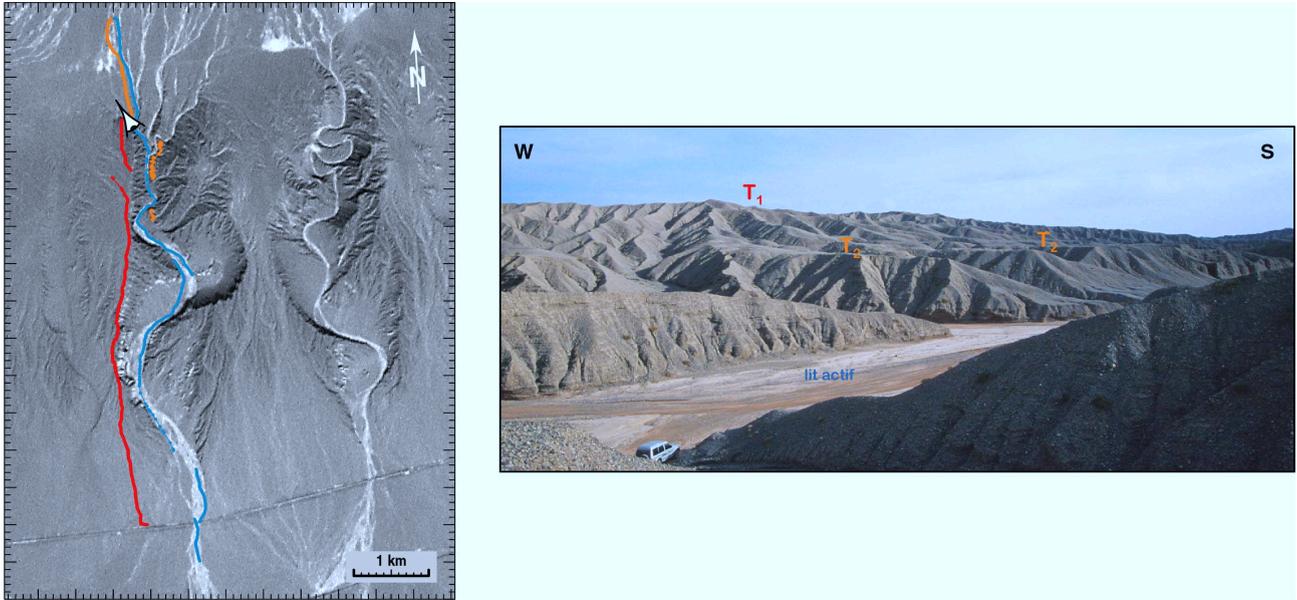


FIG. 2.65: Même légende que la figure 2.63, cette fois pour le site KUQ-2.

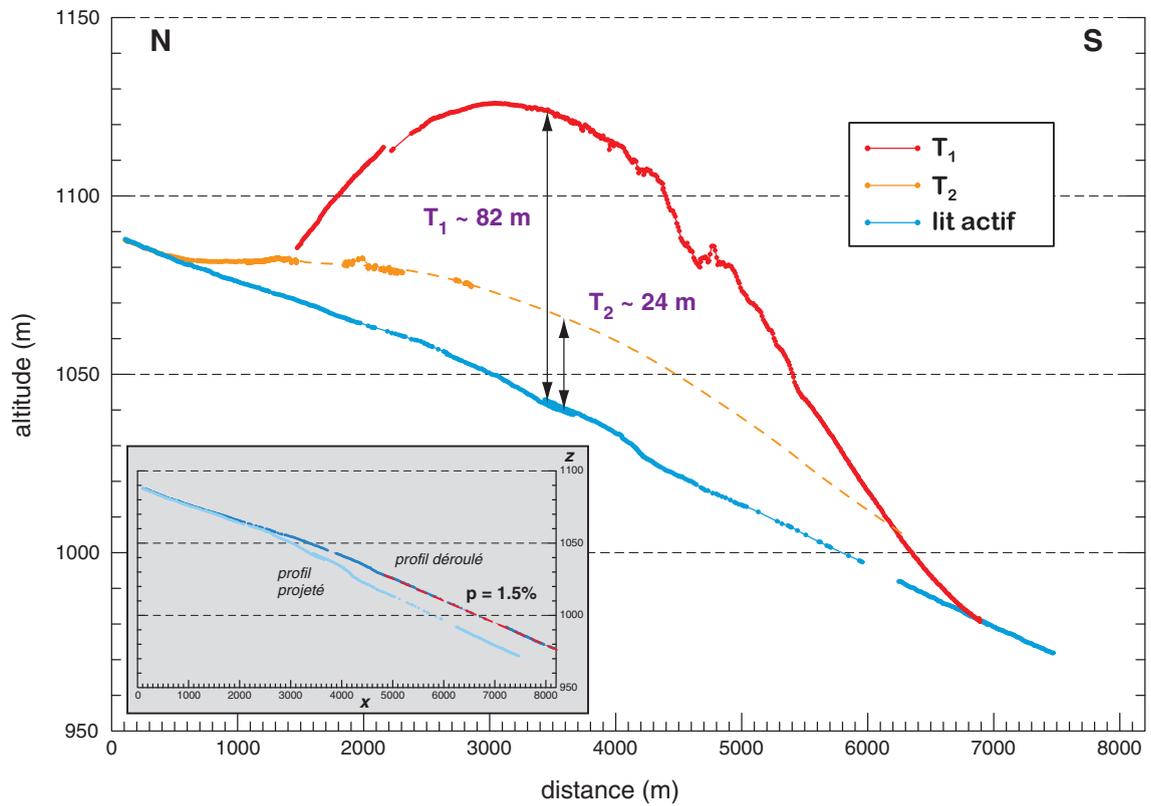


FIG. 2.66: Même légende que la figure 2.64, pour le site KUQ-2.

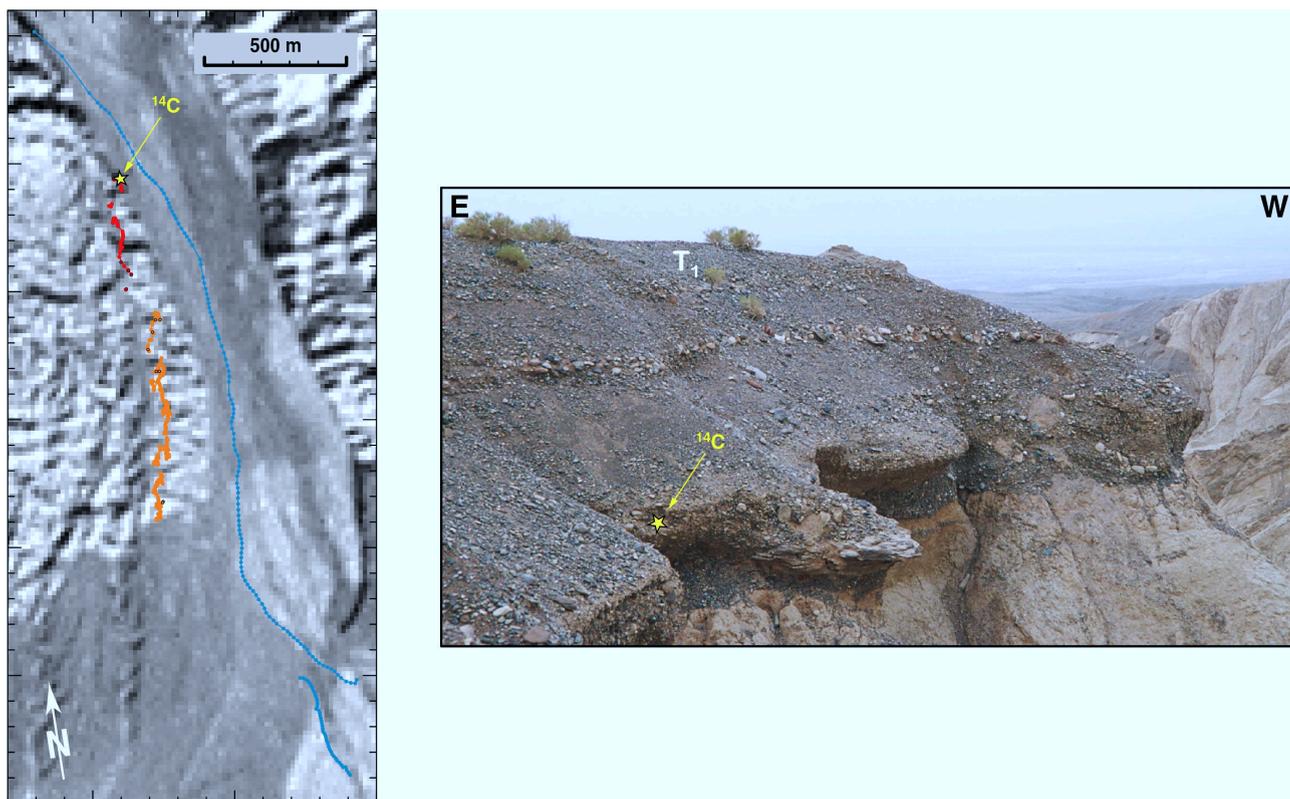


FIG. 2.67: Même légende que la figure 2.63, cette fois pour le site KUQ-3. La photo montre une vue rapprochée des 2–3 m de remplissage fluvatile de T_1 (où a été prélevé KUQ3-C), recouvrant les dépôts limoneux néogènes sous-jacents. C'est de là que provient l'échantillon KUQ3-C.

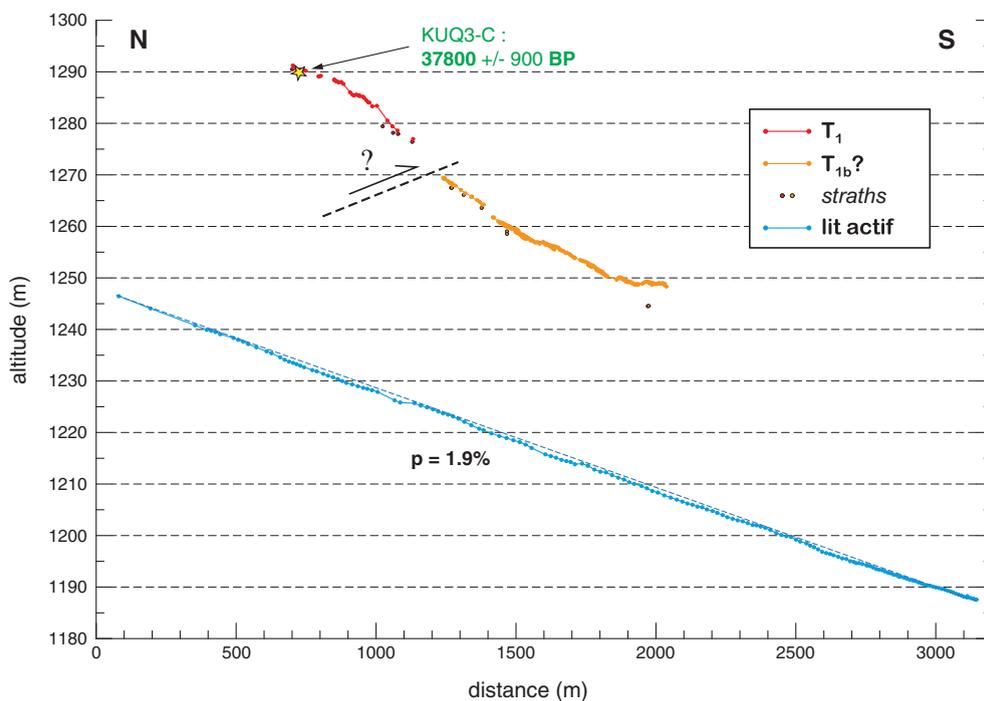


FIG. 2.68: Profils topographiques des terrasses et de la rivière du site KUQ-3, mesurés au GPS cinématique. L'absence de reliquats de terrasses entre les deux groupes de points mesurés empêche d'affirmer qu'il s'agit ou non de la même surface. Si tous ces points repèrent un même niveau de terrasse, alors celle-ci est sans doute affectée par un petit chevauchement.

- Les cônes alluviaux présents à la sortie des plis sont en construction perpétuelle (fig.2.9). Il est bien plus difficile que dans le Nord, voire impossible, de distinguer une chronologie de mise en place des surfaces observées. L'empilement des cônes est continu, aucun ne présente de limites bien dessinées comme les "cônes majeurs" du piémont Nord (§ 2.5.1).
- En conséquence, les rivières n'incisent pas les cônes. Au contraire, elles les alimentent en permanence en sédiments provenant de l'érosion de la haute chaîne et des anticlinaux. Le tracé des cours d'eau diverge sur les dépôts en aval des plis traversés.

Il n'y a incision fluviale que dans les zones déformées par les plis.

- Les rivières qui parviennent à traverser le pli le plus récent (Yakeng) doivent adapter leur géométrie au cours de la déformation. **Elles augmentent ainsi leur sinuosité à mesure que le pli progresse** : alors que la rivière de KUQ-1 amorce doucement ses méandres, ceux de la rivière de KUQ-2 et de sa voisine sont extrêmement développés (fig.2.65). Les vallées de ces deux dernières rivières ont en outre clairement rétréci au cours du temps.

Pentes des rivières On note que les rivières observées ici, bien que très différentes de celles du piémont Nord, présentent néanmoins la même tendance à conserver un gradient constant sur les tronçons d'incision, en s'aidant si besoin est par le développement de méandres. Leurs pentes topographiques sont d'ailleurs du même ordre de grandeur, entre 1 et 2% (fig.2.64, 2.66 et 2.68).

2.6.2 Bayanbulak

Le bassin de Bayanbulak est un bassin intérieur à la chaîne, situé côté Sud du Tian Shan, à l'arrière de la région de Kuqa (voir figure 2.7). Les bordures de ce bassin présentent des évidences de tectonique active, essentiellement localisée le long de plis Est-Ouest, conformes à la structure générale de la chaîne (fig.2.69 et 2.70).

Il s'avère assez difficile d'interpréter la morphologie de l'endroit, aussi bien sur image satellitaire (fig.2.69) que sur le terrain. Le contexte steppique uniformise en effet le paysage, une couche de sol compact recouvre toutes les surfaces et la même végétation rase et sèche s'y développe partout. Des surfaces alluviales ou fluviales d'âges différents peuvent ainsi y apparaître identiques.

On recherche donc autant que possible les escarpements de failles et d'érosion, qui sont les seules structures observables témoignant de l'évolution morphologique et tectonique récente du bassin.

2.6.2.1 Déformation

Trois sites de déformation active ont donné lieu à des mesures topographiques (fig.2.71). Deux d'entre eux (BBK-1 et BBK-2) concernent des plis très rapprochés des reliefs du Nord du bassin, le troisième (BBK-3) concerne une zone plus déformée, située au bord du fond actuel du bassin.

BBK-1 Le site BBK-1 présente deux niveaux de terrasses affectées par un chevauchement Est-Ouest, non loin de son extrémité orientale (fig.2.71 et 2.72).

La terrasse majeure, T_1 , se confond en fait avec la surface topographique supérieure de toute la zone environnante, sur des dizaines de km² (fig.2.71). Un petit escarpement d'érosion assez frais permet de constater la présence d'un remplissage fluvial de sables et graviers, épais de quelques dizaines de centimètres au moins.

Une petite terrasse T_2 s'encaisse dans T_1 de quelques mètres, préservée en rive droite seulement (fig.2.72 et 2.74). Les escarpements entre les surfaces sont très diffus, et masquent sans doute parfois d'anciens reliquats de terrasses.

T_1 et T_2 sont respectivement soulevées de 5 et 10 m par le chevauchement (fig.2.73).

La seule information chronologique dont on dispose est très vague (tableau A.3, échantillon BBK-01). Cependant, elle permet d'exclure l'hypothèse que l'on aurait pu émettre spontanément, que l'abandon de la surface alluviale supérieure ($\sim T_1$) daterait de la dernière déglaciation. En outre, elle fournit



FIG. 2.69: Scène satellitaire multispectrale Landsat 7 (image du 15 octobre 1999, résolution spatiale de 30 m) du bassin de Bayamboulaq (emprise localisée sur la figure 2.7). L'encart situe l'emprise de la figure 2.71.

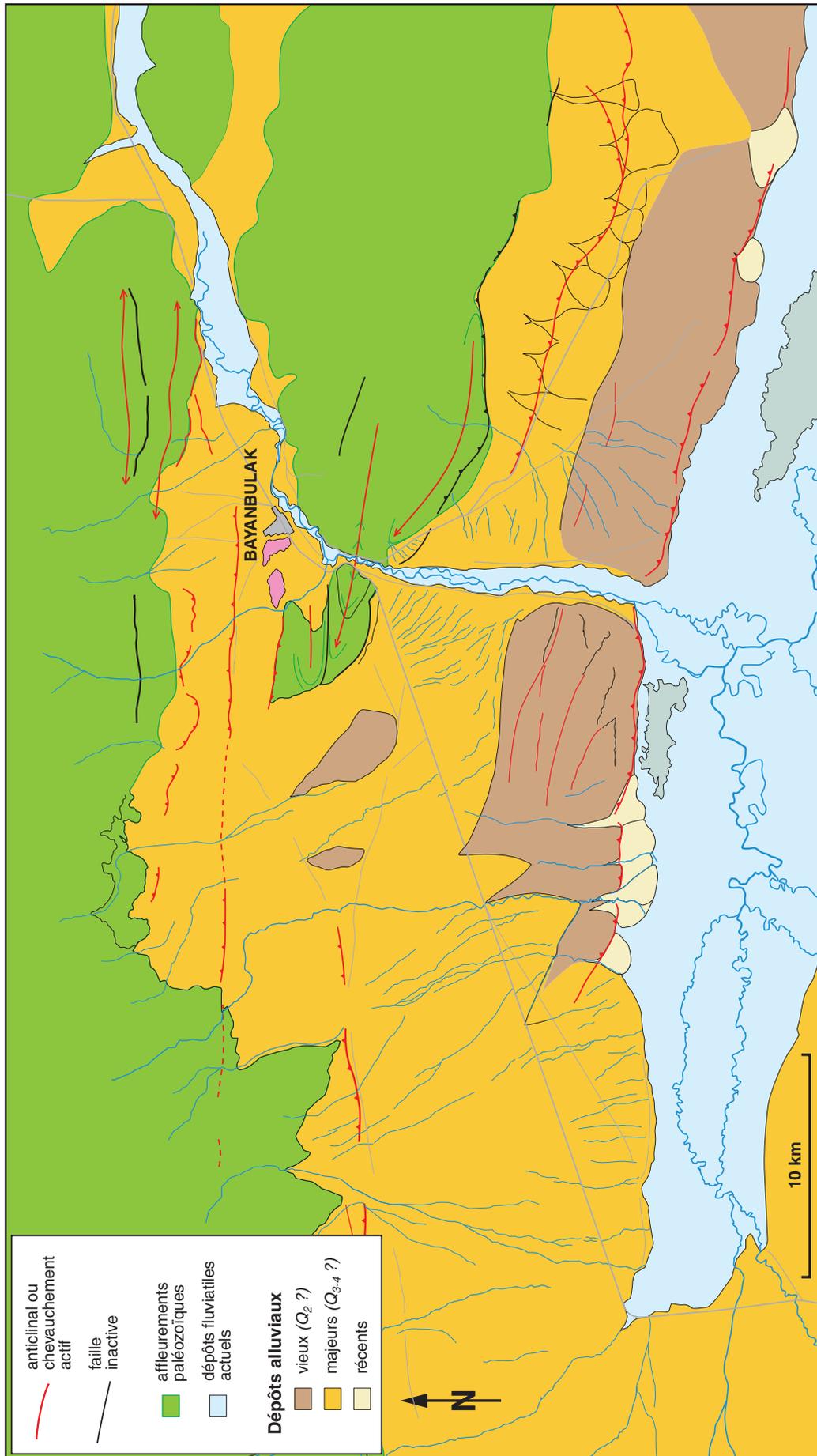


FIG. 2.70: Interprétation tectonique et morphologique de la scène satellitaire de la figure 2.8.

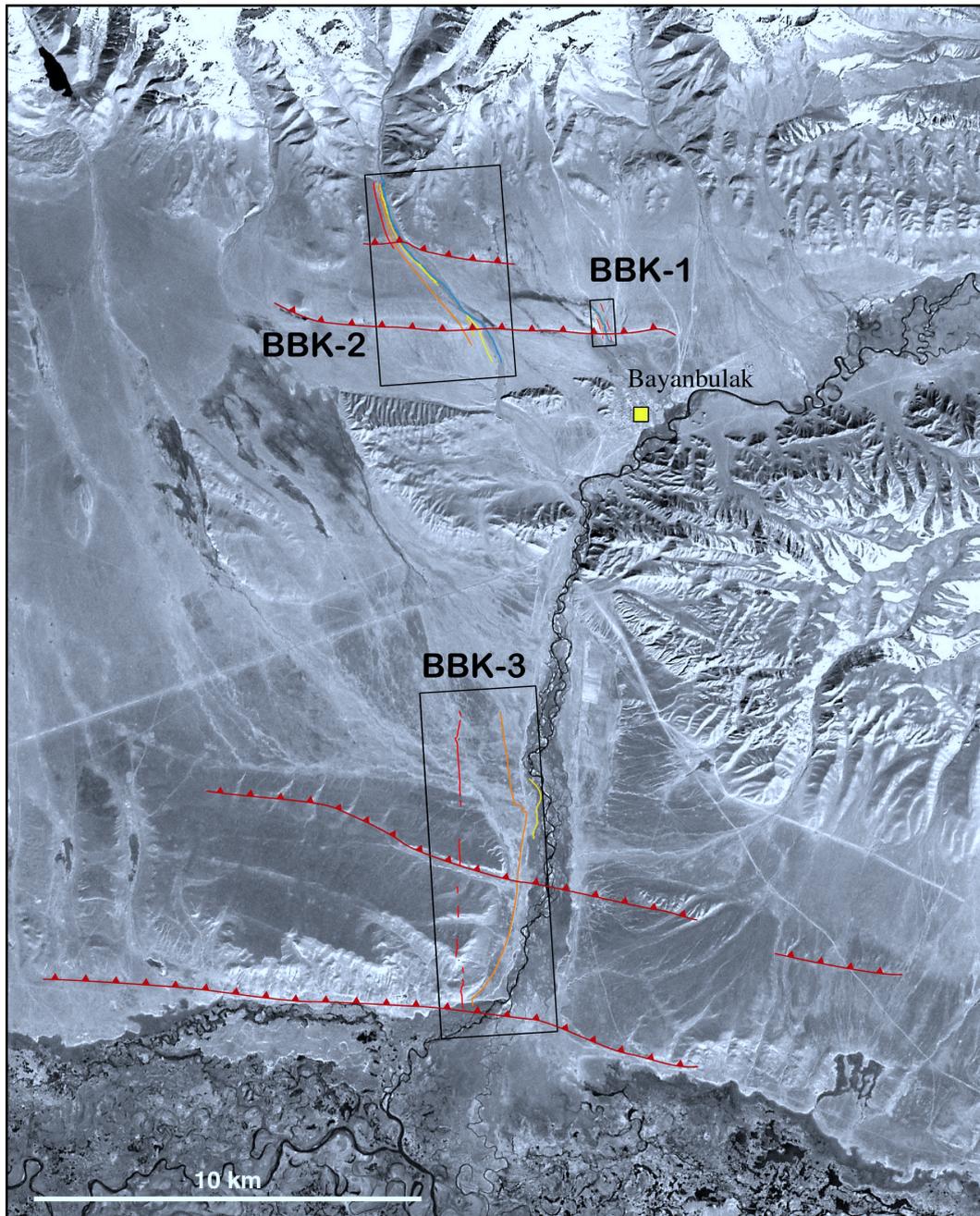


FIG. 2.71: Localisation, sur une image Landsat 7 multispectrale des sites étudiés dans le bassin de Bayanbulak.



FIG. 2.72: Vue sur le terrain des deux petites terrasses du site BBK-1, affectées par un chevauchement à vergence Nord. Le lit actuel de la rivière accommode la déformation en développant sa sinuosité à travers de nombreux petits méandres (d'amplitude ~ 10 m, de longueur d'onde $\sim 20-30$ m). Il en résulte une largeur apparente de fond de vallée d'environ 50 m, pour une largeur effective de lit de l'ordre de 1 à 2 m.

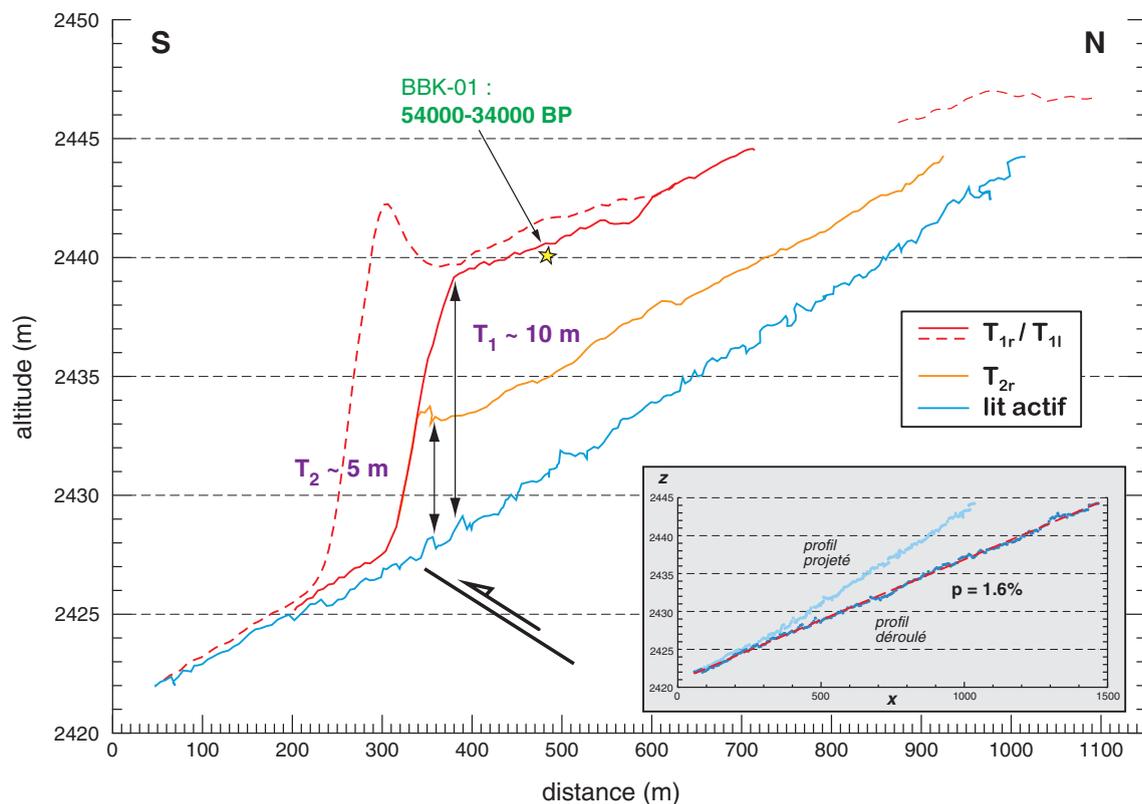


FIG. 2.73: Profils topographiques des terrasses et de la rivière du site BBK-1, mesurés au GPS cinématique. On en déduit le décalage vertical de chaque surface induit par la faille. Le profil déroulé du lit actuel de la rivière apparaît gentiment linéaire. On a reporté la gamme de dates correspondant à l'échantillon BBK-01.

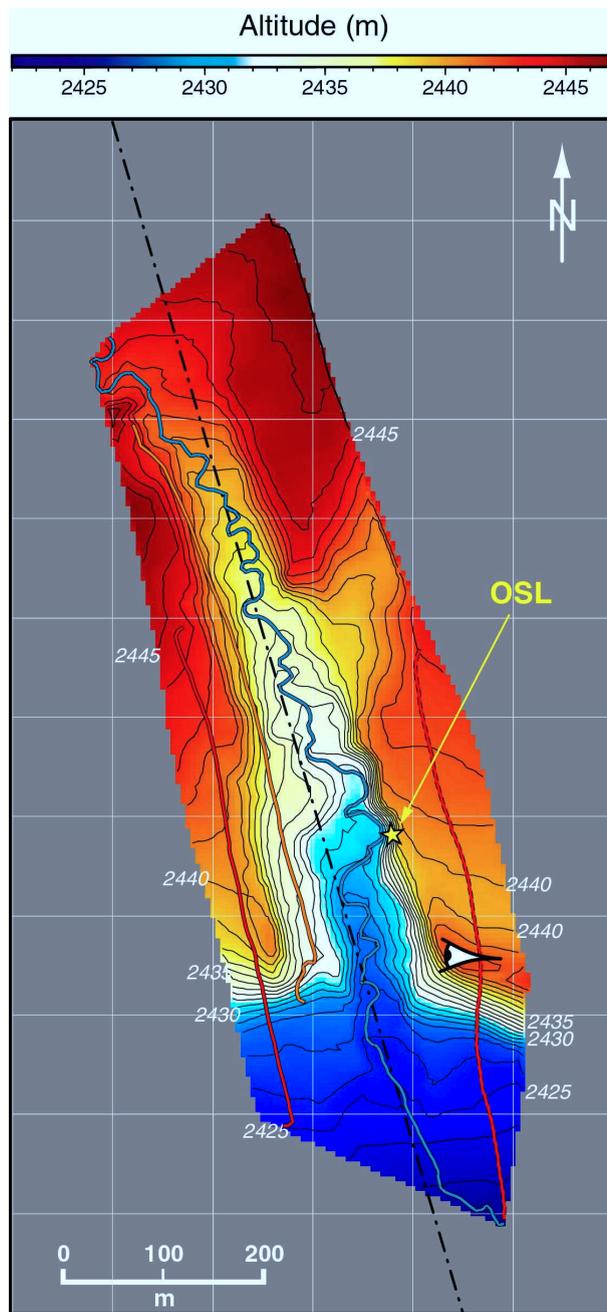


FIG. 2.74: Petit modèle numérique de terrain du site BBK-1, réalisé à partir de mesures topographiques au GPS cinématique (15 km à pied par -10°C, merci Stéphane!). Les profils de terrasses de la figure 2.73 y sont localisés, ainsi que le point de vue de la photo 2.72 et le site de prélèvement de l'échantillon BBK-01 pour datation OSL.

une limite supérieure de 0.7 mm/an pour le taux de raccourcissement local sur la faille, si celle-ci a un pendage de 30°.

BBK-2 Le site BBK-2 exhibe plusieurs niveaux de terrasses, notamment déformées par le même chevauchement que le site BBK-1 précédent (fig.2.71, 2.76 et 2.77).

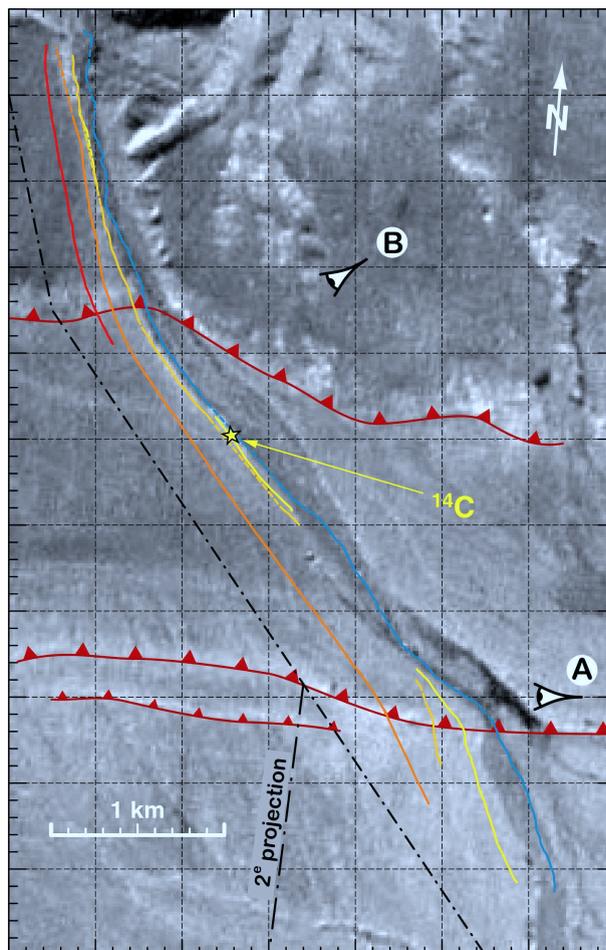


FIG. 2.75: Localisation, sur image Landsat 7 panchromatique (résolution de 10 m), des mesures topographiques réalisées sur le site BBK-2 (code de couleurs identique à celui de la figure 2.78). On a également localisé les points de vue des photos 2.76 et 2.77, ainsi que l'endroit où a été prélevé l'échantillon BBK2-C, pour datation par radiocarbone.

T_1 correspond au même niveau que sur le site BBK-1. S'y encaissent deux petites terrasses successives T_2 et T_3 , discontinues le long de la rivière (fig.2.75 et 2.78).

En amont, là où la rivière émerge juste des hauts reliefs anciens, on constate que la série de terrasses T_1 à T_3 est elle-même encaissée dans une surface plus vieille, notée T_0 . Un autre chevauchement affecte cette partie des terrasses, qui a sans doute fonctionné avant celui du Sud (fig.2.75). Mais les deux ont joué pendant la même période récente, puisqu'ils déforment tous deux les terrasses T_1 à T_3 .

Nous n'avons trouvé à dater d'un peu de matière organique dans T_3 , à la base d'une couche de loess recouvrant un remplissage fluvial grossier (fig.2.79). Cette date apparaît plus reculée qu'on ne s'y attendait, comme dans le cas de l'échantillon de T_1 prélevé sur le site BBK-1. Comme il s'agit de poussière charbonneuse, il se peut très bien qu'elle provienne d'un remaniement quelconque, par exemple si elle a été apportée là après avoir été arrachée à une surface antérieure située en amont.

On ne peut donc malheureusement pas mieux quantifier les choses que sur le site BBK-1.

BBK-3 Le site BBK-3 concerne une autre zone chevauchante que la précédente, responsable du soulèvement de surfaces situées tout au bord du fond du bassin actuel (fig.2.71).



FIG. 2.76: Vue sur le terrain des terrasses du site BBK-2, affectées par un chevauchement à vergence Nord (le plus au Sud, sur la figure 2.75 par exemple).



FIG. 2.77: Autre vue sur le terrain des mêmes terrasses que la photo précédente.

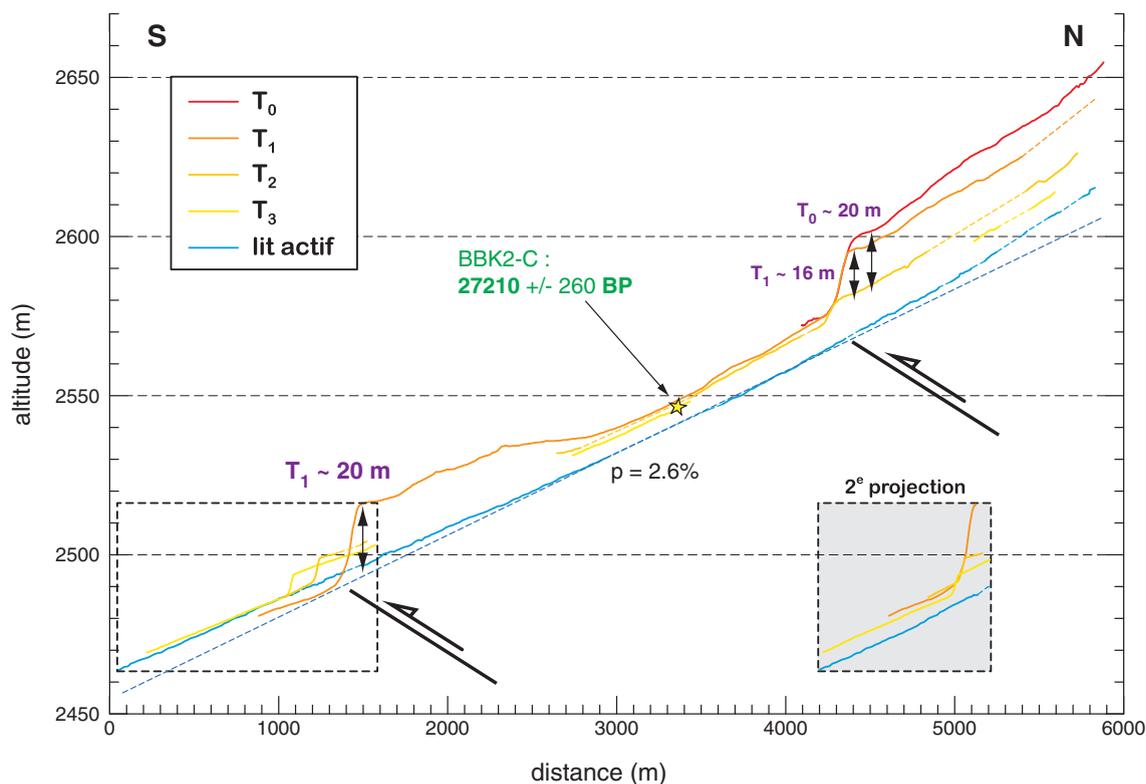


FIG. 2.78: Profils topographiques des terrasses et de la rivière du site BBK-2, mesurés au GPS cinématique. Les décalages verticaux des surfaces montrent clairement la présence de deux chevauchements les affectant. On a reporté la date obtenue par datation au radio-carbone de l'échantillon BBK2-C.

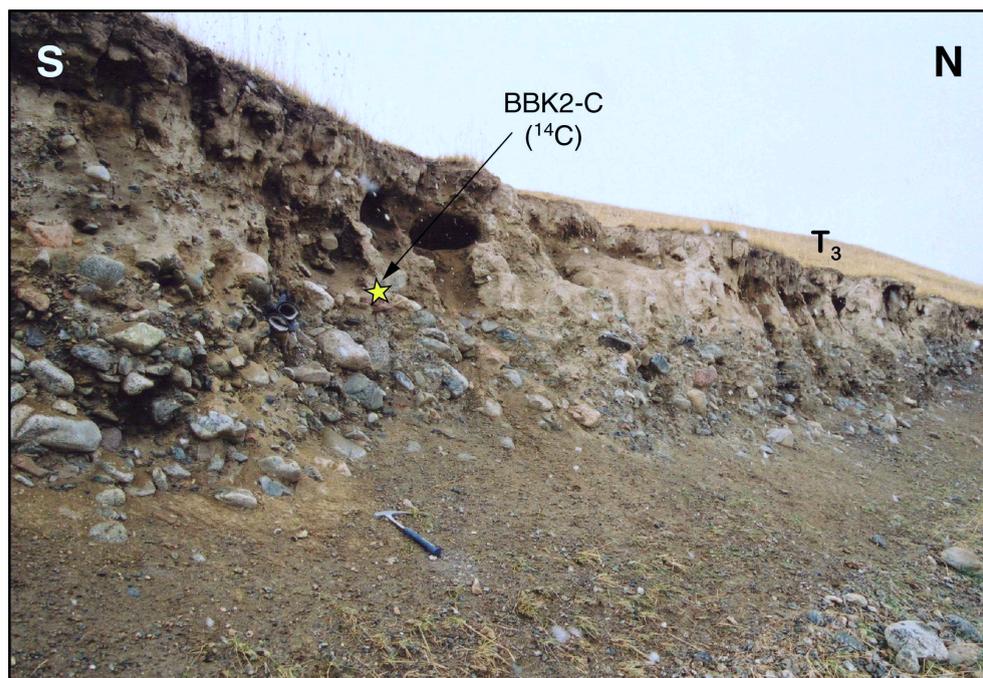


FIG. 2.79: Photo du site d'échantillonnage de BBK2-C dans la terrasse T_4 , entre la couverture de loess et le remplissage fluvial grossier sous-jacent.

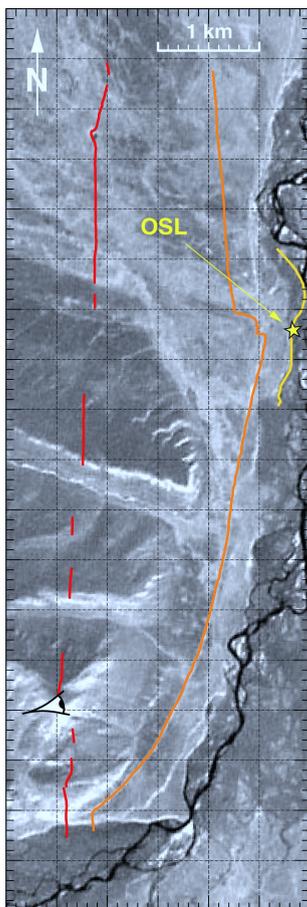


FIG. 2.80: Localisation, sur image Landsat 7 panchromatique (résolution de 10 m), des mesures topographiques réalisées sur le site BBK-3 (code de couleurs identique à celui de la figure 2.82). On a également localisé le point de vue de la photo 2.81, ainsi que l'endroit où a été prélevé l'échantillon de loess BBK-03, pour datation par OSL de la terrasse T_3 .

La terrasse T_1 présente une surface très érodée, profondément ravinée, clairement affectée par deux chevauchements (fig.2.80 et 2.82).

S'y encaissent une terrasse basse et large notée T_2 , beaucoup moins déformée que T_1 (fig.2.81), et une toute petite terrasse T_3 à peine préservée, située environ 4 m seulement au-dessus du lit actuel de la rivière.

Cette dernière terrasse présente une couverture de loess compact et très homogène surmontant son remplissage fluvial, seul matériel susceptible d'être daté (voir figure A.14). La gamme chronologique obtenue pour l'échantillon BBK-03 (tableau A.3) est assez vague, mais permet tout de même de situer l'abandon de cette micro-terrasse aux alentours de la dernière déglaciation ($\sim 14-9$ ka BP).

Cette indication laisse entendre que la terrasse dite T_2 pourrait facilement être aussi vieille que le niveau T_1 des sites précédents (BBK-1 et BBK-2). En outre, il n'est pas impossible que la mise en place de la surface ici repérée T_1 remonte à plus d'un cycle glaciaire.

2.6.2.2 Morphologie récente

Les traits morphologiques de ce bassin le distinguent nettement du piémont Nord.

- La petite rivière du site BBK-1 réagit à la déformation de manière analogue aux cours d'eau traversant l'anticlinal de Yakeng, dans le piémont Sud : elle s'adapte au soulèvement en augmen-



FIG. 2.81: Vue sur le terrain de la terrasse T_2 du site BBK-3, depuis T_1 qui la surplombe.

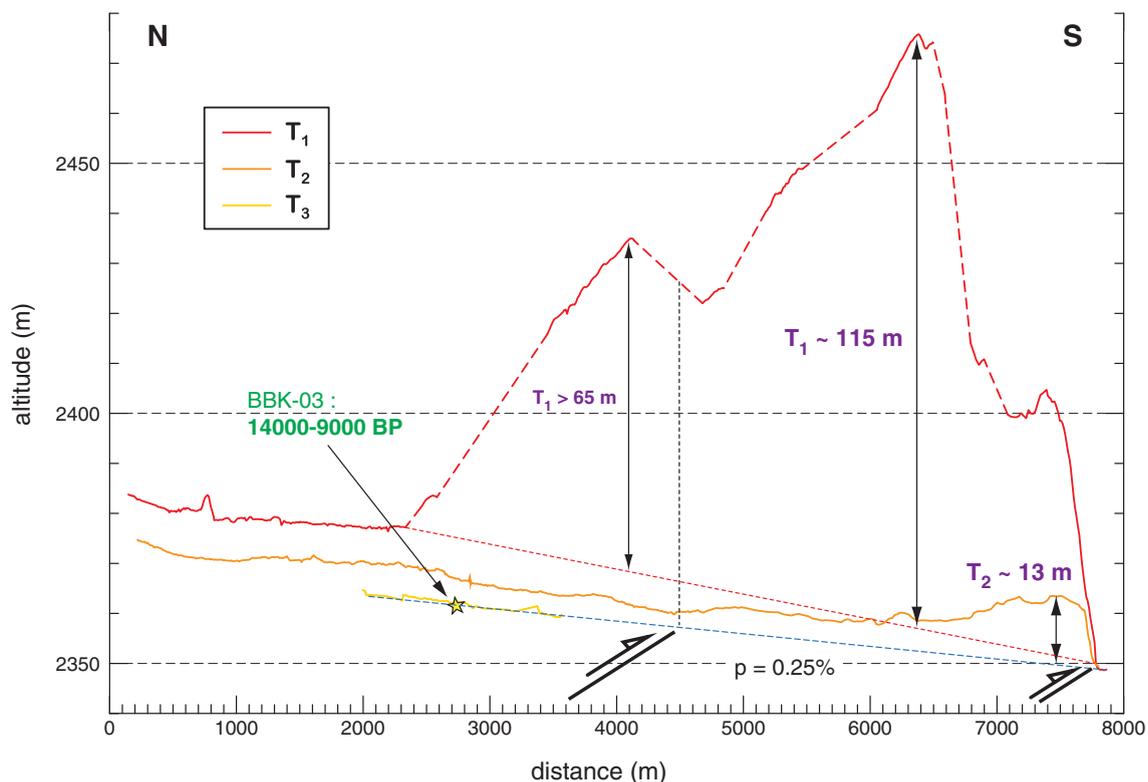


FIG. 2.82: Profils topographiques des terrasses du site BBK-3, mesurés au GPS cinématique. Le profil de la rivière se déduit en fait de la surface T_3 , qui n'est pratiquement pas incisée. On a reporté la gamme de dates obtenue par datation par OSL de l'échantillon BBK-03.

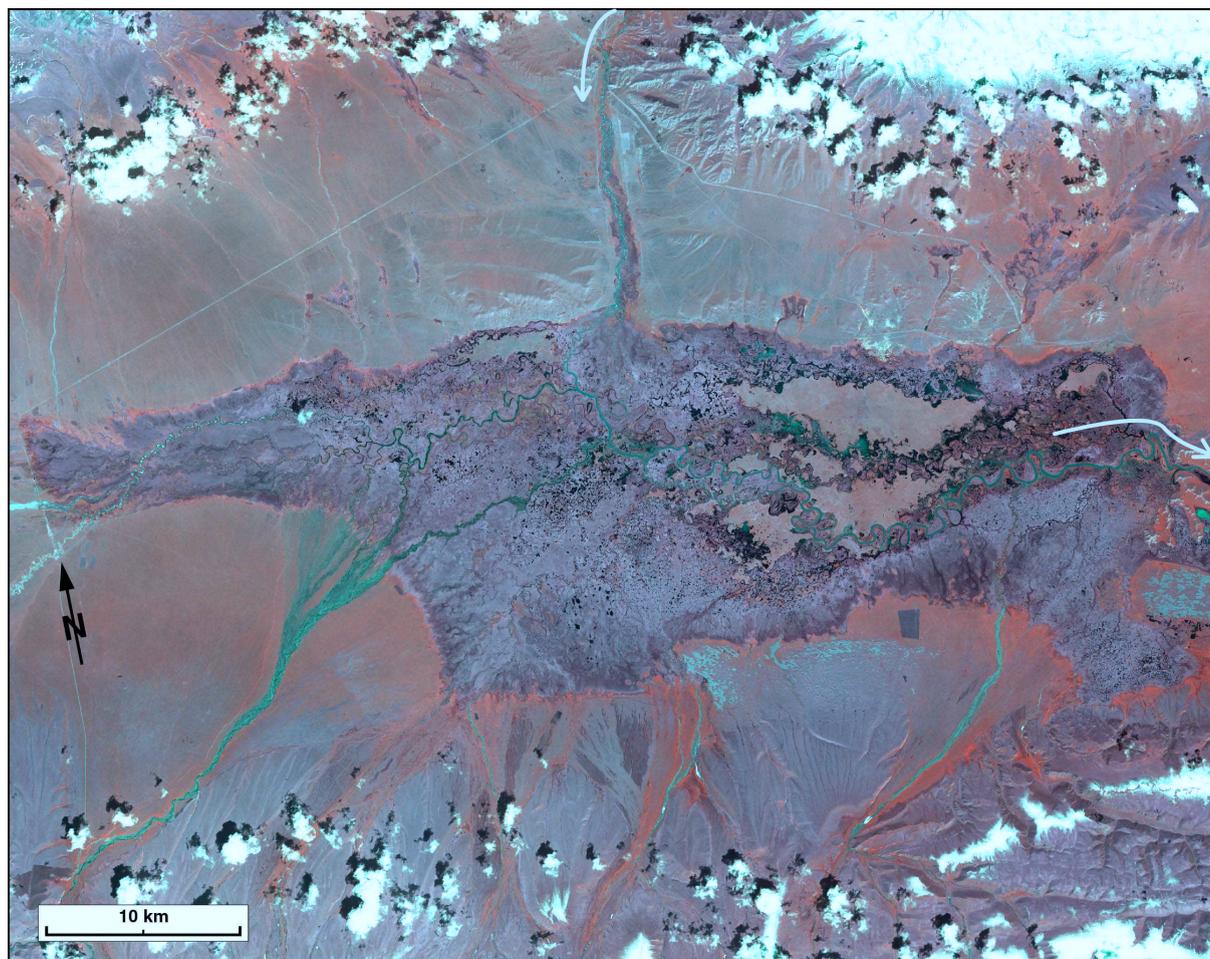


FIG. 2.83: Extrait d'une image Aster multispectrale du bassin de Bayanbulak. On voit clairement que la rivière majeure tend à s'arrêter dans le fond très plat du bassin, qui consiste en un grand marécage. Son exutoire se trouve à l'extrême Est de cette zone.

tant sa sinuosité. Les nombreux petits méandres qu'elle crée (d'amplitude ~ 10 m, de longueur d'onde $\sim 20\text{--}30$ m) lui permettent de conserver un gradient relativement faible (1.6%, fig.2.73) malgré l'escarpement (fig.2.72).

- De même que dans le piémont Sud, il n'y a incision fluviale que là où il y a déformation. On n'observe pas d'érosion en dehors des zones soulevées.

Pentes des rivières La rivière principale qui traverse le bassin atteint un gradient dérisoire sur le site BBK-3 (moins de 0.25%, voir figure 2.82). Le fond du bassin apparaît pratiquement plat, et la rivière y erre un moment avant de poursuivre sa route vers le Sud (fig.2.83).

Les deux autres rivières du Nord du bassin ont des gradients moyens liés à la pente des dépôts alluviaux, de l'ordre de 1.5–3% (fig.2.73 et 2.78).

2.7 Conclusion

Le piémont joue un rôle essentiel en tant que zone bordière d'une chaîne de montagnes, puisque les deux phénomènes suivants s'y produisent (fig.2.84) :

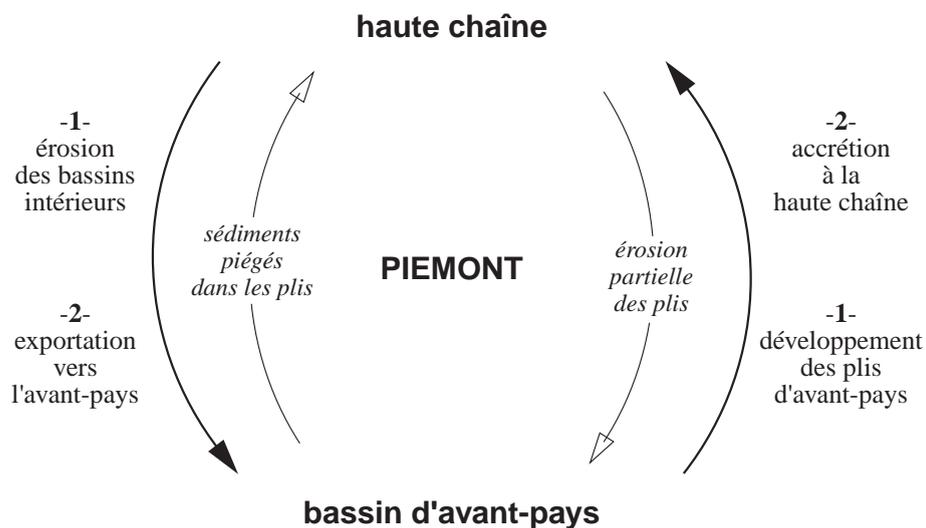
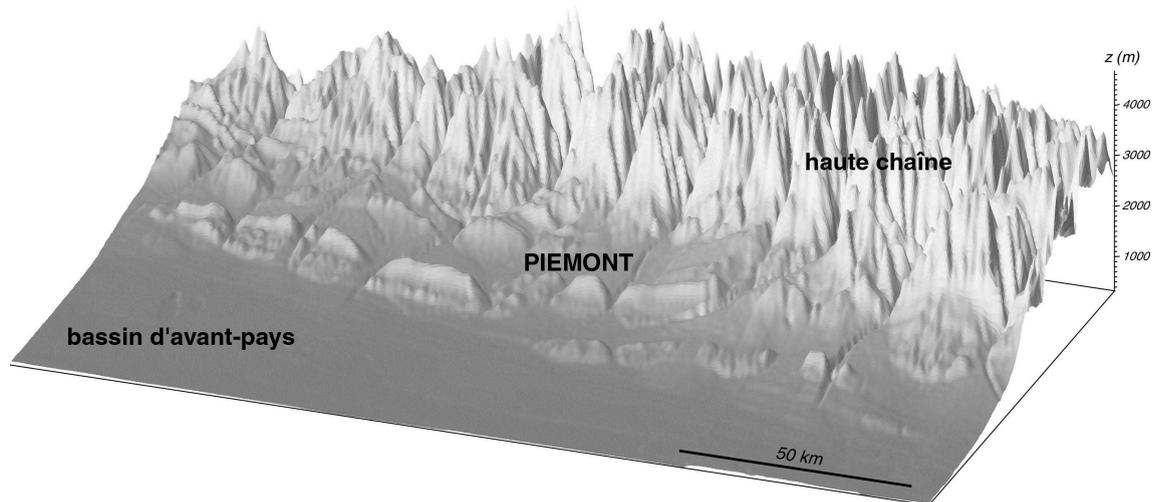


FIG. 2.84: Diagramme récapitulatif de manière très simplifiée les flux de matière qui transitent par un piémont, entre une chaîne de montagnes et son bassin d'avant-pays (la topographie présentée en guise d'exemple est celle du piémont Nord du Tian Shan oriental).

1. C'est surtout là que la déformation progresse : la compression à laquelle sont soumis les terrains induit failles et plis dans les sédiments de l'avant-pays. L'ultime étape du développement de ces structures est l'accrétion des couches déformées à la haute chaîne.
2. En contre-partie de cette matière transférée de l'avant-pays à la chaîne, un flux de matériel traverse le piémont en sens inverse : les produits érodés dans la haute chaîne sont exportés vers le bassin d'avant-pays, via le piémont où ils restent éventuellement temporairement stockés.

Naturellement, une partie des plis du piémont est érodée et exportée vers l'avant-pays, tandis qu'une fraction du flux de sédiments provenant de l'érosion de la chaîne est piégée à l'arrière des plis et finit accrétée à la chaîne.

Le piémont est donc un lieu d'importance majeure où se déroulent les échanges de matière entre la chaîne et son bassin d'avant-pays.

L'exemple du Tian Shan oriental illustre bien cette fonction de "zone de transit". On y retrouve les influences classiques en contexte de piémont, du forçage tectonique à long terme, et climatique à court terme (Ritter *et al.*, 1995).

La distinction entre piémonts Nord et Sud nous montre cependant que les transferts "chaîne vers avant-pays" peuvent adopter des rythmes différents selon le contexte.

2.7.1 Evolution cyclique du piémont Nord

Comme nous l'avons observé, les processus de surface qui affectent le paysage du piémont Nord sont loin d'être stationnaires. L'évolution récente que nous déduisons de l'étude du piémont dans son état actuel comprend deux phases successives :

1. une **phase de dépôt alluvial** : la mise en place de cônes alluviaux majeurs, correspondant à une décharge sédimentaire sans doute aussi brutale qu'importante ;
2. une **phase érosive** : après l'abandon de ces surfaces, leur incision par les rivières principales drainant la chaîne, qui s'encaissent profondément le long de leurs tronçons joignant la haute chaîne à l'avant-pays.

En utilisant les données géochronologiques recueillies (datations de terrasses fluviales) et les rapports de déformation entre les différentes surfaces, nous suggérons que les cônes majeurs décrits ont été abandonnés lors de la dernière déglaciation, vers 12 ± 2 ka BP. Le matériel constituant ces cônes résulterait de l'érosion des bassins versants montagneux durant la dernière période glaciaire ; le début de la déglaciation aurait libéré ces volumes de matériel détritique sous la forme de décharges sédimentaires massives, transportées jusque dans le piémont grâce aux décharges d'eau également associées à la déglaciation.

La comparaison du volume des cônes au flux sédimentaire reçu par l'avant-pays (Métivier & Gaudemer, 1997) montre néanmoins qu'ils ne représentent pas *toute* la matière exportée lors d'un cycle glaciaire. Leur abandon marque simplement la fin d'une période pendant laquelle le piémont s'est épaissi.

La phase érosive correspondrait de son côté à l'histoire holocène du piémont : les rivières cessent d'alimenter le piémont en sédiments et consacrent alors toute leur énergie à creuser de profondes vallées dans les récents dépôts, transportant de cette manière un certain volume de matériel du piémont vers l'avant-pays.

L'incision fluviale est donc ici transitoire, et n'a pas de lien direct avec la tectonique qui affecte la région. Autrement dit, on ne peut absolument pas dans notre cas déduire un taux de soulèvement tectonique du taux d'incision verticale des rivières, comme il est souvent pratiqué dans les études néotectoniques ayant recours aux terrasses fluviales (Merritts *et al.*, 1994; Pazzaglia *et al.*, 1998; Lavé & Avouac, 2000).

Notons que notre travail conteste une étude antérieure qui faisait débiter cette phase érosive locale avant le dernier maximum glaciaire (Molnar *et al.*, 1994). Cette interprétation était en effet basée sur des datations aux cosmogéniques des terrasses de la Kuitun He que les résultats de nos mesures d'OSL sur les mêmes surfaces contredisent clairement. Molnar *et al.* (1994) en arrivaient à proposer que les périodes glaciaires induisent l'élargissement des vallées, alors que nous suggérons que cet élargissement se produit au contraire au début de la phase d'incision, donc au début de l'interglaciaire.

Etant donnée la nature des processus en jeu, l'importance du climat est primordiale dans cette évolution, de par son influence directe sur l'hydrologie des bassins et des rivières. On est donc tenté d'interpréter la cyclicité du fonctionnement du piémont suivant un schéma classique résultant de la cyclicité du climat (e.g., Porter *et al.*, 1992; Carretier, 2000), les changements abrupts de ce dernier entraînant les variations brutales de comportement géomorphologique observées dans le piémont.

1. En période glaciaire, les bassins versants de la haute chaîne, mal drainés mais très altérés de par la rigueur du climat (Brozović *et al.*, 1997), accumulent des produits d'érosion sans pouvoir les exporter efficacement au fur et à mesure.

2. Lors de la déglaciation majeure d'un cycle (transition glaciaire/interglaciaire), le climat devient brutalement plus humide. Une grande quantité d'eau est soudain disponible pour charrier toute cette matière stockée à la sortie des bassins, dans le piémont, où la majeure partie des sédiments s'arrête pour constituer de grands cônes alluviaux.
3. Peu après, lorsque l'essentiel du matériel sédimentaire a été exporté des bassins, le climat interglaciaire maintient des conditions hydrologiques telles que les rivières peuvent alors concentrer leur capacité de transport sur l'érosion du piémont ; elles s'y encaissent dans de profondes vallées, occasionnant ainsi une deuxième phase de transport d'une partie des sédiments, cette fois du piémont vers l'avant-pays.
4. A la fin de l'interglaciaire, le retour d'un climat rude met probablement fin à l'épisode d'érosion fluviale du piémont, et le cycle peut recommencer.

L'influence du climat sur le piémont se traduit par un fonctionnement en cycles de phases de transport distinctes, corrélées aux événements climatiques liés aux successions glaciation-déglaciation. Elle agit ainsi sur l'évolution à moyen et court terme de la morphologie du piémont.

Au contraire, le forçage tectonique intervient sur le long terme, en permettant l'accrétion progressive des sédiments piégés dans les surfaces alluviales du piémont.

2.7.2 Distinction entre le piémont Nord et d'autres contextes

Le schéma de la figure 2.84 reste valable pour toute transition chaîne/avant-pays en général.

Par contre, la chronologie proposée pour le piémont Nord du Tian Shan, pourtant déjà observée dans d'autres régions voisines (Owen *et al.*, 1997; Grunert *et al.*, 2000) ou lointaines (Fuller *et al.*, 1998; Bridgland, 2000), semble ne pas s'appliquer dans tous les contextes.

Notre étude montre en particulier que le piémont Sud de cette même chaîne adopte un comportement différent, en particulier à court et moyen terme.

- On ne corrèle pas de surface alluviale majeure avec la dernière déglaciation, comme dans le cas du piémont Nord. Ici, la sédimentation au sortir de la haute chaîne est continue, et ne forme pas de cônes alluviaux bien dessinés à l'exutoire de chaque bassin versant. Les dépôts se superposent et s'enchevêtrent constamment et partout, progressivement, de l'entrée dans le piémont au bassin d'avant-pays.
- En conséquence, les rivières drainant le flanc Sud du Tian Shan n'érodent pas les sédiments du piémont : elles débouchent de la chaîne saturées en sédiments, et ne peuvent plus que déposer – et ce, quelle que soit la phase climatique en cours.

Seules les zones de déformation active donnent lieu à de l'érosion fluviale, où l'on peut alors considérer que l'incision compense exactement le soulèvement tectonique.

Les contextes des piémonts Sud et Nord étant de prime abord voisins, l'explication de ces différences d'évolution morphologique à court terme n'est pas immédiate. Comme l'influence climatique domine sur l'échelle de temps concernée, on peut suggérer que les conditions plus arides de la région Sud favorisent l'alimentation continue des dépôts alluviaux (Allen *et al.*, 1994). En effet, du fait de l'aridité du climat, les précipitations surviennent surtout sous forme d'événements brefs et peu fréquents, entraînant des crues ponctuelles mais importantes. Or, un régime de crues facilite les transferts de matériel sédimentaire (Molnar, 2001), surtout s'il s'applique à des rivières éphémères plutôt que pérennes (Hooke & Mant, 2000).

Starkel (1998) insiste sur l'asymétrie Nord/Sud des processus affectant les versants dans les zones désertiques d'Asie Centrale. Il affirme que les versants exposés au Sud subissent une altération beaucoup plus forte, essentiellement du fait d'une activité éolienne plus intense que dans les versants Nord.

Cette interprétation semble appuyée par le fait que la vallée de la Keriya, le long du versant Nord qui fait la transition entre montagnes des Kunlun et bassin du Tarim, a connu une évolution

morphologique analogue à celle des rivières du piémont Nord du Tian Shan durant le dernier cycle glaciaire (Hövermann & Hövermann, 1991).

Néanmoins, pour alimenter les cônes, les rivières doivent éroder efficacement avant de sortir de la chaîne, et déposer dès l'arrivée dans le piémont, donc ne plus avoir de potentiel d'érosion à cet endroit. Il n'est pas certain que la simple aridité du climat local puisse justifier d'un tel comportement.

A l'intérieur de la chaîne, les bordures du bassin de Bayanbulak montrent à nouveau l'absence de cycles “*dépôt de cônes / incision fluviale*” corrélés aux cycles climatiques dominants.

Cependant, l'activité alluviale y apparaît moins continue que dans le piémont Sud — probablement nettement moins intense en interglaciaire. Par contre, elle est sans doute beaucoup plus continue durant les périodes glaciaires que dans le piémont Nord, car le climat général de ce bassin intra-montagneux reste toujours rigoureux du fait de son altitude moyenne élevée (>2400 m).

Quoiqu'il en soit, on observe dans cette zone comme dans le piémont Sud l'absence d'incision fluviale en dehors des plis actifs. A cet endroit de la chaîne, les aires drainées sont petites et alimentent encore peu les rivières du bassin. Les faibles débits qui en résultent justifient en partie l'absence d'incision, ce qui n'est pas le cas des rivières du piémont Sud, qui sont seulement trop chargées en sédiments.

Le point commun entre les cours d'eau incisant les plis du bassin de Bayanbulak comme du piémont de Kuqa est l'adaptation des tracés au forçage imposé par le soulèvement tectonique : non capables de conserver leur gradient constant en incisant tout droit à travers les plis (cas du piémont Nord), ces rivières méandrent autant que la déformation l'exige (de plus en plus à mesure que celle-ci progresse).

Au Sud et dans l'intérieur de la chaîne, l'influence du climat sur les piémonts ne suit pas de cycles marqués. Elle agit au contraire continûment, sans transition brutale visible en dehors des zones rendues particulièrement sensibles par la déformation. L'incision fluviale ne peut se produire que dans les plis, où elle réagit aux changements climatiques importants par l'abandon de terrasses, et au soulèvement tectonique par le développement de méandres.



Les néophytes s'enfoncent en fredonnant joyeusement et bientôt se délectent, avec un ravissement puéril, de l'histoire de cette pierre-ci, de cette bruyère-là. Je m'explique : un mince vernis de réalité immédiate recouvre la matière, naturelle ou fabriquée, et quiconque désire demeurer dans le présent, avec le présent, sur le présent, doit prendre garde de n'en pas briser la tension superficielle. Sinon, le faiseur de miracles inexpérimenté cesse de marcher sur les eaux pour descendre debout parmi les poissons ébahis. La suite dans un instant.

V. Nabokov, "La Transparence des Choses" (1972).

Chapitre 3

Erosion fluviale

Indeed, the outlook is obscured by the very number of published theories. For example, the engineer research student, encouraged by degree thesis requirements to advance a new theory rather than to verify existing concepts, is able to find somewhere in the literature, and to quote, support for an assumption which best suits his arguments.

R.A. Bagnold, 1966.

3.1 Introduction

Nous allons nous focaliser à présent sur la phase d'érosion fluviale connue par le piémont Nord du Tian Shan au cours de l'Holocène. Il serait en effet intéressant de traduire l'incision quantifiée au chapitre précédent en termes de changements hydrologiques.

Pour ce faire, il va nous falloir choisir pour les rivières considérées :

- un type de modélisation de l'érosion ;
- la manière de contraindre cette modélisation.

3.1.1 Rivières alluviales vs. rivières à substratum rocheux

On distingue les rivières *alluviales* des rivières à *substratum rocheux*¹ suivant la charge de fond constituée par les sédiments en mouvement au fond de la rivière. Si l'épaisseur de cette charge est importante dans le cas des rivières alluviales (fig.3.1), elle est au contraire réduite dans le cas des rivières à substratum rocheux, laissant ce dernier pratiquement à nu.

Plus précisément, la distinction est fonction du rapport entre capacité de transport et flux sédimentaire réel. Une rivière alluviale transporte autant de sédiments qu'elle peut en transporter, toute cette matière constituant la charge mobile de fond. Au contraire, une rivière à substratum rocheux transporte beaucoup moins de sédiments qu'elle ne pourrait (ce qui rend la notion de *capacité de transport* beaucoup plus délicate d'emploi).

3.1.2 Cas des rivières du Tian Shan

Les rivières auxquelles nous nous intéressons drainent des massifs montagneux de haute altitude et fort relief, avant de s'écouler dans des avant-pays à la géométrie beaucoup plus douce (fig.2.5). Ces piémonts sont en effet constitués de sédiments continentaux relativement récents à l'échelle globale des terrains de la chaîne, peu compactés et mal consolidés, qui excluent la formation de versants à pentes très raides comme à l'intérieur de la chaîne. Typiquement, une rivière comme la Kuitun He s'encaisse

¹ En anglais, respectivement "*alluvial rivers*" et "*bedrock rivers*"



FIG. 3.1: *Exemple de rivière alluviale (Mongolie) : tout le fond du lit est manifestement occupé par les sédiments transportés, le substratum n'est pas apparent.*

profondément dans le piémont en incisant essentiellement les grès et conglomérats peu résistants du Néogène (fig.3.2). De même, les rivières qui drainent le piémont Sud du Tian Shan dans la région de Kuqa s'écoulent à leur sortie des reliefs sur une forte épaisseur de conglomérats quaternaires (fig.3.3) manifestement très vulnérables à l'érosion. Les lits de toutes ces rivières, sur les tronçons de piémonts étudiés, sont tous couverts de blocs, graviers et sables mélangés qui, bien qu'observés en période sèche, témoignent de l'importante charge de fond mobile en période d'érosion active.

Ainsi, ces rivières doivent être classées "à substratum rocheux" dans leur partie amont, interne à la chaîne; mais deviennent des rivières "alluviales" sur leurs tronçons d'avant-pays. Comme nous cherchons à cerner une dynamique d'érosion à court terme qui s'exprime particulièrement bien dans ce contexte de piémont, toute rivière sera par la suite supposée alluviale par défaut, et seuls les tronçons hors chaîne seront considérés.

3.2 Modélisation de l'érosion

Dans cette partie, nous décrivons la démarche théorique qui nous a permis d'élaborer une modélisation de l'érosion fluviale pour le piémont Nord du Tian Shan.

Après avoir fait la liste des paramètres jouant *a priori* un rôle dans l'érosion, nous rappelons les deux grands groupes de lois possibles (limitée par le transport ou par le détachement).

Nous procédons ensuite à une description de la matière en transport, à travers la résolution par Rouse du problème de la répartition du sédiment transporté entre charge de fond et charge en suspension.



FIG. 3.2: *Lit de la rivière Kuitun, dont les berges actuelles sont des falaises érodées dans les sédiments néogènes peu consolidés (grès et conglomérats).*

Enfin, nous présentons trois approches du transport de sédiment, parmi celles ayant le plus compté historiquement. L'analyse dimensionnelle de Shields (1936), l'approche probabiliste d'Einstein (1941) et le bilan énergétique proposé par Bagnold (1966) constituent en effet trois conceptions ingénieuses du transport de sédiment, ayant inspiré la plupart des modèles qui leur ont succédé. La théorie de Shields permet en outre d'aborder la notion de seuil critique d'érosion, qui peut s'avérer cruciale dans l'interprétation de l'érosion, et jouera notamment un rôle essentiel dans notre propre modélisation.

3.2.1 Grandeurs en jeu

Quelle que soit la loi d'érosion utilisée, il s'agit toujours de décrire le phénomène en fonction, d'une part, des caractéristiques du sédiment, d'autre part, de celles du fluide ; c'est-à-dire de toutes les grandeurs intervenant de près ou de loin dans l'entraînement de la matière par le fluide et la résistance du matériel à cet entraînement.

Les grandeurs à relier entre elles sont listées dans le tableau 3.1.

3.2.2 Erosion limitée par le transport, ou par le détachement ?

3.2.2.1 Rivières alluviales

Comme nous avons choisi de nous focaliser sur le cas de rivières alluviales, la loi d'érosion découle de cette hypothèse primordiale que le flux sédimentaire de la rivière est égal à sa capacité de transport, en tout point et tout instant — ce qui signifie que l'érosion est seulement "limitée par le transport". Un simple bilan de conservation de la masse de sédiment (fig.3.4) mène alors à l'équation essentielle :

$$\frac{\partial(Wz)}{\partial t} = -\nabla \cdot Q_s + q_s^{ext}$$



FIG. 3.3: Conglomérats quaternaires du piémont Sud du Tian Shan, sur lesquels s'écoulent les rivières dès leur sortie de la haute chaîne.

Le terme q_s^{ext} regroupe tous les éventuels apports “extérieurs” de matière, c’est-à-dire ce qui n’est ni transporté par la rivière juste en amont, ni érodé localement du lit de la rivière (dans le fond ou sur les berges). Peuvent donc entrer en compte :

- la matière déplacée par un mouvement tectonique vertical ($q_s^{ext} = WU$, où U correspond à un soulèvement s’il est positif) ;
- les sédiments apportés par des cours d’eau tributaires, par les versants, ou provenant de l’érosion latérale des berges.

La résolution de l’équation ne nécessite plus qu’une loi de transport des sédiments, explicitant Q_s en fonction de grandeurs connaissables caractérisant le contexte hydrologique et sédimentaire.

La littérature regorge de telles lois. La plupart dérivent d’un raisonnement physique qui apparaît plus ou moins clairement dans leur formulation définitive. Certaines mettent en place des quantités à la signification physique claire (comme la probabilité de mouvement d’une particule dans l’approche d’Einstein), mais comportent des coefficients ou exposants empiriques qui les rendent assez sensibles au contexte dans lequel on souhaite les utiliser. D’autres gagnent en universalité en restant plus théoriques, quoique de ce fait distantes de la réalité.

Le choix d’une loi de transport dépend donc fortement de l’usage qu’on en fait, selon qu’on cherche à “coller” étroitement aux données, ou à expliquer qualitativement un comportement général.

3.2.2.2 Rivières à substratum rocheux

Dans ce cas, on fait appel classiquement à des lois exprimant directement l’incision I (i.e. le taux d’érosion verticale) en fonction des paramètres hydrologiques. L’évolution de la rivière est alors directement déterminée par cette incision, on parle donc de modèles limités par l’incision, ou par le détachement.

Symbole	Définition	Dimension
D	diamètre de grain représentatif du sédiment	[L]
h	hauteur d'eau	[L]
$Q_{(w)}$	débit volumique de la rivière	[L] ³ [T] ⁻¹
q	débit spécifique* de la rivière	[L] ² [T] ⁻¹
Q_s	flux sédimentaire volumique	[L] ³ [T] ⁻¹
q_s	flux sédimentaire spécifique	[L] ² [T] ⁻¹
R	rayon hydraulique** $\left(\frac{Wh}{W+2h}\right)$	[L]
S	pente de la rivière	[1]
u	vitesse du fluide	[L][T] ⁻¹
u^*	vitesse de friction (définie à partir du cisaillement τ)	[L][T] ⁻¹
v_s	vitesse de sédimentation des grains de sédiment	[L][T] ⁻¹
W	largeur de la rivière	[L]
ν	viscosité cinématique du fluide	[L] ² [T] ⁻¹
ω	puissance spécifique du fluide	[M][T] ⁻³
ρ_s	masse volumique du sédiment	[M][L] ⁻³
ρ	masse volumique du fluide	[M][L] ⁻³
Δ	écart relatif entre les deux masses $\left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho}\right)$	[1]
τ	contrainte de cisaillement du fluide (généralement prise au fond du lit de la rivière)	[M][L] ⁻¹ [T] ⁻²
τ_c	contrainte de cisaillement critique du fluide	[M][L] ⁻¹ [T] ⁻²

*Par "spécifique", on entend : par unité de largeur de la rivière.

**Rapport de la section mouillée sur le périmètre mouillé.

TAB. 3.1: Liste des grandeurs physiques pouvant intervenir dans la description de l'érosion fluviale.

La loi exprimant l'incision I s'écrit le plus souvent en fonction de la contrainte cisailante du flux d'eau sur le fond du lit, τ :

$$I \propto (\tau - \tau_c)^\gamma,$$

ou en fonction de la puissance fournie par l'eau en mouvement, ω :

$$I \propto (\omega - \omega_c)^\gamma,$$

$$\text{avec : } \omega = \tau \cdot u.$$

τ_c et ω_c sont d'éventuels seuils d'érosion à dépasser pour que l'incision ait vraiment lieu (grandeurs critiques).

En outre, les différentes grandeurs prises en compte sont de préférence reliées par des lois de puissance. La géométrie

$$W \propto Q_w^\alpha$$

(e.g., [Leopold & Maddock, 1953](#)) et l'hydrologie

$$Q_w \propto A^\beta$$

(e.g., [Hack, 1957](#)) étant caractérisées expérimentalement, la loi d'incision qui en résulte est alors du type très simplifié suivant (e.g., [Howard & Kirby, 1983](#)) :

$$I \propto (A^m S^n - \Phi_c)^\delta,$$

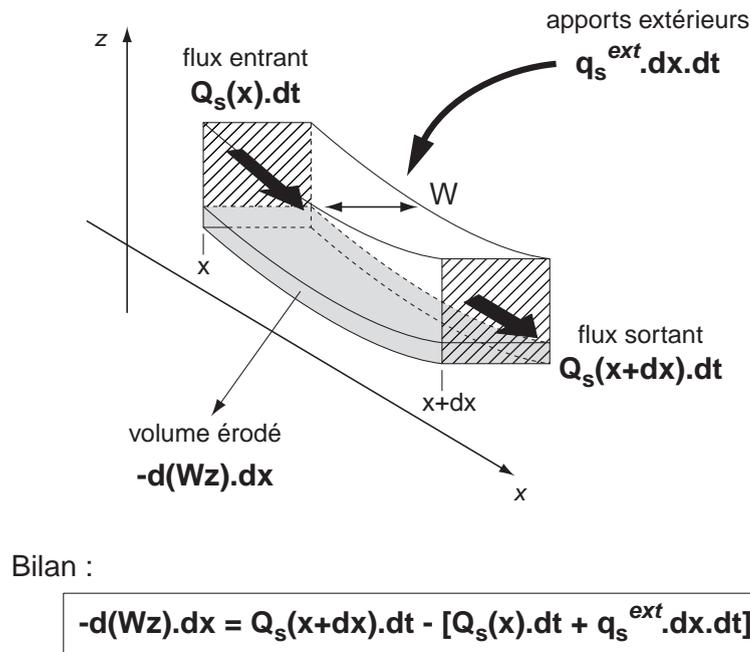


FIG. 3.4: Bilan de matière sur une longueur élémentaire de chenal, permettant d'établir l'équation de continuité.

où Φ_c est un seuil critique éventuel. Du fait de la variété des calibrations sur des systèmes naturels, les exposants $n\delta$ et $m\delta$ varient respectivement de 0 à 2, et de 0.1 à 0.5. Le problème majeur réside finalement dans la nécessité de calibrer les paramètres de la loi à partir de données locales de grandeurs qu'on aimerait justement déduire de cette même loi...

Ainsi, même si la loi exprimant I repose sur des bases physiques (par exemple d'après la formulation d'Einstein-Brown), l'équation finale sera fortement teintée d'empirisme, et par conséquent d'usage malaisé.

3.2.3 Charge de fond vs. charge en suspension

Comme nous l'avons rappelé précédemment, une rivière alluviale transporte en charge de fond tout ce que lui autorise sa capacité de transport. Cette charge mobile est d'ailleurs un des moteurs essentiels de l'érosion du lit.

Il convient cependant de préciser le deuxième moyen de transport majeur qui s'offre au sédiment : la suspension. Si une particule sédimentaire reste proche du lit la plupart du temps, elle entre dans la *charge de fond*². Par contre, si la turbulence la maintient dans la colonne d'eau, au-dessus du lit solide, elle fait partie de la *charge en suspension*³.

Bagnold (1966) distingue les deux de manière plus physique : le poids de la *charge de fond* est entièrement compensé par des contraintes transmises par des solides (les autres grains), tandis que le poids de la *charge en suspension* est entièrement compensé par des contraintes transmises par le fluide.

² En anglais : "bedload".

³ En anglais : "suspended-load".

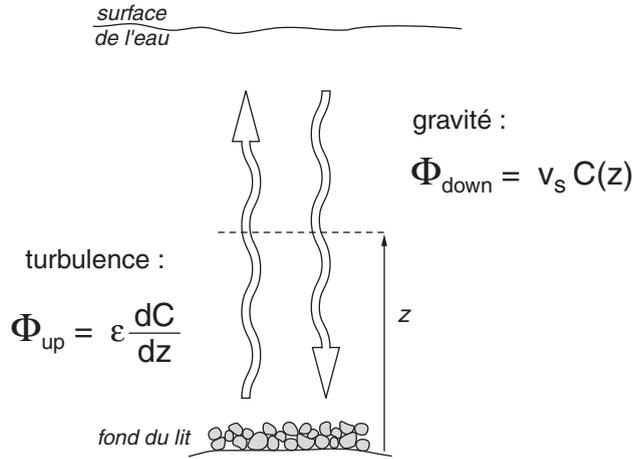


FIG. 3.5: Schéma des flux verticaux de sédiments dans le lit de la rivière, qui déterminent le profil vertical de concentration en particules sédimentaires sur la hauteur d'eau.

3.2.3.1 Profil de Rouse

Il est nécessaire de calculer l'importance de la charge en suspension avant de choisir l'équation de transport de sédiment sur laquelle reposera notre modèle d'érosion. Pour cela, les travaux de Rouse (Rouse, 1937) constituent, aujourd'hui encore, une référence essentielle.

Afin de calculer la quantité de matière en suspension dans une rivière, il faut d'abord connaître le profil de concentration de particules en suspension dans une colonne d'eau.

Partant de l'hypothèse que ce profil est stationnaire, on peut supposer que le flux de sédiments vers le bas (par gravité) équilibre le flux vers le haut (par diffusion turbulente), à toute altitude z au-dessus du fond (fig.3.5).

Le flux vers le bas est simplement fonction de la vitesse de sédimentation v_s :

$$\Phi_{\downarrow}(z) = v_s C(z)$$

Le flux vers le haut, dû à la diffusion, s'écrit :

$$\Phi_{\uparrow}(z) = -\epsilon \frac{dC}{dz}$$

ϵ est le coefficient de diffusion turbulente.

Rouse fait ensuite les hypothèses suivantes (Rouse, 1937) :

- les particules de sédiment diffusent exactement de la même manière que celles du fluide, ie : $\epsilon = \epsilon_m$ où ϵ_m est la diffusivité turbulente, ou viscosité cinématique turbulente ;
- le cisaillement dans un fluide turbulent est : $\tau = \rho \epsilon \frac{d\bar{u}}{dz}$
- en supposant un profil de vitesse logarithmique (dérivé de l'équation de von Kármán, valable au voisinage d'une paroi) et un profil de cisaillement linéaire, on en déduit :

$$\left[\left\{ \right. \frac{d\bar{u}}{dz} = \frac{1}{\kappa} \frac{u^*}{z} \right. \tag{3.1}$$

$$\tau = \tau_0 \left(1 - \frac{z}{h} \right) \tag{3.2}$$

$$\tau_0 = \rho (u^*)^2 \tag{3.3}$$

d'où :

$$\epsilon_m = \kappa u^* z \left(1 - \frac{z}{h}\right)$$

[NB : à propos de (3.3), voir la définition de u^* p.136 et éq.(3.7).]

L'équilibre des flux descendant et ascendant :

$$v_s C(z) = -\epsilon \frac{dC}{dz}$$

donne alors :

$$\frac{dC}{dz} + \left(\frac{v_s}{\kappa u^*}\right) \cdot \frac{C}{z \left(1 - \frac{z}{h}\right)} = 0 \quad (3.4)$$

qui s'intègre en :

$$C(z) = C_0 \left(\left(\frac{h-z}{z}\right) \cdot \left(\frac{z_0}{h-z_0}\right) \right)^P$$

où $C_0 = C(z_0)$ est une concentration de référence prise près du fond.

$P = \frac{v_s}{\kappa u^*}$ est souvent appelé *nombre de Rouse* ou *paramètre de Rouse*.

3.2.3.2 Paramètre de Rouse

Afin de calculer la fraction de sédiments transportés en mode "charge de fond", reportons nous à l'approche de [Dade & Friend \(1998\)](#). Ceux-ci simplifient d'abord quelque peu le profil de Rouse (fig.3.6) :

$$C(z) = C_0 \left(\frac{z_0}{z}\right)^P$$

(ce qui revient à prendre un cisaillement uniforme $\tau = \tau_0 = \rho (u^*)^2$ à la place de l'équation (3.2), soit un profil de concentration régi par :

$$\frac{dC}{dz} + P \cdot \frac{C}{z} = 0$$

à la place de l'équation (3.4).)

Interprétant ensuite $z_0 = z_b$ comme étant l'épaisseur de la charge de fond mobile, et $C_0 = C_b$ la concentration de cette couche, le rapport de la charge en suspension à la charge de fond devient facile à calculer. La concentration de sédiment en suspension moyennée sur une colonne d'eau est :

$$\begin{aligned} \overline{C_{susp}} &= \frac{C_b}{h - z_b} \int_{z_b}^h \left(\frac{z_b}{z}\right)^P dz \\ &= C_b \frac{(\zeta^{(1-P)} - 1)}{(1-P)((h/z_b) - 1)} \end{aligned}$$

où $\zeta = h/z_b$ représente la profondeur d'eau relative à l'épaisseur de fond.

La concentration en charge de fond, rapportée à la colonne d'eau, est simplement :

$$\overline{C_b} = C_b \cdot \frac{z_b}{h - z_b}$$

c'est-à-dire :

$$\overline{C_{susp}} = \overline{C_b} \cdot \frac{(\zeta^{(1-P)} - 1)}{(1-P)}$$

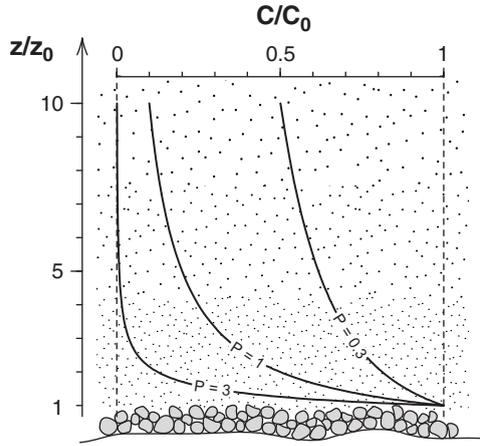


FIG. 3.6: Profil logarithmique de concentration de sédiment en suspension dans une rivière, tel que Rouse le calcule à partir de l'équilibre entre gravité et diffusion turbulente; les courbes de concentration normalisée (C/C_0) en fonction de la profondeur normalisée (z/z_0) correspondent au cas simplifié décrit par exemple par Dade & Friend (1998).

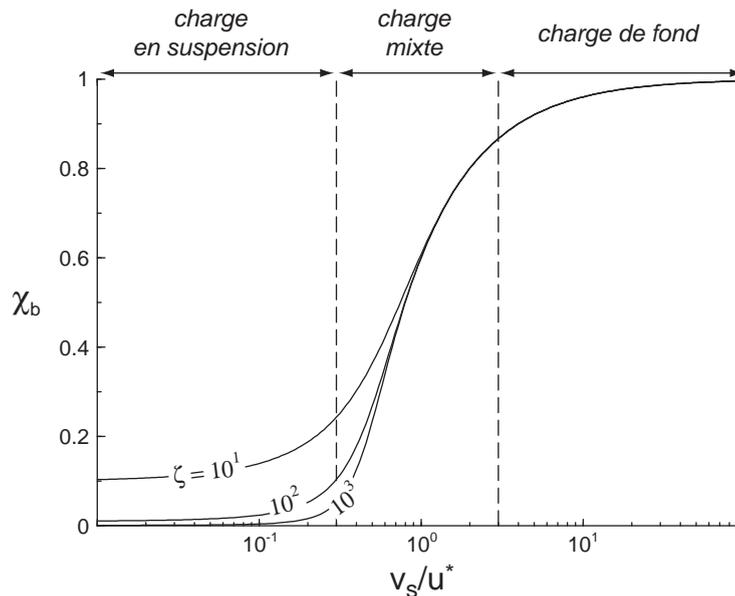


FIG. 3.7: Graphe $\chi_b = f\left(\frac{v_s}{u^*}\right)$, traduisant les variations de la fraction de sédiments transportés en charge de fond, en fonction du paramètre de Rouse; domaines de transport dominant qui en découlent, selon Dade & Friend (1998).

On en déduit la fraction de charge totale transportée sous forme de charge de fond χ_b :

$$\chi_b = \frac{(1 - P)}{(\zeta^{(1-P)} - P)}$$

Ainsi le paramètre de Rouse apparaît comme un excellent critère permettant de juger si la charge de fond constitue ou non la fraction essentielle de matière transportée par une rivière. A partir des graphes

$\chi_b = f(P)$ possibles (fig.3.7), Dade & Friend (1998) définissent trois domaines de P correspondant respectivement à :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \frac{v_s}{u^*} \leq 0.3 & : \text{charge en suspension dominante} \\ 0.3 < \frac{v_s}{u^*} < 3 & : \text{charge mixte} \\ 3 \leq \frac{v_s}{u^*} & : \text{charge de fond dominante} \end{array} \right.$$

3.2.3.3 Calcul pratique

Calculer le paramètre de Rouse relatif à un contexte donné revient à estimer à la fois la vitesse de sédimentation des particules de sédiments v_s , et la vitesse de friction du fluide u^* .

La loi de Stokes (1851) exprime la vitesse de sédimentation d'une particule sphérique dans un fluide de viscosité cinématique ν compte tenu de l'équilibre entre le poids de la particule et la force de traînée visqueuse exercée par le fluide :

$$\begin{aligned} \frac{\pi D^3}{6} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g &= 3\pi D \nu v_s \\ \implies v_s &= \frac{\Delta g D^2}{18\nu} \end{aligned}$$

Cette vitesse de Stokes est modifiée par Rubey (1933) pour s'appliquer dans des conditions beaucoup moins restrictives que la loi d'origine, par exemple à des particules grossières comme les sables. Rubey se contente de remarquer que dans le cas de grosses particules, on ne peut pas négliger la force d'impact du fluide $\rho_s \frac{\pi D^2}{4} v_s^2$, d'où une modification de l'équilibre des forces s'exerçant sur chaque grain :

$$\frac{\pi D^3}{6} \Delta g = 3\pi D \nu v_s + \frac{\pi D^2}{4} v_s^2$$

qui donne la vitesse de sédimentation suivante :

$$v_s = \sqrt{\frac{2}{3} \Delta g D + \left(\frac{6\nu}{D}\right)^2} - \frac{6\nu}{D} \quad (3.5)$$

Pour des particules de diamètre moyen de l'ordre du millimètre au centimètre, ce qui est le cas des rivières à lits de sables ou de graviers, la force visqueuse devient négligeable devant la force d'impact du fluide et l'expression se simplifie en :

$$v_s = \sqrt{\frac{2}{3} \Delta g D} \quad (3.6)$$

La *vitesse de friction*, ou *vitesse de cisaillement*⁴ est une quantité virtuelle caractérisant le fluide aux limites de son domaine d'écoulement, c'est-à-dire là où il exerce une *friction* sur son contenant. Elle est définie à partir de la contrainte de cisaillement aux limites (fond du lit) τ_0 :

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad (3.7)$$

On verra par la suite que le cisaillement τ_0 s'exprime en fonction des caractéristiques mesurables de la rivière, la hauteur d'eau h et la pente topographique S , de la façon suivante :

$$\tau_0 = \rho g h S \quad (3.8)$$

⁴ En anglais : *friction velocity* ou *shear velocity*.

3.2.3.4 Cas des rivières du Tian Shan

Les rivières auxquelles nous nous intéressons sont des rivières alluviales aux lits constitués de sables, galets et blocs, donc des contextes où l'approximation (3.6) s'applique parfaitement. Le paramètre de Rouse s'écrit alors, à partir de (3.6) et (3.8) :

$$P = \frac{1}{\kappa} \sqrt{\frac{2}{3}} \frac{\Delta D}{h S}$$

$\Delta \approx 1.5$; au Tian Shan, les rivières ont des pentes variant de 1 à 2%; les sédiments transportés présentent toutes les tailles imaginables de 0 à 1 m, mais la taille médiane peut être estimée à 3–10 cm (cas de l'Urumqi He, Métivier *et al.*, 2001); les hauteurs d'eau sont en outre grossièrement de l'ordre de la dizaine de cm (10–40 cm).

Le rapport $\frac{v_s}{u^*}$ est donc compris entre 2 et 10, ce qui nous permet de négliger le transport en suspension devant le transport de charge de fond.

3.2.4 Initiation du transport : contrainte critique et paramètre de Shields

3.2.4.1 Mise en mouvement

Shields (1936) se pose la question de l'initiation du mouvement du sédiment : à quelle condition un grain de sédiment est-il mis en mouvement par l'écoulement ?

Shields écrit d'abord que la résistance d'un grain K_g est proportionnelle à son poids :

$$K_g = \alpha_2 (\rho_s - \rho) g \alpha_1 D^3 \quad (3.9)$$

α_1 représente la porosité de la charge de fond considérée uniforme, et α_2 est le coefficient de friction dépendant de la forme des grains et de la densité du dépôt.

Par raisonnement dimensionnel, Shields exprime ensuite la "force effective de l'écoulement sur le grain" K_d de la manière suivante :

$$K_d = \zeta \alpha_3 D^2 \left(\frac{\rho u_c^2}{2} \right) \quad (3.10)$$

α_3 est encore un coefficient seulement dépendant de la forme du grain, de telle façon que $\alpha_3 D^2$ représente la surface du grain sur laquelle l'écoulement exerce effectivement une force d'entraînement. $\frac{\rho u_c^2}{2}$ est la pression exercée par le fluide, et ζ est un coefficient de résistance⁵ du grain à la vitesse u_c . u_c est simplement la vitesse locale du fluide à la limite du grain. S'appuyant sur le travail de Nikuradse (1932), Shields écrit :

$$u_c = u^* f_4 \left(\frac{u^* D}{\nu} \right)$$

En d'autres termes, u_c est liée à la vitesse de friction u^* par une fonction du nombre de Reynolds ($Re = \frac{u^* D}{\nu}$), propre à la forme du grain. De même,

$$\zeta = f_5 \left(\frac{u^* D}{\nu} \right)$$

L'initiation du mouvement se produit lorsque la force d'entraînement du fluide compense le poids du grain (3.9)=(3.10) :

$$\alpha_1 \alpha_2 (\rho_s - \rho) g D^3 = \alpha_3 D^2 \cdot \frac{\rho u_c^{*2}}{2} \cdot f_4^2 f_5$$

soit, puisque (3.7) : $\rho u_c^{*2} = \tau_c$,

$$\frac{\tau_c}{(\rho_s - \rho) g D} = f \left(\frac{u^* D}{\nu} \right)$$

⁵ un peu fumeux...

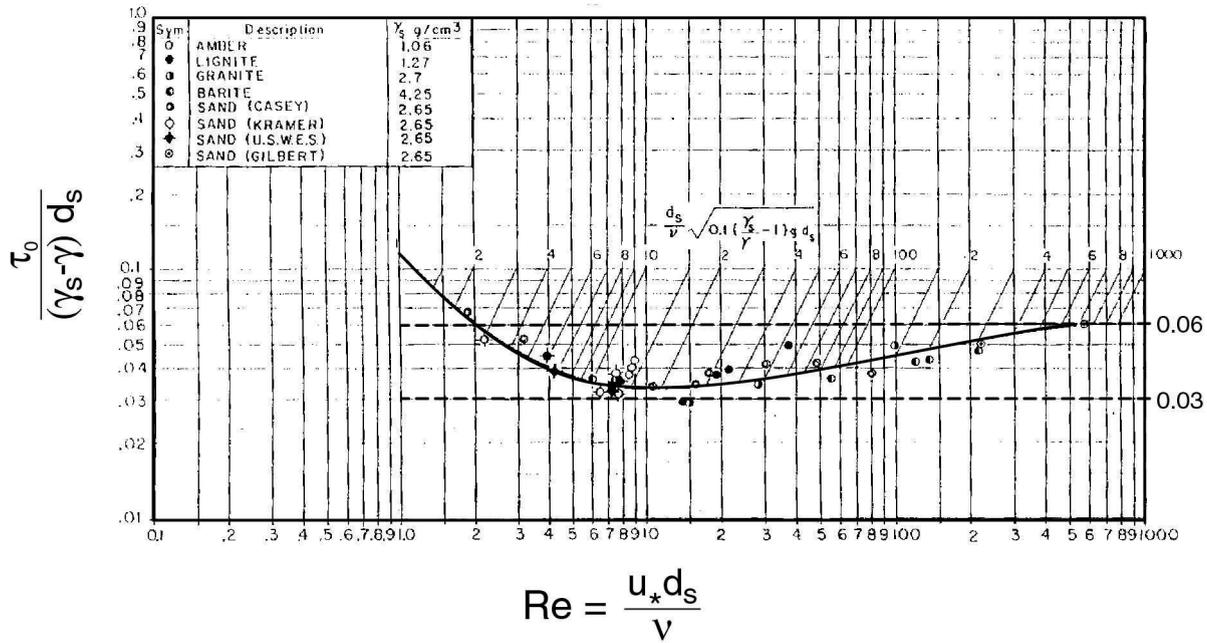


FIG. 3.8: Courbe $\theta = f(Re)$, déduite par Shields de données expérimentales diverses.

Le rapport de gauche est classiquement appelé “paramètre de Shields”, souvent noté θ :

$$\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gD} \approx \frac{\text{force de cisaillement du fluide}}{\text{force gravitaire du sédiment}}$$

L'appellation désigne parfois précisément la valeur critique de ce rapport (pour $\tau = \tau_c$), que nous noterons pour plus de clarté θ_c .

3.2.4.2 Contrainte critique

Shields utilise des données expérimentales d'origines diverses, pour constituer un graphe $\theta_c(Re)$ donnant le paramètre de Shields critique en fonction du nombre de Reynolds de l'écoulement. Il obtient une courbe assez claire (fig.3.8), dont il déduit qu'une relation existe bien entre θ_c et Re .

Dans les cas qui nous intéresseront par la suite, à travers l'exemple des rivières du Tian Shan, les régimes considérés seront assez turbulents pour que l'on se situe plutôt vers la fin de la courbe, vers les grands nombre de Reynolds, avec $0.03 < \theta_c < 0.06$.

L'existence de cette contrainte critique est une notion très importante lorsqu'on essaie de modéliser l'érosion fluviale. Elle implique d'une part que certains écoulements n'entraînent pas d'érosion ; et d'autre part, que le cisaillement qui transporte effectivement du matériel est réduit de sa valeur critique, employée à la mise en mouvement. Autrement dit, pour une rivière donnée, soit à ρ_s, D connus :

$$\begin{cases} \text{si : } RS \leq \theta_c \cdot \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} D \right) & \implies \text{pas de transport} \\ \text{si : } RS > \theta_c \cdot \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} D \right) & \implies \text{transport} \end{cases}$$

3.2.4.3 Le transport de sédiment, d'après Shields.

Shields (1936) poursuit son analyse du mouvement de la charge de fond, toujours à travers des considérations dimensionnelles. Il écrit une équation comportant selon ses propres mots :

– à gauche, un terme adimensionné pour le mouvement de la charge, de la forme :

$$\frac{\rho_s Q_s}{\rho Q} \cdot f_1 \left(\frac{u^2}{Rg}, \frac{D}{R}, \frac{\rho_s - \rho}{\rho}, S, \dots \right)$$

– à droite, une seule fonction de $\frac{\tau - \tau_c}{(\rho_s - \rho)gD}$, c'est-à-dire, en utilisant le paramètre de Shields θ :

$$f_2(\theta - \theta_c)$$

Toujours à partir des mêmes données, Shields représente dans un graphe $\frac{\rho_s Q_s}{\rho Q}$ en fonction de $(\theta - \theta_c)$. Il en déduit que $f_1 = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot \frac{1}{S}$, et que l'équation du mouvement du sédiment est de la forme aussi simple qu'empirique suivante :

$$\frac{\rho_s Q_s}{\rho Q} = 10(\theta - \theta_c) \cdot S \frac{\rho}{\rho_s - \rho}$$

3.2.5 Histoire de probabilités : approche d'Einstein, équation d'Einstein-Brown

L'approche d'Einstein (Einstein, 1941) consiste à raisonner sur la probabilité qu'une particule se mette en mouvement dans un écoulement turbulent, c'est-à-dire que l'on calcule la probabilité que la force d'entraînement du fluide domine les forces de résistance au mouvement.

Einstein part de l'idée que les particules sont transportées par à-coups rapides, séparés par des périodes d'immobilité assez longues. Il suppose en outre que le temps de transport pendant les à-coups ne dépend pas des conditions hydrologiques, et qu'un changement de taux de transport ne peut donc être produit que par un changement de durée des phases statiques, ou par un changement d'épaisseur de la couche mobile du fond.

On suppose que si une particule se déplace, elle parcourt une distance L_0 directement proportionnelle à son diamètre D : ⁶

$$L = \lambda_0 D$$

Einstein pose ensuite l'expression suivante pour le flux de sédiment :

$$q_s = \left(\begin{array}{c} \text{probabilité de mouvement} \\ \text{par unité de temps} \end{array} \right) \cdot \left(\begin{array}{c} \text{distance} \\ \text{parcourue} \end{array} \right) \cdot \frac{(\text{volume du sédiment})}{(\text{surface du sédiment})}$$

soit :

$$q_s = \frac{\mathcal{P}_t \cdot L \cdot \lambda_2 D^3}{\lambda_1 D^2} = \frac{\lambda_0 A_2}{A_1} D \mathcal{P}_t$$

On introduit la probabilité adimensionnelle \mathcal{P} qu'une quelconque particule bouge à un quelconque moment, en multipliant la probabilité par unité de temps \mathcal{P}_t par le temps moyen mis par le fluide à attraper une particule du lit :

$$\mathcal{P}_t = t^* \mathcal{P} \quad \text{avec : } t^* = A_3 \frac{D}{v_s}$$

Einstein reconnaît lui-même que l'expression choisie pour t^* est la seule ayant la dimension d'un temps et qui caractérise le comportement d'une particule sans faire intervenir les caractéristiques du mouvement du fluide environnant.

⁶ Pour plus de commodité, on reprend dans la suite du texte la plupart des notations d'Einstein. En particulier, λ_0 , les A_i et autres capitales d'imprimerie sont des nombres adimensionnés décrivant diverses proportionnalités entre les grandeurs physiques en jeu.

v_s étant la vitesse de sédimentation d'une particule, t^* est donc proportionnel à la durée pendant laquelle un grain de sédiment tombe dans le fluide sur une longueur égale à son diamètre, par pur effet gravitaire.

On a alors :

$$t^* = \frac{A_3}{F} \sqrt{\frac{D}{g} \frac{\rho}{\rho_s - \rho}}$$

où, d'après la vitesse de sédimentation de Rubey (1933) (3.5, en remplaçant ν par μ/ρ) :

$$F = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{1}{(\rho_s - \rho)\rho g D} \left(\frac{6\mu}{D}\right)^2} - \sqrt{\frac{1}{(\rho_s - \rho)\rho g D} \left(\frac{6\mu}{D}\right)^2}$$

Finalement, \mathcal{P} est de la forme :

$$\mathcal{P} = \frac{A_1 A_3}{\lambda_0 A_2} \left[\frac{1}{F} q_s \sqrt{\frac{\rho}{\rho_s - \rho}} \frac{1}{g^{0.5} D^{1.5}} \right] \quad (3.11)$$

Einstein suppose ensuite que \mathcal{P} , probabilité que les forces locales d'entraînement du fluide (force de traînée et force ascensionnelle⁷) domine le poids de la particule, est une fonction du rapport entre ce poids et l'entraînement moyen.

$$\mathcal{P} = f\left(\frac{\text{poids du sédiment}}{\text{entraînement}}\right) = f\left(\frac{A_2 D^3 (\rho_s - \rho) g}{A_4 D^2 \rho v^2}\right)$$

v est une vitesse locale pas très bien définie. Einstein choisit $v = 11.6u^* = 11.6\sqrt{gRS}$, qui correspond d'après Rubey (1933) à la vitesse bordière de la couche laminaire dans le cas d'un lit lisse, ou à la vitesse à hauteur de rugosité moyenne dans le cas d'un lit rugueux.

Ainsi :

$$\mathcal{P} = f\left(\frac{A_2}{135A_4} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{D}{RS}\right) \quad (3.12)$$

Posant les quantités :

$$\Phi = \frac{1}{F} q_s \sqrt{\frac{\rho}{\rho_s - \rho}} \frac{1}{g^{0.5} D^{1.5}}$$

$$\Psi = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{D}{RS}$$

et les constantes

$$A = \frac{A_1 A_3}{\lambda_0 A_2} \quad \text{et} \quad B = \frac{A_2}{135A_4},$$

et combinant (3.11) et (3.12), on déduit directement :

$$A\Phi = f(B\Psi)$$

A , B et la fonction f doivent être déterminées expérimentalement. Les coefficients A et B ne sont en fait pas forcément de vraies constantes, selon la manière dont on interprète précisément λ_0 et A_4 (Einstein, 1941).

Einstein (1941) utilise $f(x) = e^{-x}$, mais Brown (1950), reprenant les mêmes données, choisit $f(x) = x^{-3}$. Cette dernière expression semble mieux s'appliquer aux cas où Ψ est petit, d'où l'équation "mixte" couramment utilisée par la suite sous le nom d'équation d'Einstein-Brown (fig.3.9) :

$$\Phi = \begin{cases} \frac{1}{0.465} e^{-0.391 \Psi} & \text{si } \Psi \geq 5.5 \\ 40 \cdot \left(\frac{1}{\Psi}\right)^3 & \text{si } \Psi \leq 5.5 \end{cases}$$

⁷ En anglais, respectivement : *drag force* et *lift force*.

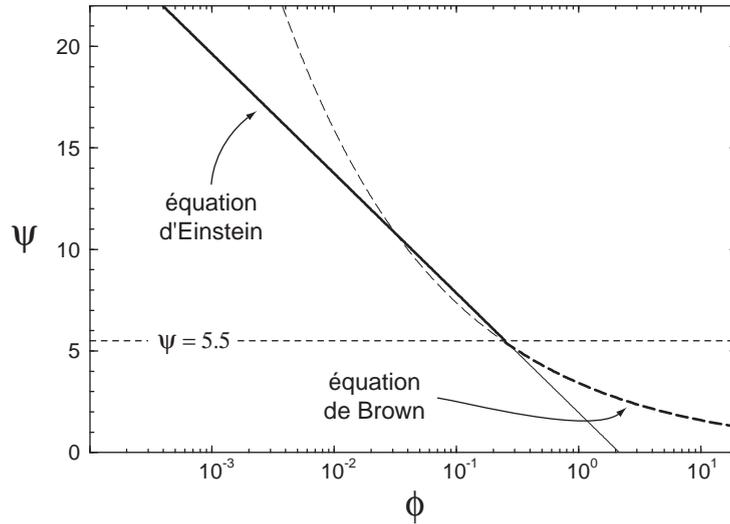


FIG. 3.9: Loi empirique $\Phi(\Psi)$, résultant de l'approche d'Einstein et de la correction de Brown, toutes deux établies au vu des mêmes données expérimentales.

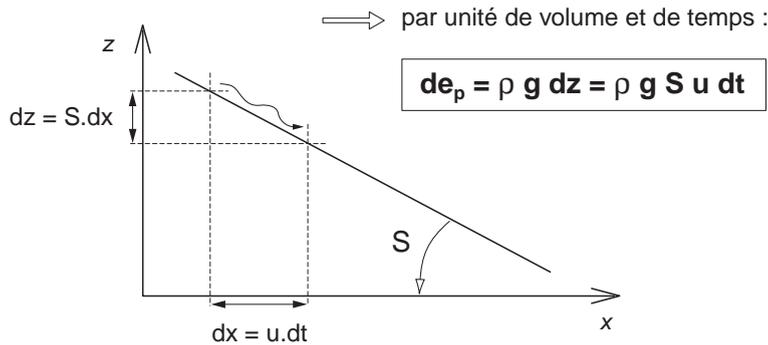


FIG. 3.10: Schéma décrivant les grandeurs relatives à la puissance ω fournie par le fluide, par perte d'énergie potentielle gravitaire.

3.2.6 Puissance fluviale : équation de Bagnold

3.2.6.1 Approche énergétique

Bagnold (1966) aborde le problème du transport de sédiment sous un angle de bilan énergétique. Plus exactement, il cherche à égaliser les taux de travail des forces en présence : la puissance fournie par le fluide est le moteur du transport des particules.

La puissance disponible provient simplement de l'énergie potentielle du fluide du fait de l'existence d'une pente topographique le long de laquelle il s'écoule.

Pendant une durée dt , une unité de volume de fluide parcourt une distance $dx = u \cdot dt$, et perd par la même occasion l'énergie potentielle suivante :

$$de_p = \rho g dz = \rho g S dx = \rho g S u dt$$

La puissance fournie par cette perte d'énergie potentielle, sur la hauteur d'une colonne d'eau h , et ramenée à une unité de surface du lit de la rivière, s'écrit donc :

$$\omega = \rho g h S u = \tau u$$

Le taux de transport de sédiment, d'un point de vue dynamique, ne concerne que le sédiment immergé, et s'écrit par conséquent :

$$(\rho_s - \rho)g q_s$$

Par ailleurs, Bagnold introduit un coefficient d'efficacité e_b , correspondant à la fraction de puissance disponible *effectivement* convertie en taux de transport de la charge de fond⁸. Il établit finalement :

$$(\rho_s - \rho)g q_s = e_b \omega$$

ce qui revient au flux sédimentaire suivant :

$$q_s = e_b \frac{h S u}{\Delta}$$

Bagnold (1966) prend également en compte dans son calcul d'éventuels sédiments en suspension, que nous négligeons volontairement ici. Il teste sa relation $q_s(\omega)$ sur divers jeux de données expérimentales ("flume data") pour lesquelles elle s'avère bien sûr assez satisfaisante...

3.2.6.2 L'efficacité selon Bagnold

Le mouvement de la charge de fond ne peut pas dépasser un état dit critique, où le nombre de particules mobiles est tel qu'il isole la couche immobile sous-jacente de tout effet entraînant du fluide. En supposant la couche mobile peu épaisse devant la couche de fluide, la contrainte de cisaillement qui s'applique aux particules est égale à celle du fluide τ . Notant la vitesse du fluide u , celle des sédiments mobiles u_b , la vitesse relative du fluide est $u - u_b$ et la contrainte de cisaillement engendrée sera de la forme :

$$\tau \propto (u - u_b)^n$$

avec n compris entre 1 (écoulement laminaire) et 2 (écoulement turbulent).

La puissance correspondant au transport de la couche mobile est donc :

$$\tau u_b \propto u_b (u - u_b)^n$$

Cette expression est maximale pour $u_b = u/(1 + n)$. L'efficacité maximale possible, rapport de la puissance maximale possible $(\tau u_b)_{max}$ à la puissance disponible τu vaut alors :

$$(e_b)_{max} = \frac{(\tau u_b)_{max}}{\tau u} = \frac{1}{1 + n}$$

Ainsi, l'efficacité maximale possible sera de 1/3 en écoulement turbulent, et 1/2 en écoulement laminaire.

Le cas théorique d'une couche mobile isolée demande à être nuancé si l'on s'intéresse à des cas naturels. On pourrait par exemple prendre en compte plusieurs couches mobiles superposées, et la vitesse moyenne des sédiments serait alors inférieure à la vitesse u_b prise en compte dans le calcul précédent.

⁸ Bagnold (1966) traite parallèlement de tout ce qui concerne le transport de la charge en suspension, que nous éludons volontairement ici puisque nous avons choisi de nous focaliser sur la charge de fond.

3.2.7 Choix du modèle

De nombreuses autres formules de transport de sédiment fleurissent à travers la littérature scientifique, plus ou moins dérivées de celles présentées plus haut, et plus ou moins calibrées sur des exemples naturels (voir par exemple [Gomez & Church, 1989](#); [Nakato, 1990](#)).

Certains auteurs ont eu la bonne idée de comparer les valeurs de flux sédimentaire prédites par ces formules à des mesures faites sur de vraies rivières, dans la nature ou en laboratoire. [Nakato \(1990\)](#) rappelle une partie de ces travaux, et procède lui-même au test de 11 formules “classiques”, en regard des données de la rivière Sacramento (Californie). Cette rivière alluviale qui charrie sables et graviers de toute granulométrie est qualifiée de “typique rivière naturelle à lit de sable ou gravier”. La conclusion de Nakato est éloquente :

The computed values, however, are found to deviate significantly from the measured values except for a few cases. The tests results clearly demonstrate how difficult a task it is to predict sediment discharges in natural rivers.

Suivant le même principe, [Gomez & Church \(1989\)](#) testent 12 formules de transport de sédiment pour des rivières à lit de graviers, en s'appuyant sur plusieurs jeux de données, à la fois de rivières naturelles et de rivières analogiques.

A nouveau, aucune formule ne s'avère véritablement pertinente. Cependant, les auteurs remarquent que les formules basées sur la puissance fluviale (*stream power equations*) sont les plus à même de donner un ordre de grandeur du transport lorsque les informations hydrologiques manquent. Ils vont d'ailleurs jusqu'à privilégier Bagnold dans le cadre de leur étude.

Le modèle de transport de sédiment que nous avons finalement choisi est également celui de Bagnold, pour la raison principale que c'est la seule approche vraiment physique, qui ne fasse appel à aucune composante empirique.

3.3 Article : la Kuitun He au cours de l'Holocène

Dans cet article, nous essayons d'exploiter l'information contenue dans le profil topographique longitudinal d'une rivière en termes hydrologiques. Dans un premier temps, nous reconstituons l'évolution de ce profil à partir de la topographie des terrasses abandonnées par la rivière au cours de son incision. Puis nous modélisons une évolution théorique de ce profil en fonction d'un minimum de variables, de manière à pouvoir relier les données disponibles (quantités d'incision, pentes longitudinales des surfaces) à la paléohydrologie de la rivière (i.e. à l'évolution de son débit).

La rivière choisie pour exemple est la Kuitun He, qui coule à l'Ouest de la série de plis du piémont décrits précédemment (fig.2.3). Sa configuration de rivière profondément encaissée dans un cône alluvial en fait un cas d'étude idéal de la réponse de l'érosion fluviale à un changement brutal de conditions hydrologiques.

Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China)

Blanche Poisson¹ and Jean-Philippe Avouac^{1,2}

submitted to *the Journal of Geology*

¹*Laboratoire de Géophysique, C.E.A., Bruyères-le-Châtel, F-91680.*

²*Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, Paris F-75231.*

Abstract

We analyze the possible contribution of climate change or tectonics on fluvial incision from the study of a case-example along the northern flank of Tian Shan. The rivers which exit the high range fed large alluvial fans by the end of the last glacial period. They have since entrenched deeply the piedmont, by as much as 300 m. We have surveyed several terraces that were cut and abandoned during river entrenchment providing information on intermediate position of the riverbed during downcutting. They suggest a gradual river slope decline during a major phase of incision throughout the Holocene. Tectonic uplift affects only a zone about 5 km wide, corresponding to a growing anticline, and is shown to amount by about 10% of global incision. Incision was therefore most probably driven by climate change. We test the hypothesis of a transient hydrological adjustment, from the comparison with a model based on a transport-limited erosion law. The model predicts relaxation process with entrenchment in the upper reach, downstream progradation of the incision-sedimentation line, and a progressive decrease of river slope during incision consistent with our observations. According to this model, river slope might be used as a proxy for specific discharge, and then for global discharge, provided that river width variations can be estimated from fluvial terraces. We conclude that river incision in the study area has resulted from dynamic adjustment of the hydrological system to the settlement of wetter conditions in the Early Holocene, when water discharge might have been about twice as high as at present. Then, a rather arid climate with enhanced seasonality has likely prevailed from mid-Holocene until now. Keywords: alluvial stream, piedmont, fluvial incision, river profile, river slope, Tian Shan.

3.3.1 Introduction

Rivers are commonly presumed to have a so called ‘graded profile’, and to keep it as a constant geometry during long periods, typically several ka. Most of river profile interpretations start from the point that a state of equilibrium has been reached, resulting from local hydrology and tectonics (e.g., [Merritts et al., 1994](#); [Pazzaglia et al., 1998](#); [Demoulin, 1998](#)). However, as climate changes

or tectonic deformation proceeds, any stream needs some time to adjust oneself to new external conditions, depending on its shift from associate new stable geometry (*Vandenberghe, 1995; Jones et al., 2000*). Any active streambed may therefore be far from graded, and any paleostreambed should be interpreted in view of past hydrological dynamic adjustment. In addition, some authors (*Phillips, 1991*) even claim that alluvial streams would not have any stable configuration, so that one can never predict what consequence the least perturbation will have on a fluvial system. However, similarities between the evolution of distant rivers in the same region incite us to presume that analogous external changes may cause analogous reactions in fluvial behaviour, if main local characteristics (such as bedrock lithology, distribution of discharge, etc) are similar. As an example, comparing Holocene alluvial chronologies through United-States, *Knox (1984)* found that most of fluvial systems were affected by about the same sequence of episodes of incision and alluviation. It then may be possible to interpret the evolution of a fluvial system, and particularly of river profiles, without making the very rough hypothesis of a steady state.

Here we analyze a particular case example of an alluvial stream located in northern Tian Shan, central Asia (Figure 3.11). There, large rivers flowing down from mountains have incised 100 to 300 m deep gorges into piedmont alluvium, likely emplaced by Late Pleistocene to Early Holocene (*Avouac et al., 1993; Molnar et al., 1994*). Although local climate appears today as semi-arid (annual precipitation is less than 300 mm/yr in the piedmont), rivers were able to downcut at an average rate of 1 to 3 cm/yr during the Holocene. Tectonic deformation is reasonably constrained from previous studies, so that prevailing climatic forcing on fluvial incision can easily be proved. In this paper, we try to assess the paleohydrological changes that have forced this observed rapid and deep fluvial incision, with account for river dynamics.

Some researchers already attempted to model river dynamics in order to help interpretation of fluvial terraces, but they generally came up against the lack of paleo-environmental data (*Bogaart and van Balen, 2000; Jones et al., 2000*). In this study, we use a more simple approach to the problem of inferring some information on paleohydrology from available geomorphic observations. We particularly focus on river slope because it can be estimated from topographic measurements of fluvial terraces. River slope might then appear as a proxy for paleohydrology, leading to reconstruction of river specific discharge evolution, which is directly indicative of paleoclimatic conditions.

Hereafter, we briefly overview the geographic setting of the study area. Next, we describe the Holocene record of fluvial incision provided by a series of some well preserved terraces along Kuitun river. We show that Holocene river entrenchment must have resulted from climatic forcing. A simple model is then proposed to infer a varying hydrological context of Kuitun river during Holocene consistent with local paleoclimate records (e.g., *Rhodes et al., 1996*).

3.3.2 Geographical setting

The Tian Shan is a 2000 km-long, east-west trending range, with glaciated summits reaching elevations above 7000 m, located in northwestern China. Regional climate is typically continental and semi-arid, as it lies under the combined influence of the Westerlies, the cold air masses flowing from northern Asia, and the distant Asian monsoons (Figure 3.11). The range is still active and absorbs at least

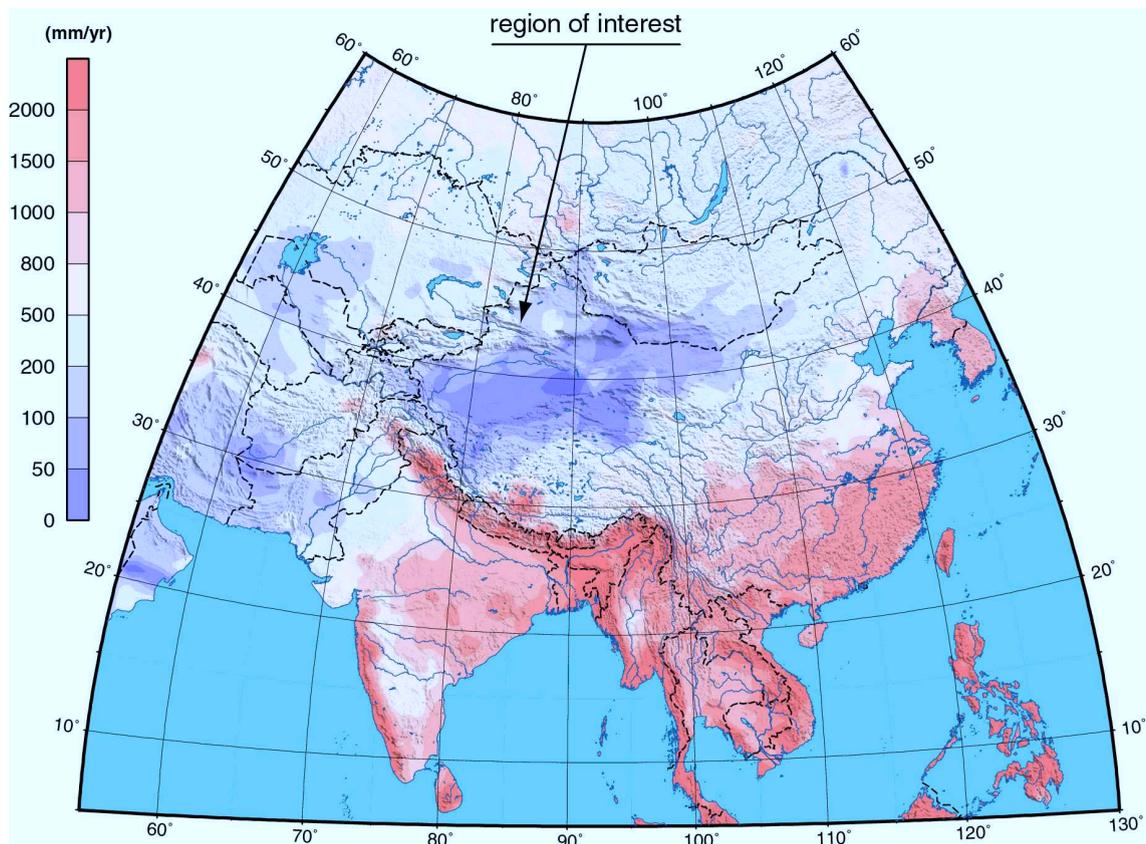


Figure 3.11: *Geographic location of study area, and global distribution of annual average precipitation over Asia (Legates and Willmott, 1990).*

6 mm/yr of N-S shortening at the longitude of the study area, by overthrusting the Tarim basin to the south and the Dzungar basin to the north (Avouac *et al.*, 1993; Reigber *et al.*, 2001). We focus on the northern piedmont, where several parallel rows of active anticlines stretch E-W, deforming recent fans and fluvial terraces.

As the range undergoes shortening and uplift, eroded material is transported by a transverse drainage towards the foreland basin. During aggradation episodes, large alluvial fans in the foothills are fed by rivers flowing down the mountain flanks. Between these phases of deposition, the hydrological system cannot transport material out of the range, and rivers merely entrench the piedmont where sediments are young and much more erodible. This alternation is probably due to climate evolution (e.g., Bull, 1991). Similarities between main geomorphic objects along the piedmont seem to indicate that the whole region followed the same evolution at least through the last 10 to 100 kyr.

Among the streams flowing into the North Tian Shan piedmont, Kuitun river seems to be particularly well suited to study fluvial erosion (Figure 3.12). At the exit of the mountain front, the piedmont river reach is straight and deeply embanked. Further north, it cuts narrows across the Dushanzi anticline (Figure 3.13). This fold grows over a south-vergent thrust fault emerging at the surface, and rooting in a 6 km deep decollement (Molnar *et al.*, 1994; Burchfiel *et al.*, 1999). The Kuitun river

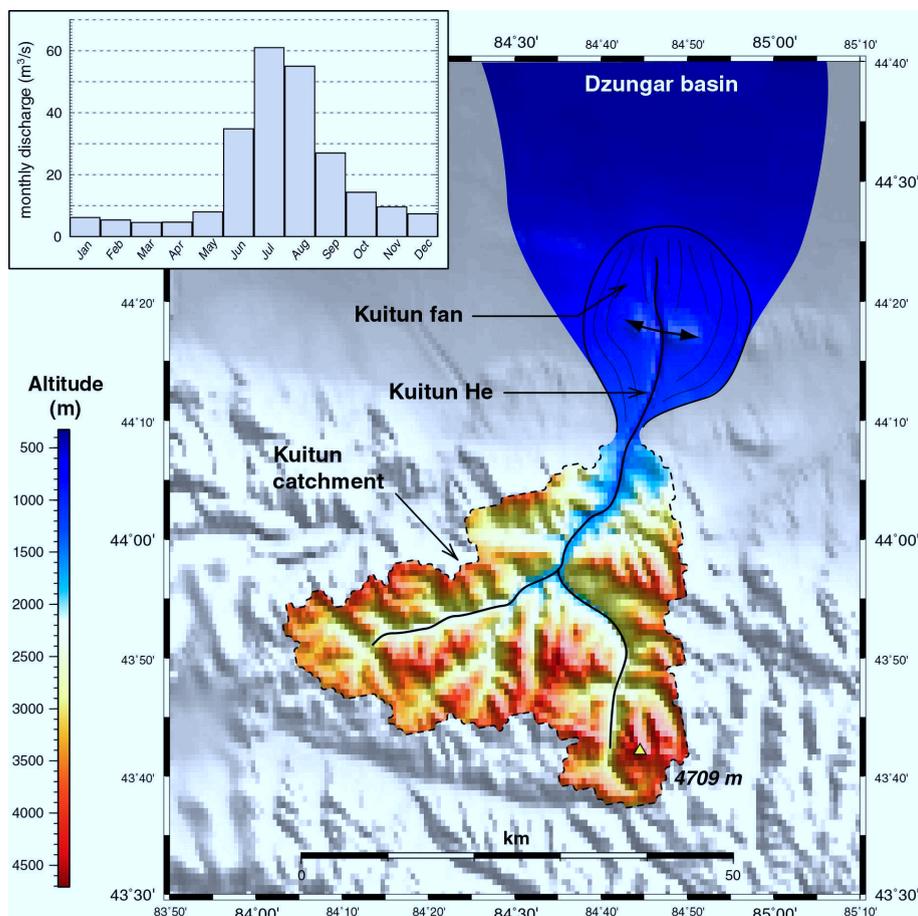


Figure 3.12: Location of Kuitun river, fan and catchment, on northern flank of east Tian Shan range, and southern edge of Dzungar basin (GTOPO30 topography). Inset shows distribution of average water discharge over the year, for Kuitun river; volumetric discharge remains much lower than its average during 9 months, as the main flow occurs in summertime.

discharge has an average annual value of $20 \text{ m}^3/\text{s}$, but appears to be very seasonal, as most of the discharge concentrates during summer months (Figure 3.12).

We got interested in two main characteristics of this river reach: (1) deep entrenchment in youngest alluvial fans and underlying deposits, and (2) measurable deformation through their folded terraces, allowing relative dating of the alluvial and fluvial surfaces.

3.3.3 Description of geomorphic features around Kuitun river

The study area was mapped from SPOT and Landsat 7 panchromatic images, with a spatial resolution of 10 and 15 meters respectively (Figure 3.13). We also used a Digital Elevation Model computed from a stereo pair of SPOT panchromatic images (Figure 3.14). Various fan deposits and fluvial terraces could be distinguished from their radiometry, texture and elevation.

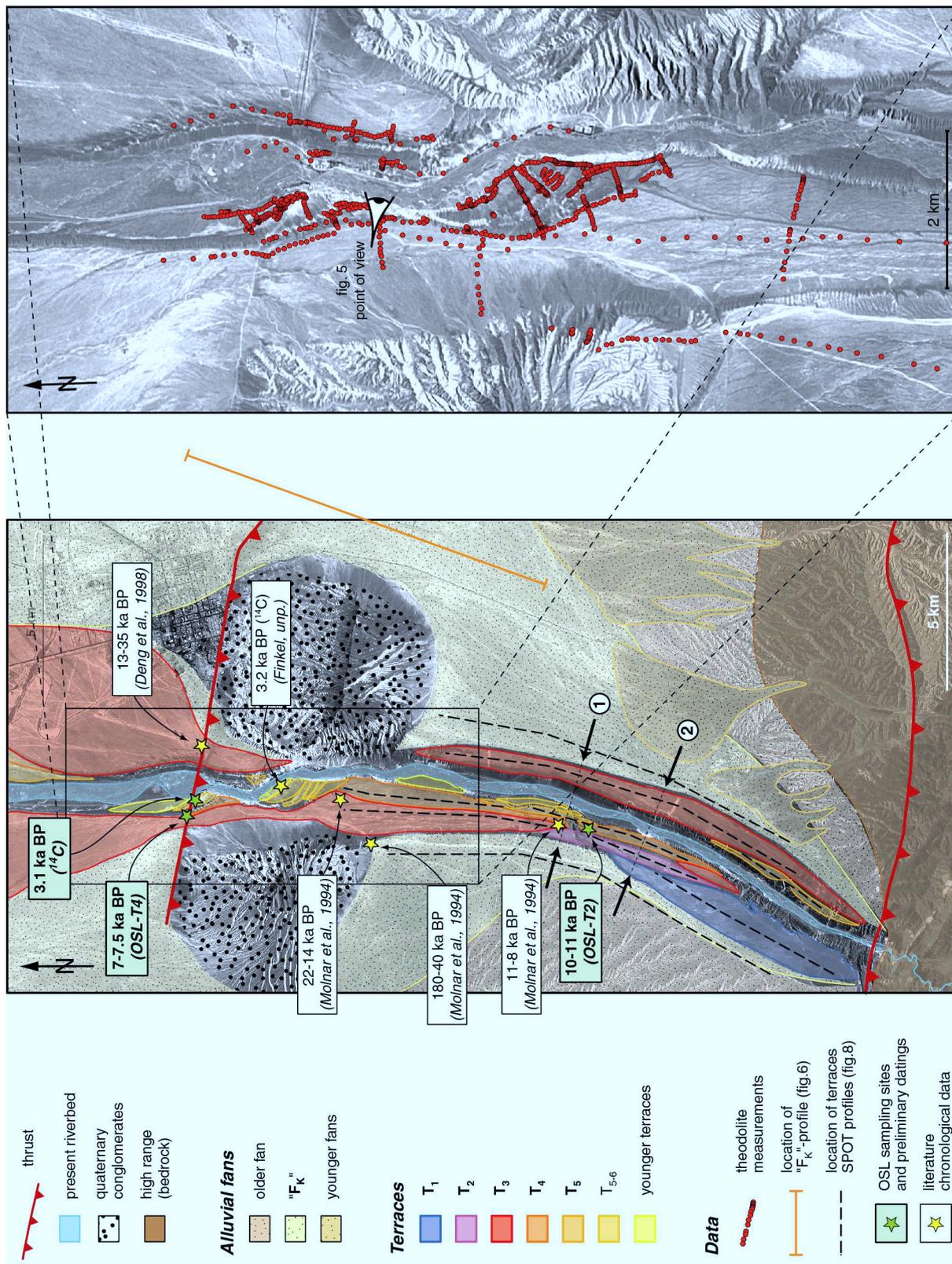


Figure 3.13: Geomorphic interpretation of study area superimposed on Landsat 7 (left view) and SPOT (right view) panchromatic images, and location of topographic field measurements.

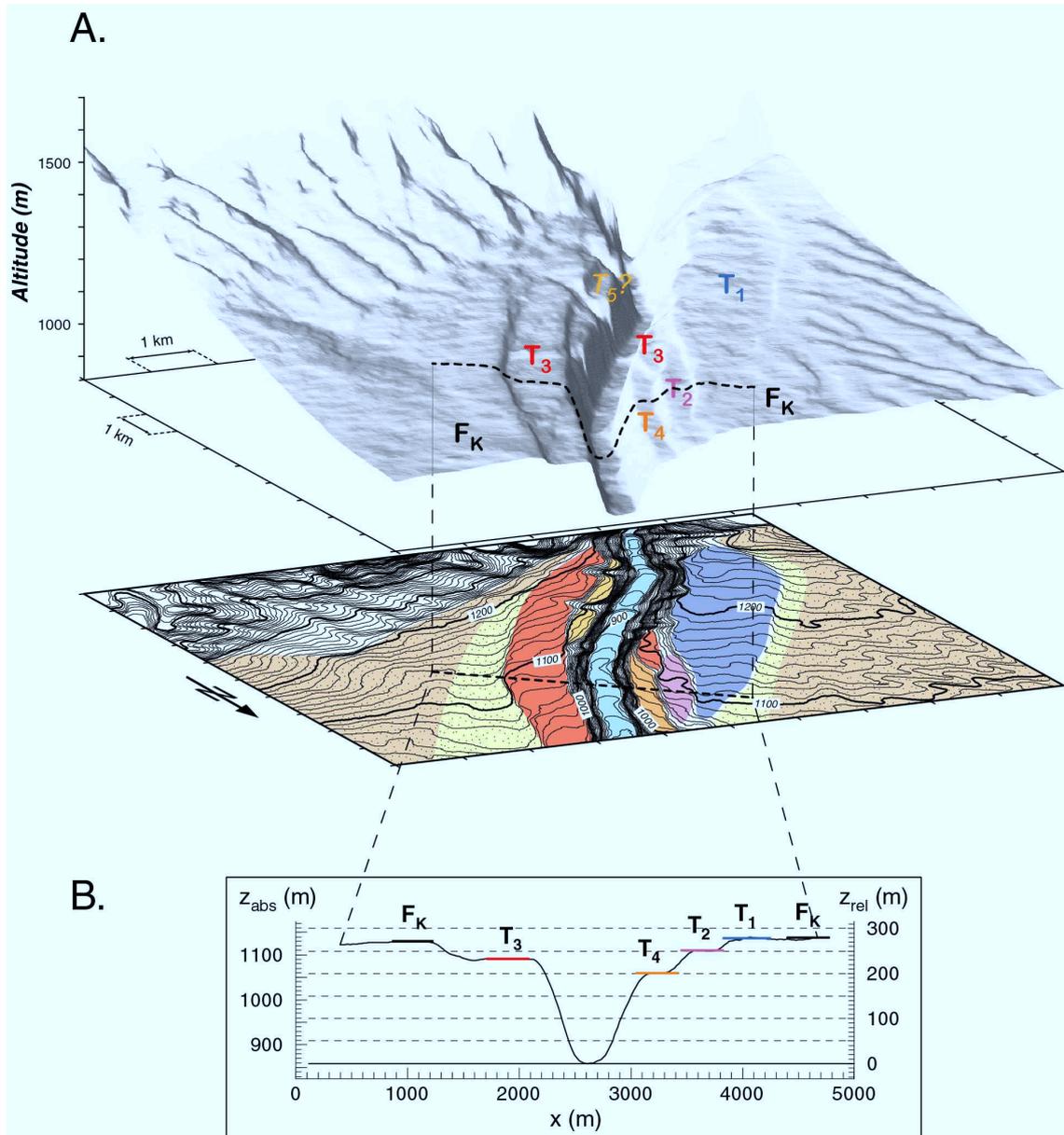


Figure 3.14: (A) 3D view of the Kuitun river gorge and overhanging terraces, near the fan apex, and corresponding projected contour lines. The DEM was computed from SPOT stereographic images, and then filtered (see details in the text). (B) Example of topographic transverse profile extracted from the DEM.

A large fan terrace (F_K), fed from the Kuitun river, forms most the alluvial pediment (Figure 3.12). Few patches of older fan terrace are also preserved. Small tributaries emerging from the mountain front also emplaced small young fans which locally overlay F_K deposits. Kuitun fan F_K, like other major alluvial fans of the piedmont, was abandoned because of embankment of its feeding stream in a narrower channel. Several levels of fluvial terraces formed afterwards, as the rivers entrenched firstly the recent fan deposits and then underlying Pliocene to Neogene loose conglomerates and sandstones.

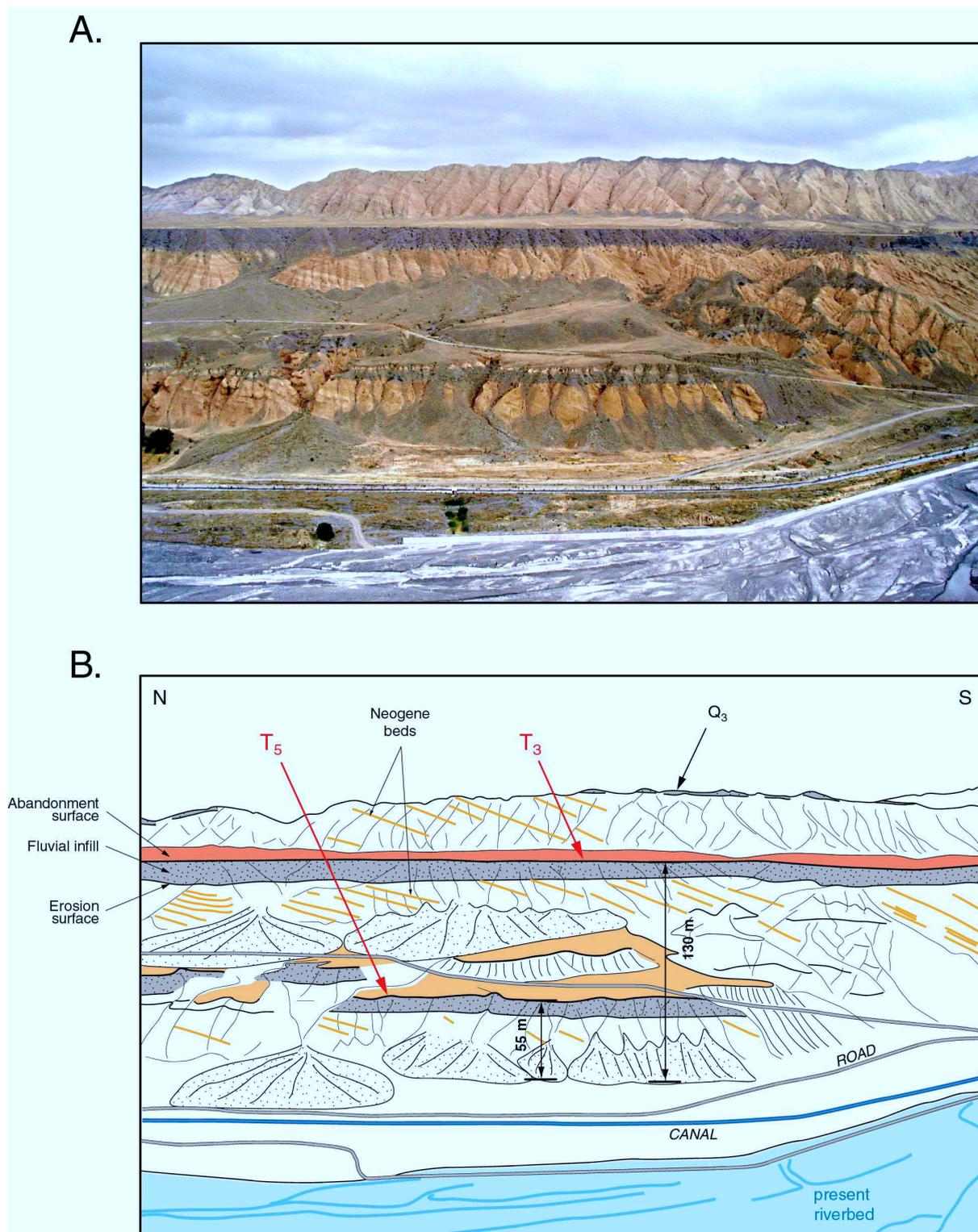


Figure 3.15: (A) Photograph and (B) interpretative sketch of Kuitun fluvial terraces, in the core of Dushanzi anticline on Kuitun river right bank (view towards East).

Such a behaviour is typical of what generally happens in the foothills of an active range (*Ritter et al., 1995; Owen et al., 1997*).

River terraces are preserved on both sides of the present river valley, along the piedmont reach. Five major levels, labelled T_1 to T_5 , are identified as obvious flat surfaces in the morphology. T_1 is only visible near the fan apex, where the river flows out from the range. T_2 remnants appear somewhat lower downstream, on the left edge, and following levels T_3 to T_5 relicts are present all along the studied reach, from the range exit to the young active fan (north of anticline). The main one, T_3 (Figure 3.15), is preserved about 15 km long on both edges and is about 2 km wide. Within the anticline, the T_3 strath terrace is overlain by a 5 to 20 m thick dark gravel layer corresponding to the abandoned river bedload. We can observe several inset terraces (T_4 and T_5) of the same kind beneath T_3 , but they show more modest remnants, and most of them on one riverside at once. It is clear that, after T_3 abandonment, the river could never again form a valley bottom wider than 1 km. T_3 and T_4 can be easily distinguished south of Dushanzi anticline, because of a clear difference in elevation (20 to 30 m). But they almost merge close to the fault, T_3 being only a few meters higher than T_4 . A succession of small terraces (T_{5-6}) depicting a sort of staircase nests in the core of the anticline, straight above the only bend of Kuitun piedmont reach. These curved T_{5-6} surfaces are likely the result of a progressive downward migration of the stream bend. As the river first turns to the left, the migration explains that the little inset terraces are present only on left edge. Besides, their abandonment may have been moreover influenced by valley shrinking.

We note that preservation of the observed inset terraces implies a decrease of the valley bottom width since abandonment of the first (preserved) one. We use the expression *apparent width* for the width of a preserved terrace tread, which results from a possible wandering of river braids. Past apparent width can be estimated from terrace width, which corresponds to the valley bottom width as the terrace was abandoned. The decreasing trend of apparent width could have been irregular with time, and intermediate terraces could have been formed and destroyed through successive shrinking and widening of the stream. But the average trend on the global erosive period results in a clear decline of river apparent width. When we will focus on dynamic erosion processes before terrace surface is abandoned, the determining variable will be an *effective width*, which may be very different from final terrace width.

3.3.4 Chronological data

Some chronological data are available from previous active tectonics studies (*Molnar et al.*, 1994; *Deng et al.*, 1996). Despite imprecision and sometimes approximative description, they provide some constraints on surface abandonment for some of the terraces. We also report some preliminary results from new OSL and ^{14}C analysis. *Molnar et al.* (1994) applied cosmogenic dating on quartz cobbles and obtained quite dispersed ages of exposure. As their mapping of the terraces was not very precise, the exact location of their samples is difficult to assess. They must have been collected on T_3 , possibly T_4 . Ages range between 22 and 14 ka BP within the anticline, and between 10.6 and 8.4 ka BP some five kilometers upstream (Figure 3.13). *Deng et al.* (1996) excavated a few trenches along several fault scarps in the piedmont in order to identify paleoseismic events, and thereby sampled some carbonates for ^{14}C dating and some sediments for thermoluminescence dating. Fluvial layers within T_3 on the right bank of Kuitun river yielded ages between 13 and 35 ka BP, and one sample collected within the

colluvium at base of the fault scarp yielded an age of 7 ka BP (Figure 3.13). These ages are difficult to interpret because dated material is never precisely described (especially carbon dated samples), and because of an apparent systematic discrepancy between TL and ^{14}C data. These ages suggest that T_3 (right) terrace was deposited before 13.3 kyr and abandoned before 7 kyr. To get some tighter constraints, we collected some samples in colluvium, consisting of loess mixed with gravels from fluvial filling, on T_2 (south of the anticline) and T_4 (in anticline's core, a few hundred meters south of the fault; see figure 3.13). They indicate that T_2 surface was abandoned around 11 – 10 ka BP (sample OSL-T2), whereas T_4 was abandoned later, around 7.5 – 6.8 ka BP (sample OSL-T4; see figure 3.13). A piece of charcoal from T_5 loess cover give T_5 age of abandonment just before 3.1 ka BP. These data confirm and notably refine former chronological constraints.

3.3.5 Topographic data

Accurate topographic data were collected by theodolite measurements in the field, along the major terrace levels within the Dushanzi anticline (Figure 3.13). Vertical precision is about 1 cm, much less than the natural roughness of terraces treads. Other topographic data were available through a Digital Elevation Model computed from a SPOT stereo pair of images (Figure 3.14). Pixel size of the calculated DEM is 20 m, and vertical noise can reach 5 to 10 m, but a Gaussian filtering reduces uncertainty and allows a rather good assessment of deformation and slope, considering long enough surfaces. All topographic data were registered to 1/100000 topographic maps.

Figure 3.16 (A) shows plots of theodolite longitudinal profiles of the fluvial terraces along Kuitun river, and a profile extracted from the DEM for Kuitun fan F_K (B). All these profiles are clearly warped, providing a way to estimate the ratio of their respective folding, hence of their relative ages. To do so, we assumed that terrace longitudinal profiles were initially linear, like the present river bed or the fluvial terraces south of the anticline (Figure 3.16, A). Because all levelled surfaces have gentle slopes (from 1 to 2%), subtracting the reconstructed initial profiles to real actual ones lead to an estimation of folding for each surface (Figure 3.16, C). The pattern of folding depends on the fold structure and depth to the decollement which may vary laterally. The profiles lie less than 10 km apart (Figure 3.13), so that we consider that lateral variation are probably small. Slip on the underlying thrust fault is probably stick-slip with recurring events every about 500-1000 years on average (*Avouac et al., 1993; Deng et al., 1996*). Over a period longer than a few thousand years, we may assume a uniform fold growth. Moreover, if we suppose that the dip angle on the underlying thrust fault is the same beneath the F_K and T_3 profiles, both surface ages should have the same ratio as the amplitudes of folding. We finally get that age of T_3 should be 0.8 that of F_K (Figure 3.16, C).

T_3 appears to be 20 m warped, while it overhangs the present river by as much as 150 m within the anticline. If we assume that tectonic uplift in the piedmont is restricted to this fold, we deduce that vertical deformation rate (around 2 mm/yr) has been 8 times lower than vertical fluvial incision (1.5 cm/yr in the anticline) since the T_3 abandonment. This interpretation is only valid if fluvial incision cannot be attributed to regional tectonic uplift. In fact, the steeper gradient of the higher terraces might suggest a general tilt of the piedmont, which would result from shortening of the sediment wedge pushed by the advancing mountain front (Figure 3.17). In that case, a simple balance

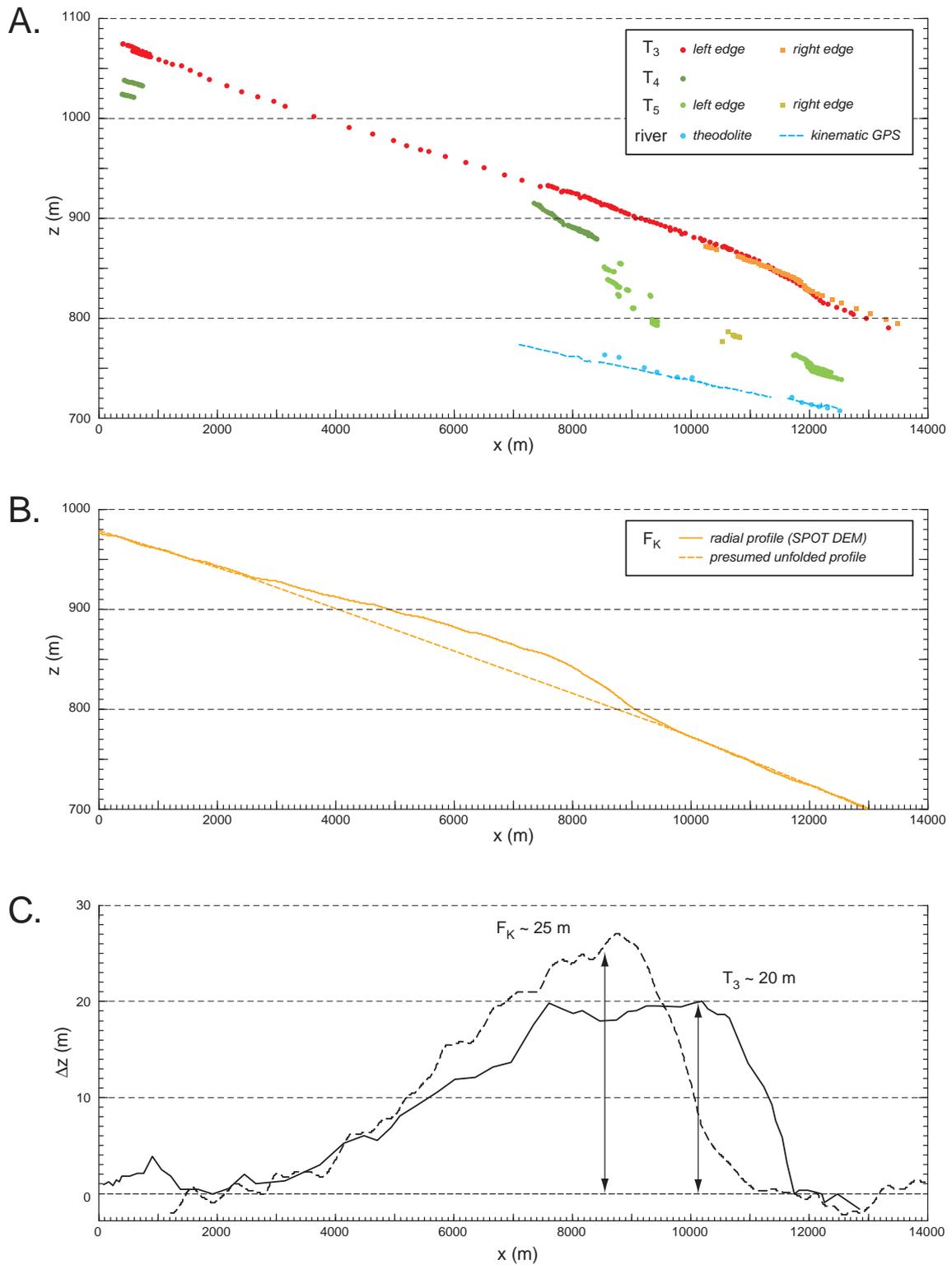


Figure 3.16: (A) Kuitun terraces and stream profiles, projected on a N-S trend. Circles and squares show theodolite measurements, while the riverbed line was measured by kinematic GPS. (B) Kuitun fan profile, as extracted from SPOT DEM. The profile is projected along a radial line, according to fan geometry (see location on figure 3.13); the dotted line shows the presumed unfolded profile. (C) Folding profiles of T_3 and F_K across the Dushanzi anticline, obtained by removing presumed initial straight profiles.

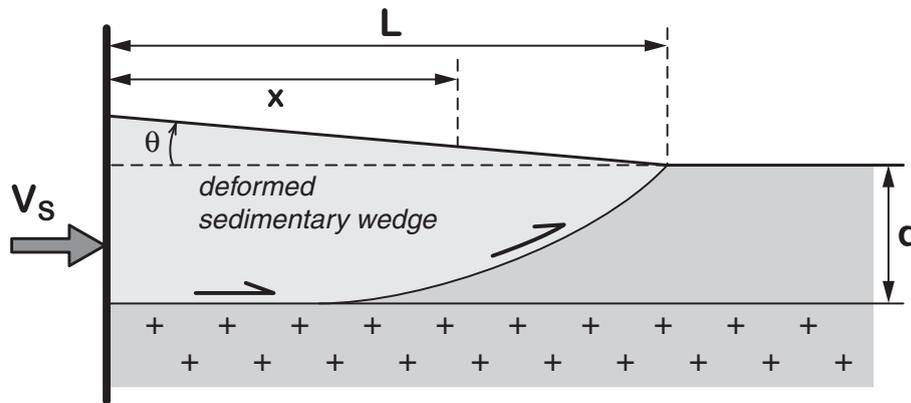


Figure 3.17: Testing of “purely tectonic” hypothesis. If the whole river downcutting corresponds to tectonic tilting of the piedmont wedge, the shortening needed to explain the observed amount of fluvial incision is estimated from the geometrical lie: $L=30$ km (piedmont length), $d=6$ km (decollement depth), $\tan(\theta)=2\%$ (average slope of main fan); at $x=20$ km (Dushanzi anticline), a rate of incision of 1.5 cm/yr would require a shortening rate of 11 cm/yr!

of area show that a piedmont uplift of 1.5 cm/yr would imply a shortening rate of at least 11 cm/yr, more than ten times the value estimated from previous geological studies. The tectonic explanation of fluvial incision can therefore easily be discarded. Holocene entrenchment of the Kuitun river must then have been driven by purely hydrological processes, likely because of climate change.

3.3.6 Slope evolution and $S(z)$ graphs

Long topographic profiles were extracted from SPOT DEM along the fluvial terraces (Figure 3.18, A). These profiles appear to be generally quite straight, with a tendency for the higher terraces to be steeper. Taking level T_3 as an example, the top of the surface lies more than 250 m upon the riverbed close to the range front, but 20 km further the overhang is half less, around 120 m when it goes out from the anticline. Just as we showed previously that tectonic tilting could not have induced a 1.5 cm/yr incision rate, the same calculation implies that the decrease in amount of incision downstream cannot be due to tectonics either. Then, river slope must have decreased during Holocene entrenchment.

Since chronological data about terrace formation are generally loose, as in the case of our study, one may prefer to represent data without explicit chronology. At a given distance of the river mouth, we plot the slopes of the terraces versus their elevations (Figure 3.18, B). Through this representation, we go round the lack of chronological data about some levels and then avoid to maintain any interpretation about river dynamics. Whether the rate of entrenchment was constant on the whole erosive period, or very irregular with a few intensive pulses, we can focus our attention on the relation between slope and amplitude of incision only. Our approach succeeds in evading time problem but takes it into account implicitly, through altitude which is tightly connected with time by means of incision rate.

Lets consider a few simple cases of river evolution to learn how $S(z)$ -graphs may look like (Figure 3.19). For simplicity, and to keep close to observations of the studied area, we consider only

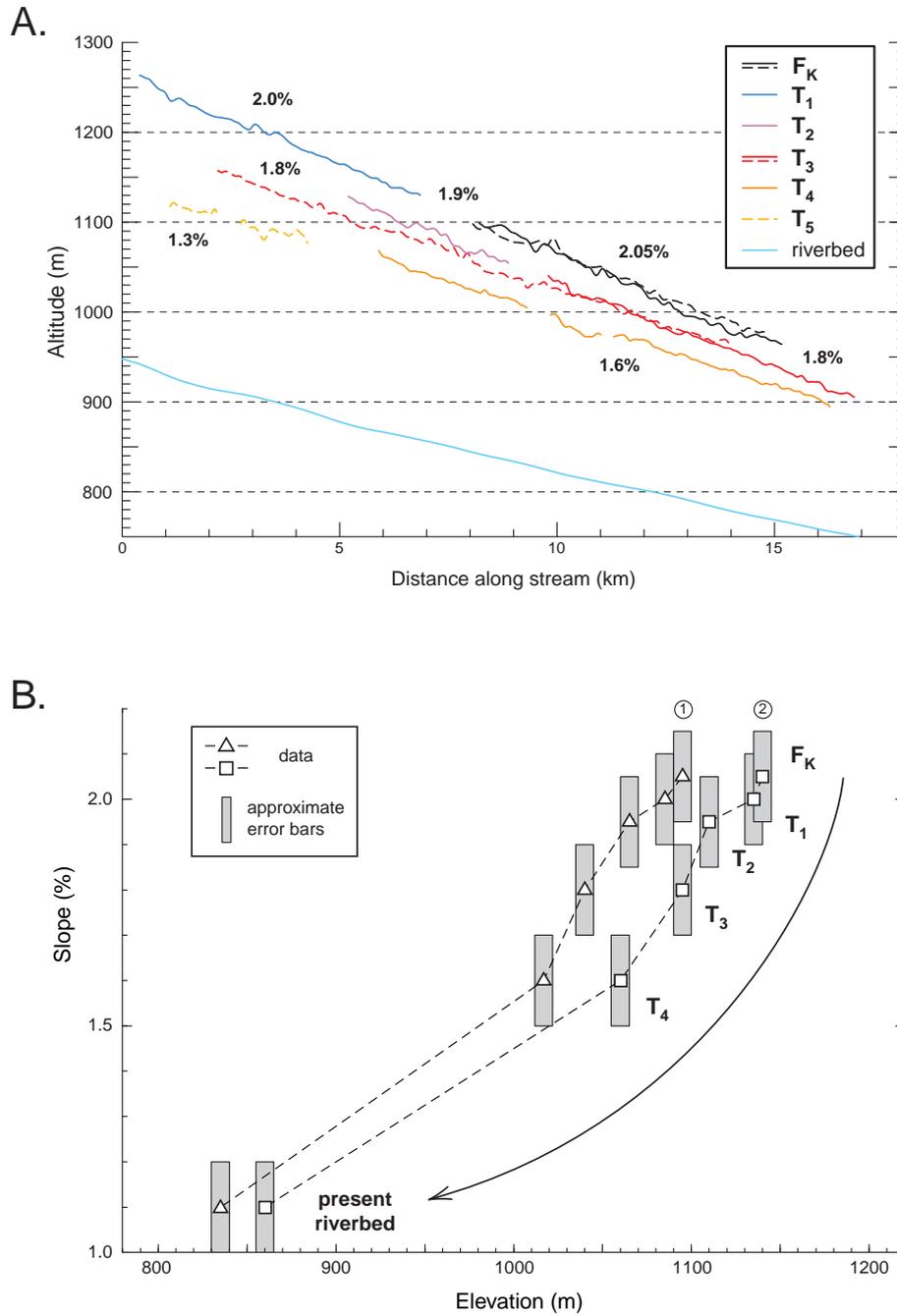
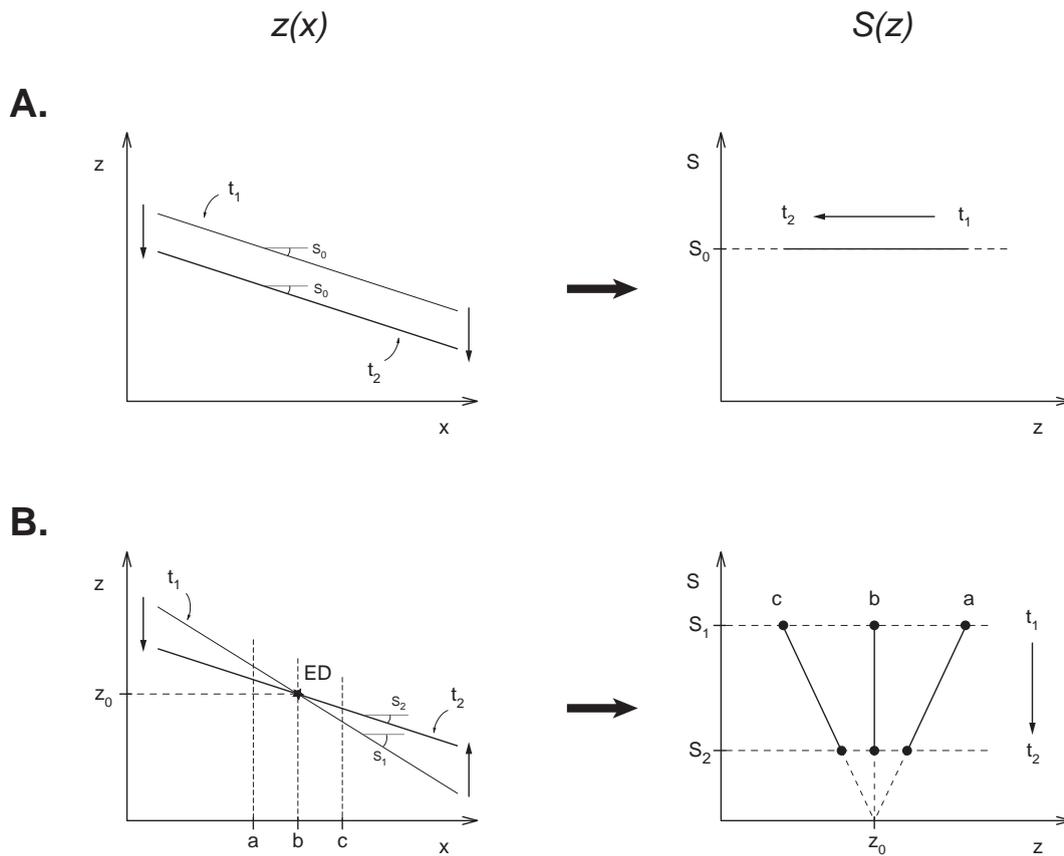


Figure 3.18: (A) Long profiles of Kuitun terraces, as extracted from the SPOT DEM. Each profile was unwound along its own track, in order to avoid aliasing in slope estimation. (B) Plotting of terraces slopes versus elevation; each line shows S and z evolution at a fixed location of river profile. Points 1 and 2 of data collection are located on figure 3.13.

straight profiles with decreasing slopes. The key parameter for river profile evolution is then the position of base level, which marks the transition between erosion and deposition (point ED). We focus our attention on the upper reach of profile, where only erosion occurs. If ED transition remains fixed through time, that is at the same elevation (z_0), relation between slope and altitude is purely linear



(a) Cases A, B

Figure 3.19: Representation of $S(z)$ plots for a few simple cases of river profile evolution (stars \star) symbolize points of transition erosion/deposition): (A) Incision rate has the same dynamics all along river profile; whatever happens, slope remains constant. (B) River slope decreases homogeneously as the profile swivels on a fixed axis corresponding to the base level (\star); above this point, riverbed subsides because of incision and z decrease; below this point, stream rises up through aggradation.

for each point of the profile (case B). If ED moves downward through time (regression), then incision rate increases relatively to slope change, so that $S(z)$ curves get convex (case C). On the contrary, if ED moves upward (transgression), incision occurs above a rising limit, so that $S(z)$ curves appear to be concave (case D).

Looking at Kuitun river data (Figure 3.18, B), we see that starting from T_1 terrace, river slope first decreases "rapidly" in each graph, meaning that elevations of T_1 , T_2 and T_3 are quite close although associated slopes fall from 2.05 to 1.6%. Because a lack of paleoprofiles between T_4 and present riverbed, we cannot figure out how the river has evolved since T_4 abandonment. However, one can imagine that river did not undergo big changes afterwards. Preservation of T_4 relics on both edges indicate that river width was never larger than T_4 width until now. The stream could only flow on a narrower bed, but if other terraces were formed, they must have been eroded. Besides, the little downstream remnant called T_5 help us to suppose that Kuitun river entrenched deeply T_4 surface

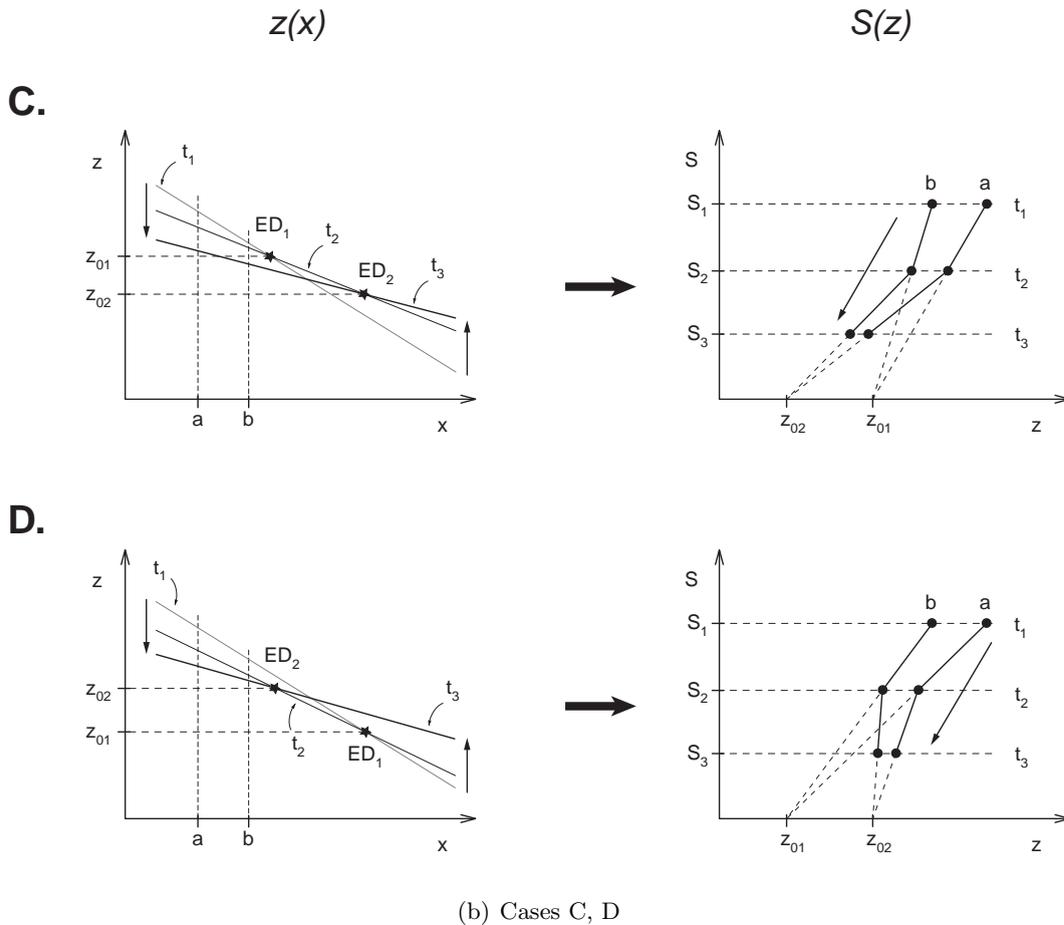


Figure 3.19: (continued) Representation of $S(z)$ plots for a few simple cases of river profile evolution (stars \star) symbolize points of transition erosion/deposition): (C) Two stages of tilting follow each other; because of base level lowering, $S(z)$ plots look convex. (D) On the contrary, if base level rises up, $S(z)$ plots show concave shape.

without a strong modification of its slope. This ending (downstream) part of graphs of figure 3.18 outlines the non-linearity of relation between slope and incision along time. Referring to typical examples shown on figure 3.19, Kuitun river behaviour looks like the convex graph of case C, where a regressive event lets $S(z)$ curve flattening towards low altitudes. Our rare and unevenly scattered data could apparently be explained by a succession of two stages, with a second base level located lower than the first one. This remark will help us to set up our incision model.

3.3.7 Model

In this section we try to assess the hydrological changes likely to have forced the observed pattern of Holocene fluvial incision. The river reach of interest begins at the transition between mountain front and the piedmont, when the stream emerges from stiff old bedrock into erodible Neogene sediments. On this piedmont reach, the Kuitun river is an alluvial river, so that erosion can be considered to be transport-limited. The simulation starts from an initial profile similar as fan F_K profile, and shows

Surface	S (%)	W _{app} (m)	Δz (m)	Age (ka B.P.)
F_K	2.05	-	280	12.5 – 11
T₁	2	2700	275	?
T₂	1.95	2100	250	11 – 10
T₃	1.8	1950	235	10 – 7.5
T₄	1.6	1200	200	7.5 – 6.8
T₅	1.3	800	-	3.1
present riverbed	1.1	400	0	0

Table 3.2: Quantitative data about Kuitun river, fan and fluvial terraces. Morphological data are measured on SPOT DEM: slope S , apparent width W , and cumulative incision Δz into each surface since its abandonment, estimated at 8 km from mountain front (point 2, see location on figure 3.13)). Proposed ages of surface abandonment are deduced from compiled literature data and new OSL results as discussed in text (see figure 3.13). Age of T_3 is bracketted by constraints about T_2 and T_4 ; age of F_K is then estimated relative to T_3 by using the ratio between their respective amounts of warping, and assuming a constant uplift rate.

how the river may have incised from the time of fan abandonment, taken at 12 ka B.P., until now. Available data used to constrain the model are summarized in table 3.2.

Most of common hydrological models are semi-empirical, or even purely phenomenological, so that they are based on power relations between the main variables, assuming some kind of steady state erosion (e.g., *Willgoose et al., 1991*; *Tucker and Bras, 1998*; *Tucker and Whipple, 2002*). Here we rather use a more physical approach based on Bagnold's formulation of bedload transport (*Bagnold, 1966*), and we ignore any steady state hypothesis, since external forcing of incision is supposed to be unsteady.

We first compute Rouse parameter, P , in order to check if present hydrological parameters are consistent with a sediment load mainly consisting of bedload (e.g., *Dade and Friend, 1998*),

$$P = \frac{V_s}{\kappa u^*}, \quad (3.13)$$

where V_s is the sedimentation rate, and u^* the friction velocity related to bed shear stress. Here, P is much greater than unity (see appendix A), which is a criterion to neglect suspended load transport (*Dade and Friend, 1998*).

Balancing between the work available from fluid shear stress, τ , and the work required to move sediment, leads to (see Notations):

$$e \cdot u \cdot (\tau - \tau_c) = (\rho_s - \rho)g \cdot q_s. \quad (3.14)$$

Efficiency coefficient, e , is the proportion of available energy which is really used for bedload transport (*Bagnold, 1966*), and τ_c is a critical shear stress. If shear stress τ is less than τ_c , then bedload cannot move. Relations between bed shear stress τ , fluid velocity u and the chosen controlling

variables, specific discharge q and slope S are:

$$\begin{cases} \tau = \rho (u^*)^2, \\ (u^*)^2 = C_D u^2, \\ q = u h. \end{cases} \quad (3.15)$$

Combination of these equations with the Darcy-Weisbach formulation for friction factor (see appendix A), we finally obtain following expression for bedload:

$$q_s = \frac{e}{\Delta} \cdot \Phi^{1/3} \left(\Phi^{2/3} - \Phi_c^{2/3} \right), \quad (3.16)$$

where $\Phi = q S$.

Continuity equation for sediment simply relates vertical incision rate with horizontal gradient of sediment flux:

$$\frac{dz}{dt} = \frac{dq_s}{dx}, \quad (3.17)$$

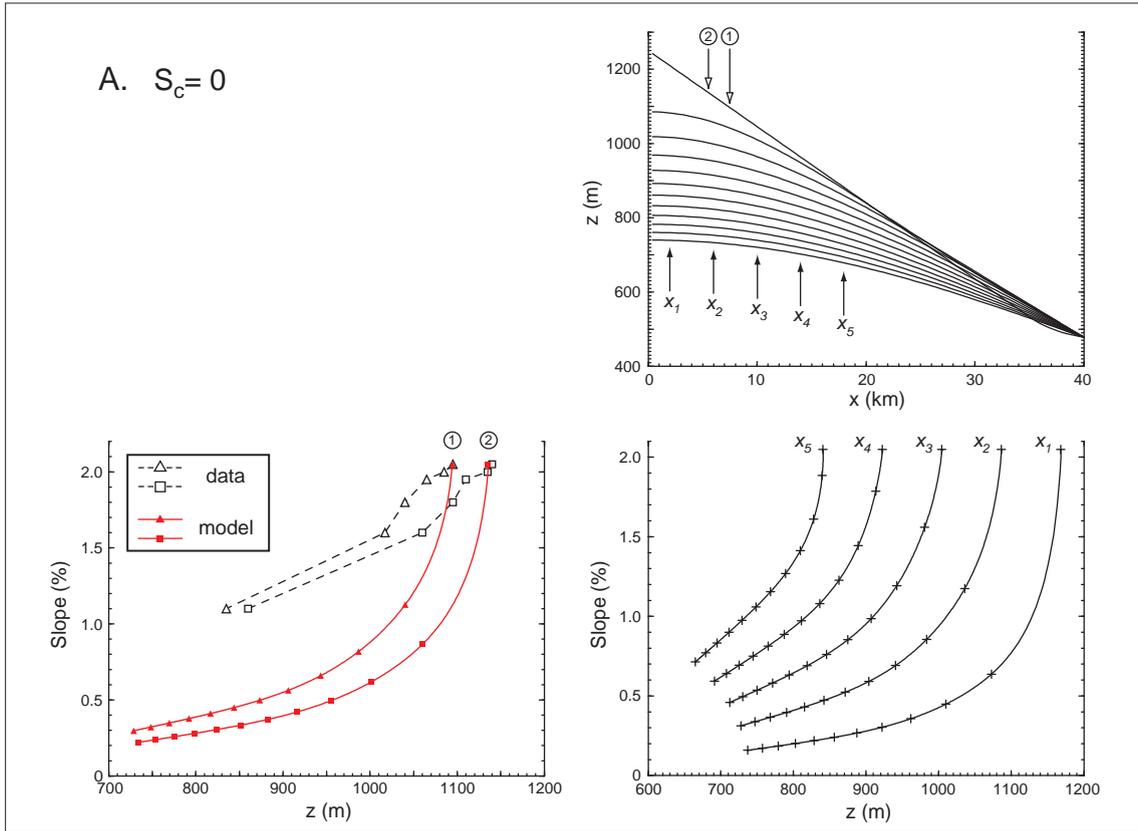
where x represents the distance along the river profile and z is topographic elevation. Here, we consider a 2D model (elevation z vs. distance from range x), taking width variations into account through specific discharge q which is the ratio of volumetric discharge by stream width. Since the piedmont reach of Kuitun river entrenches a fan which has a divergent geometry, we presume that river discharge (q) does not vary in the downstream direction (x).

According to the data, we set up a 10 km wide zone of 2 mm/yr tectonic uplift, corresponding to Dushanzi anticline. However, simulations show that the river has a too short time response to be perturbed by such a gentle deformation.

Kuitun river downcuts along almost 40 km into the fan F_K , which imposes a quite linear initial profile with a 2.05% slope and was deposited around 12 ka B.P., so that river evolution will be computed on a 12 kyr long period. As the humid phase following deglaciation may have enhanced vegetation cover on high range hillslopes, then reducing sediment production upthere, we choose to neglect what could be transported by the bedrock stream flowing out from the range; so that sediment flux at the alluvial river inlet into the fan is taken at zero (that is: $q_s(x = 0) = 0$). If we took a positive value, we would have to shift stream power in order to obtain the same incision rate, and conclusions would change only quantitatively, and likely not much. Efficiency e is taken as 1/3 which is Bagnold recommended value in turbulent case.

As erosion only occurs when the shear stress exceeds the critical threshold, we must take into account only discharges fulfilling this requirement. Using an average annual discharge would lead to an all the bigger error as the threshold is high. We then introduce a uniformity index i_u , corresponding to the fraction of year during which discharge is large enough to overstep erosion threshold.

After each run we look at profile evolution by plotting slope vs. elevation at several points along the river course, and compare it to our data. Various tests were carried out to analyze the sensitivity of the model (Figure 3.20), then we tried to find the best cluster of parameters which could explain the data of Kuitun river.



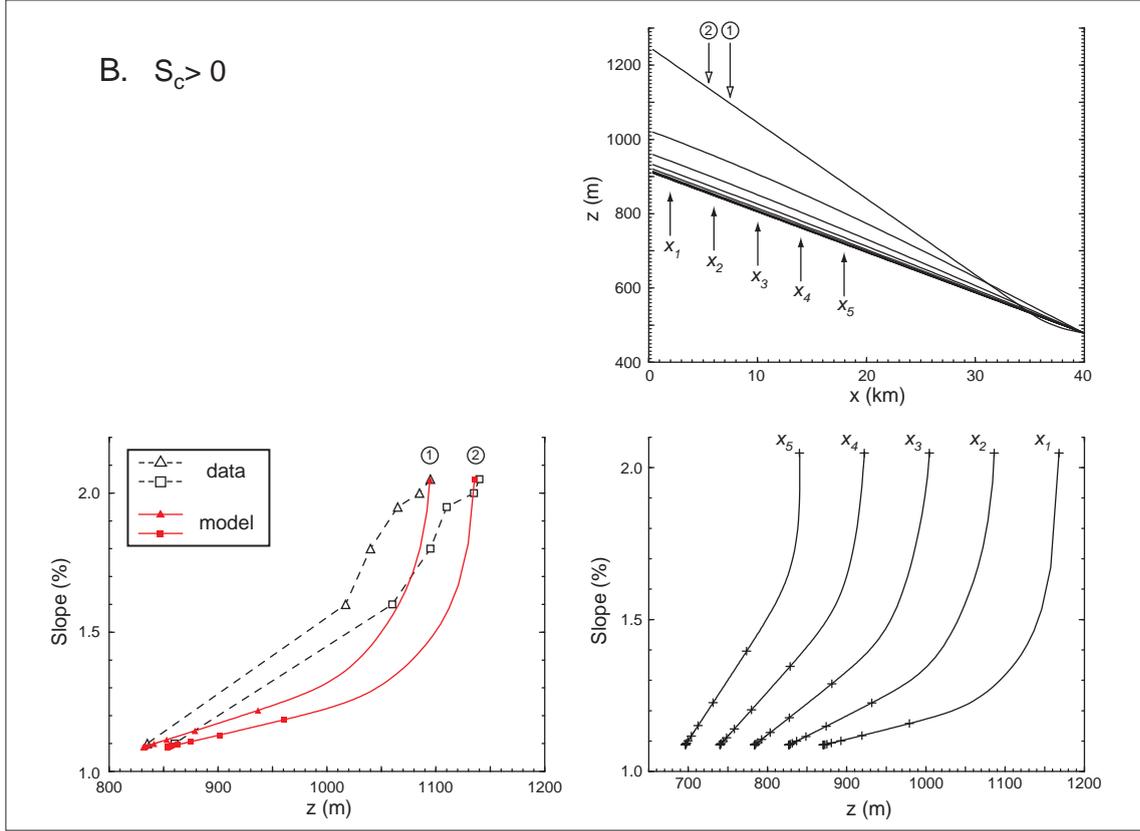
(a) First example

Figure 3.20: *Examples of simple simulations of fluvial incision. $z(x)$ profiles and $S(z)$ are plotted every 1000 years (from 12 ka BP to present); location of observations are indicated on the upper reach (x_1 to x_5). Right graphs show overall river behaviour and left graphs compare results to data. (A) $S_c = 0$, $q = 5 \cdot 10^5 \text{ m}^2/\text{yr}$, $i_u = 0.3$. Fluvial processes amount to simple diffusion, so that topographic slope just tends towards zero at each point, and profile gets more and more concave.*

3.3.8 Results and discussion

Whatever the hydrological parameters may be, we always obtain a decreasing trend in slope on the upstream reach of profile. When river comes into the piedmont flowing from the stiff high range, the stream power is high and erosion is strong. Then bedload increases and erosion power simultaneously decreases downward. In the lower part of the river, bedload is too high and material must be deposited. As a result, river slope can only decrease with time.

Taking a critical shear stress equal to zero leads to a simply diffusive model (because discharge does not depend on distance in our case), so that calculated profiles become rapidly concave (Figure 3.20, case A). This effect disappears when we take into account a non-null critical shear stress τ_c corresponding. Due to this threshold for the onset of sediment motion, the river profile tends to an asymptotical profile depending on the value of τ_c . The time needed to reach the asymptot is a function of the shift between the actual river slope S and the critical slope S_c imposed by the threshold and



(b) Second example

Figure 3.20: (continued) Examples of simple simulations of fluvial incision. (B) $S_c = 0.01$, $q = 3.6 \cdot 10^6 \text{ m}^2/\text{yr}$ and $i_u = 0.3$ remain constant during 12000 years. Entrenchment is too rapid at beginning, although river profile tends to a plausible shape. This set of parameters would place T_2 and T_3 much lower in altitude than they are, and with much smaller gradients.

the given discharge q :

$$S_c \sim \frac{\tau_c^{3/2}}{q} . \quad (3.18)$$

If $S \leq S_c$, there is no more sediment transport. But if S_c is suddenly reduced to its half, it takes about 2000 years to the river to get roughly adjusted to the new conditions.

We can therefore act on q , i_u and $\Phi_c = (qS)_c$ ($\tau_c \sim \Phi_c^{2/3}$) to fit $S(z)$ data. As τ_c is a sediment property, it stays constant along time. We take $S_c = 0.01$ as the critical slope associated with the present Kuitun river summer discharge (present characteristics being $S = 0.01$ and $q \simeq 8 \cdot 10^6 \text{ m}^2/\text{yr}$), to compute threshold value Φ_c . We then make q vary with time, keeping Φ_c constant (that is, with $S_c(t)$ constrained by $q(t)$ and constant Φ_c), in order to get S values close to slope data. The weather index i_u don't have any influence on S changes, but it controls the amplitude of incision, that is z evolution.

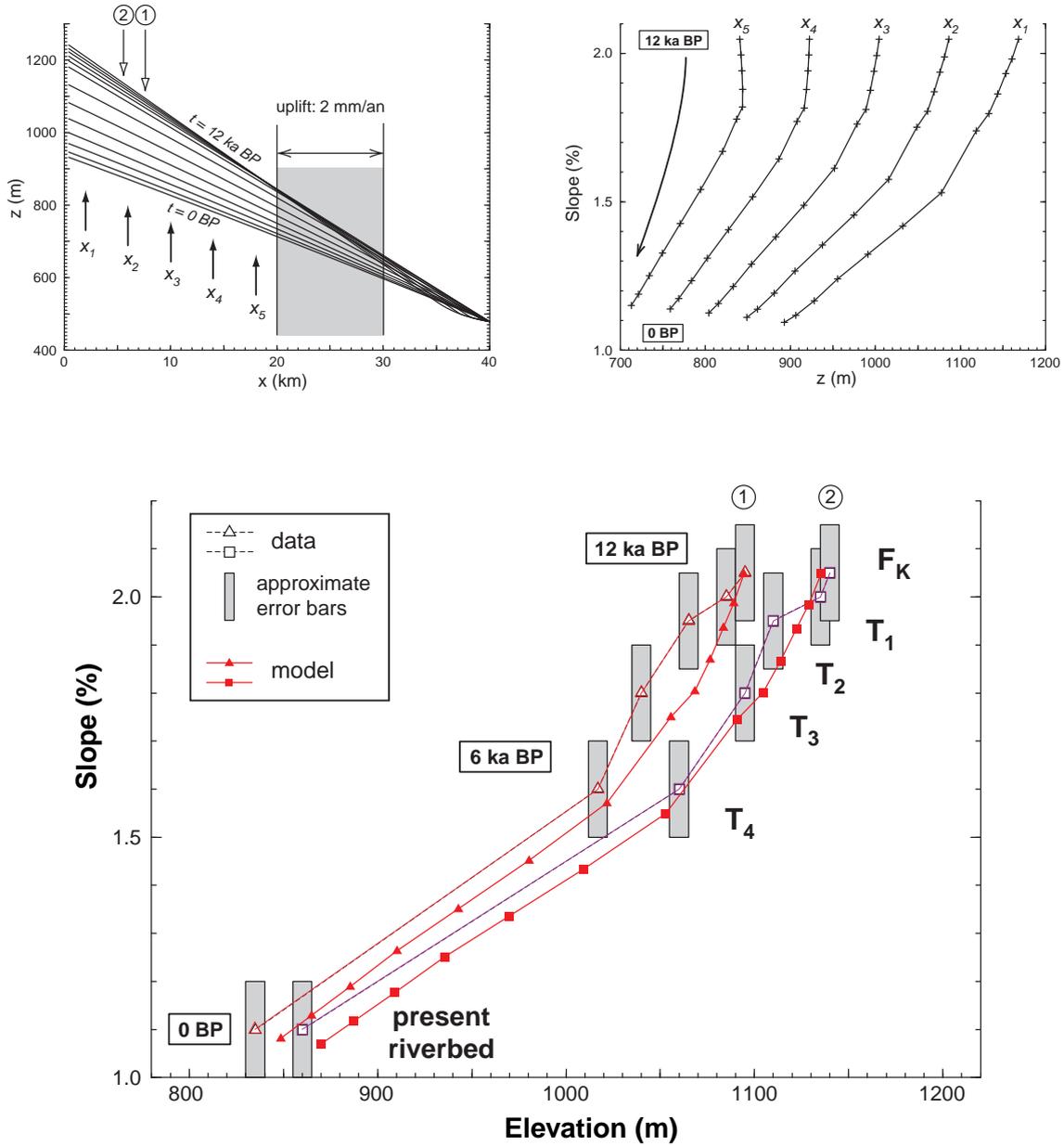


Figure 3.21: Example of a simulation which correctly fits Kuitun river data (figure 3.18). (A) $z(x)$ profiles are plotted every 1000 years and (B) $S(z)$ values every 1000 years (from 12 ka BP to present). (C) Comparison between model output $S(z)$ at points 1 and 2 and Kuitun slope data — see parameters explanation in the text.

There is too few data to set up a real inverse problem. However, we can propose a discharge evolution which fits quite good $S(z)$ data (Figure 3.21). Discharge varies from $q_0 = \frac{\Phi_c}{S_0}$ at the beginning, to actual discharge at the end, through successive linear trends (Figure 3.22, (A)).

Despite of these simplifying approximations, fitting our 7 – 6 ka BP terrace slope lead to a major change in hydrologic evolution, when conditions become somewhat half less humid until now. Moreover, the weather index i_u have to start quite high in the first phase, thereby strengthening the wet-to-dry transition at the mid-Holocene (Figure 3.22, (A)). At 6 ka BP, i_u decreases just as q in-

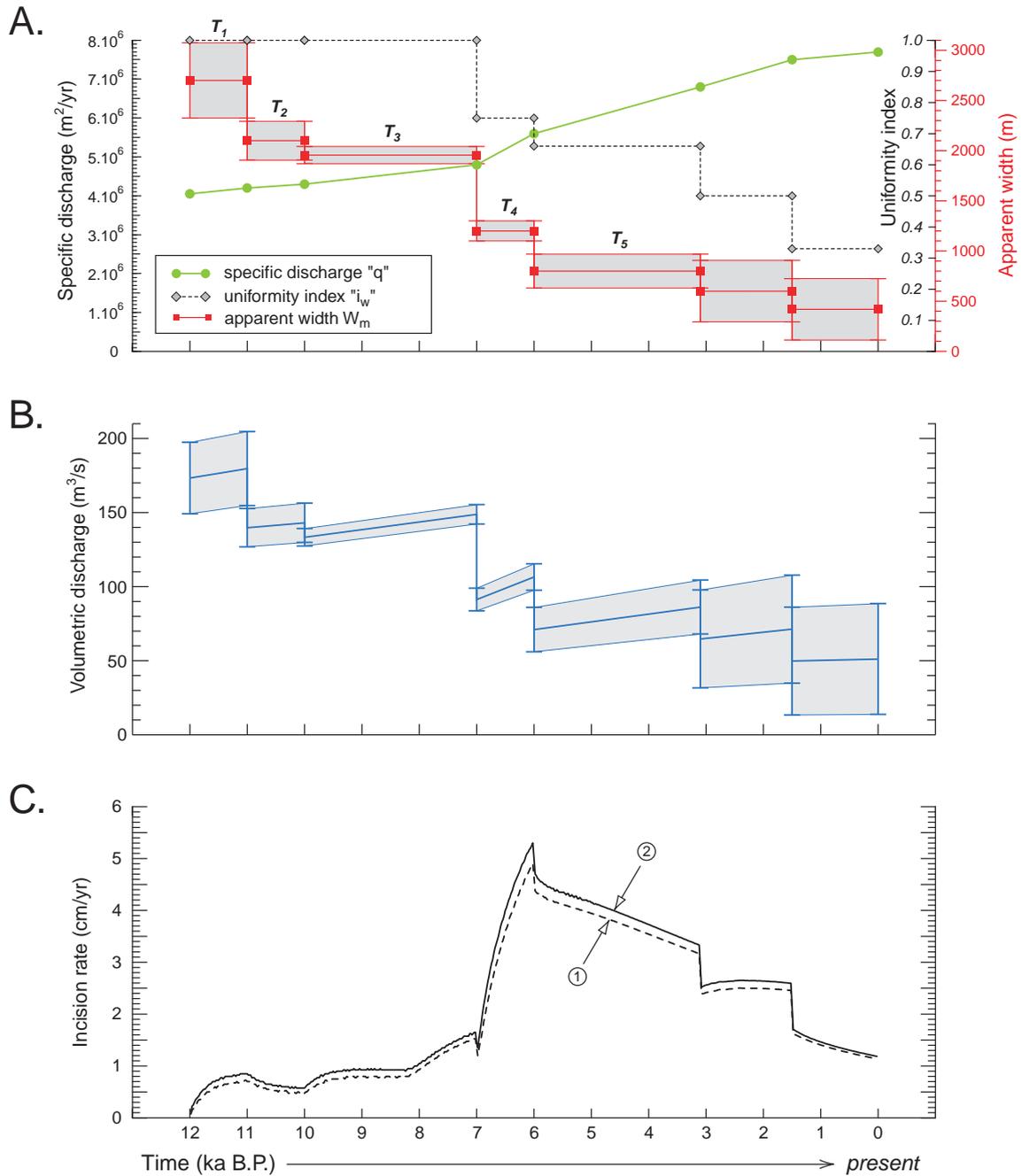


Figure 3.22: Best fitting parameters leading to the modeled evolution shown on figure 3.21. (A) Specific (erosive, see in the text) discharge q varies from $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{yr}$ at $t = 0$ (corresponding to 12 ka BP) to $8 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{yr}$ at $t = 12$ (present value), through successive linear trends. Uniformity index i_u (fraction of year during which the erosion threshold is exceeded) follows an evolution towards enhanced seasonality. Rough estimation of stream width changes from one terrace to another is made from SPOT imagery (Figure 3.13); besides, as we cannot measure effective width for past times, we assume that its ratio to apparent width has remained constant. (B) Global volumetric discharge evolution is obtained from q , W ($Q = q W$), with error bars resulting from uncertainty about river width. (C) Resulting chronology for incision rate at points 1 and 2 (corresponding to $S(z)$ data). The average incision rate for the whole Holocene is around $2.2 \text{ cm}/\text{yr}$, but it increases above $5 \text{ cm}/\text{yr}$ at the transition towards arid conditions around 6 ka BP.

crease becomes more pronounced. This evolution could represent a rapid climatic change towards an arid context, as arid regions often show low global discharges but with some rare high floods. Such a transition has been proved to have a strong impact on incision rates (*Molnar, 2001*), and may explain why the incision rate resulting from our model is so high between 6 and 3 ka BP (Figure 3.22, (C)). After 3 ka BP, q goes on increasing but asymptotical slope S_c is not so far, so that S changes are weak until now. At the same time, i_u goes on decreasing to its present.

Specific discharge can be converted to volumetric discharge through multiplication by stream effective width. As we don't know much about its evolution, this width is inferred to be constantly proportional to terrace width (i.e. former valley bottom width; figure 3.22, (A)). It may vary abruptly at terrace abandonment, so that we finally deduce a discontinuous graph for volumetric discharge (Figure 3.22, (B)).

Our results are finally in good agreement with common observations of Holocene climate change in Asia. Early to mid-Holocene climate is known to have undergone a much stronger monsoonal influence as today in central Asia (*Wei and Gasse, 1999*), because of global circulation change partly induced by orbital forcing. Ice records from Tibetan Plateau (*Thompson et al., 1989; Liu et al., 1998*) as well as studies of China river systems (*Porter et al., 1992; Yang et al., 2000*) and most of lacustrine sedimentological records from China and surroundings (*Yang et al., 1995; Harrison et al., 1996; Jarvis, 1993*) exhibit a humid phase lasting from about 11 – 10 ka BP until ~ 6 ka BP. This humid climate likely resulted from a strengthened summer monsoonal circulation, reaching more inland places and higher latitudes as today (*Wei and Gasse, 1999*). Next a general trend of increasing aridity took place, lasting until today (*Gu et al., 1993*). In particular, Manas lake, which is located north of our study area, has recorded very wet conditions from 10 to 6 ka BP (*Rhodes et al., 1996*). The second half of Holocene was dominated by lake regression, as a consequence of increased aridity. Our results then appear to be consistent with regional as well as local climate Holocene evolution.

3.3.9 Conclusion

The alluvial piedmont of northern Tian Shan has been deeply incised by the rivers since the beginning of Holocene. Reconstruction of Holocene river paleoprofiles from observation of abandoned terraces lead to observe what kind of trend affects the river slope. In our context, river slope decreased irregularly from fan slope to present-day riverbed slope. In a first phase, from Early to mid-Holocene (12 – 6 ka B.P.), the river downcutted in a large valley and its slope decreased quite rapidly as incision rate was moderate. In a second phase, the streambed is shrunk and the river slope decreased more slowly while incision kept on. A model of alluvial stream erosion based upon Bagnold approach of sediment transport can reproduce the observed evolution of the river profile, by introducing appropriate hydrological conditions. Through this model, we infer hydrological regime of northern Tian Shan piedmont to have followed the general climatic trend of central Asia since last deglaciation. We estimate that during Early Holocene, Kuitun river discharge could have been twice the present one. Our survey shows that the profile of the Kuitun river has evolved continuously over the Holocene in response to changing hydrological conditions. Although it seems difficult to define a “graded” geometry for this kind of alluvial river, our model predicts that the river is never far from an equilibrium at which

the river slope and width satisfy 3.18. It therefore allows to retrieve past hydrological conditions from the estimate of river paleoprofile and paelowidth, as recorded by fluvial terraces. This study points out the importance of considering both river slope and width to interpret fluvial behaviour.

Acknowledgements : This research was funded by CEA and by Eclipse CNRS program. We are grateful to Norbert Mercier for indispensable help in doing OSL analysis and for allowing data release before publication. We thank François Métivier and Stéphane Dominguez for fruitful discussions and help in the field.

3.3.10 Appendicial material: Calculation of Rouse parameter P

The Rouse parameter P is the ratio between sedimentation rate and friction velocity.

Taking an average grain size: $D = 0.1 - 0.01\text{m}$, a relative excess density of sediment particles: $\Delta = 1.5$, Rubey formulation of sedimentation rate of particles (*Rubey, 1933*) leads to:

$$V_s = \sqrt{\frac{2}{3}\Delta g D} \quad \sim [0.3 - 1] \text{ m.s}^{-1} \quad (3.19)$$

In our case, stream is large enough to replace hydraulic radius by water depth ($R = \frac{Wh}{W + 2h} \sim h$). Fluid velocity can then be related to slope and water depth following Darcy-Weisbach expression (available in laminar flow as well as in turbulent flow case):

$$u = \left(\frac{8g}{f} hS \right)^{1/2} . \quad (3.20)$$

Combined with discharge expression $q = uh$, we can compute h from q and S :

$$h = \left(\frac{8g}{f} \right)^{-1/3} q^{2/3} S^{-1/3} . \quad (3.21)$$

Friction factor usually has an ordinary range $0.01 < f < 0.1$ (e.g. Moody diagram); taking $q = 0.2 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, and $S = 1 \%$ (present characteristics of Kuitun river in spate), we obtain:

$$h \sim 8 - 17 \text{ cm} ,$$

and then friction velocity:

$$u^* = \sqrt{ghS} \quad \sim 0.09 - 0.13 \text{ m.s}^{-1} .$$

With von Karman constant $\kappa = 0.4$, Rouse parameter finally amounts to:

$$P = \frac{V_s}{\kappa u^*} \quad \sim [6 - 28] > 1 .$$

3.3.11 Notations

D	average grain size
h	water depth
P	Rouse parameter
q	specific water discharge
q_s	specific sediment flux
S	local topographic slope
u	fluid velocity
u_*	friction velocity (related to τ)
W	stream width
Δ	relative excess density of sediment particles ($\frac{\rho - \rho_f}{\rho}$)
κ	von Karman constant
ρ	sediment density
ρ_f	fluid density
τ	bed shear stress
τ_c	critical shear stress for the onset of sediment motion

Bibliography

- Avouac, J. P., P. Tapponnier, M. Bai, Y. You, and G. Wang, Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geophys. Res.*, *98*, 6,755-6,804, 1993.
- Bagnold, R.A., An approach to the sediment problem from general physics, *U.S.G.S. Professional Paper*, 231-291, 1966.
- Bogaart, P.W. and R.T. van Balen, Numerical modeling of the response of alluvial rivers to Quaternary climate change, *Global and Planetary Change*, *27*, 147-163, 2000.
- Bull, W., Geomorphic response to climate change, *Oxford University Press*, 326 p., 1991.
- Burchfiel, B. C., E. T. Brown, D. Qidong, F. Xianyue, L. Jun, P. Molnar, S. Jianbang, W. Zhangming and Y. Huichuan, Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China, *International Geology Review*, *41*, 665-700, 1999.
- Dade, W.B., and P.F. Friend, Grain-Size, Sediment-Transport Regime, and Channel Slope in Alluvial Rivers, *The Journal of Geology*, *106*, 661-675, 1998.
- Demoulin, A., Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe), *Geomorphology*, *24*, 189-208, 1998.
- Deng, Q., P. Zhang, X. Xu, X. Yang, S. Peng, and X. Feng, Paleoseismology of the northern piedmont of Tianshan mountains, Northwestern China, *J. Geophys. Res.*, *101*, B3, 5895-5920, 1996.
- Gu, Z.Y., J.Q. Liu, B.Y. Yuan, D.S. Liu, R.M. Liu, Y. Liu, and Y. Katsumi, Monsoon Variations of the Qinghai-Xizang Plateau During the Last 12,000 Years, *Chinese Science Bulletin*, *38*, 7, 577-581, 1993.
- Harrison, S.P., G. Yu, and P.E. Tarasov, Late Quaternary Lake-Level Record from Northern Eurasia, *Quat. Research*, *45*, 138-159, 1996.
- Howard, A.D., Equilibrium and time scales in geomorphology: application to sand-bed alluvial streams, *Earth Surf. Process. Landforms*, *7*, 303-325, 1982.
- Jarvis, D.I., Pollen Evidence of Changing Holocene Monsoon Climate in Sichuan Province, China, *Quat. Research*, *39*, 325-337, 1993.
- Jones, S.J., L.E. Frostick, and T.R. Astin, Climatic and tectonic controls on fluvial incision and aggradation in the Spanish Pyrenees, *J. Geol. Soc. London*, *156*, 761-769, 2000.
- Knox, J.C., Responses of river systems to Holocene Climates, in *Late-Quaternary Environments of the United States; vol. 2, the Holocene*, edited by H.E. Wright, Jr., pp. 26-41, Longman, London, 1984.
- Legates, D. R. and C. J. Willmott, Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation, *Int. J. Climatology*, *10*, 111-127, 1990.

- Liu, K.B., Z. Yao, and L.G. Thompson, A pollen record of Holocene climatic changes from the Dunde ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau, *Geology*, 26, 2, 135-138, 1998.
- Merritts, D.J., K.R. Vincent, and E.E. Wohl, Long river profiles, tectonism, and eustasy : A guide to interpreting fluvial terraces, , *J. Geophys. Res.*, 99, B7, 14,031-14,050, 1994.
- Molnar, P., E.T. Brown, B.C. Burchfiel, Q. Deng, F. Xianyue, L. Jun, G.M. Raisbeck, S. Jianbang, W. Zhangming, F. Yiou, and Y. Huichuan, 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*, 102, 583-602, 1994.
- Molnar, P., Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates, *Geology*, 29, 12, 1071-1074, 2001.
- Owen, L.A., B.F. Windley, W.D. Cunningham, J. Badamgarav, and D. Dorjnamjaa, Quaternary alluvial fans in the Gobi of southern Mongolia: evidence for neotectonics and climate change, *J. Quaternary Sci.*, 12, 239-252, 1997.
- Pazzaglia, F., T.W. Gardner, and D.J. Merritts, Bedrock Fluvial Incision and Longitudinal Profile Development Over Geologic Time Scales Determined by Fluvial Terraces, in *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, ed. by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, AGU Press, Geophysical Monograph Series, 107, 207-235, 1998.
- Phillips, J.D., Multiple modes of adjustment in unstable river channel cross-sections, *J. Hydrol.*, 123, 39-49, 1991.
- Porter, S.C., A. Zhisheng, and Z. Hongbo, Cyclic Quaternary Alluviation and Terracing in a Nonglaciaded Drainage Basin on the North Flank of the Qinling Shan, Central China, *Quat. Research*, 38, 157-169, 1992.
- Reigber, C., G.W. Michel, R. Galas, D. Angermann, J. Klotz, J.Y. Chen, A. Papschev, R. Arslanov, V.E. Tzurkov and M.C. Ishanov, New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 191, 157-165, 2001.
- Rhodes, T.E., F. Gasse, L. Ruifen, J.C. Fontes, K. Wei, P. Bertrand, E. Gibert, F. Mélières, P. Tucholka, Z. Wang, and Z.Y. Cheng, A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 105-121, 1996.
- Ritter, J.B., J.R. Miller, Y. Enzel, and S.G. Wells, Reconciling the roles of tectonism and climate in Quaternary alluvial fan evolution, *Geology*, 23, 3, 245-248, 1995.
- Rubey, W.W., Settling velocities of gravel, sand, and silt particles, *American Journal of Science*, 25, 325-338, 1933.
- Sklar, L. and W.E. Dietrich, River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, in *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, ed. by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, AGU Press, Geophysical Monograph Series, 107, 237-260, 1998.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, M.E. Davis, J. Bolzan, J. Dai, N. Gundestrup, T. Yao, X. Wu, and Z. Xie, Holocene-Late Pleistocene Climatic Ice Core Records from Qinghai-Tibetan Plateau, *Science*, 246, 474-477, 1989.
- Tucker, G.E. and R.L. Bras, Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology, *Water Resour. Res.*, 34, 2751-2764, 1998.

- Tucker, G.E. and K.X. Whipple, Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison, *J. Geophys. Res.*, *107*, 9, 2002.
- Vandenbergh, J., Timescales, climate and river development, *Quat. Sci. Rev.*, *14*, 631-638, 1995.
- Wei, K. and F. Gasse, Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation, *Quat. Sci. Rev.*, *84*, 1315-1334, 1999.
- Willgoose, G., R.L. Bras, and I. Rodriguez-Iturbe, A Coupled Channel Network Growth and Hillslope Evolution Model, 1. Theory, *Water Resour. Res.*, *27*, 7, 1671-1684, 1991.
- Yang, W., R.J. Spencer, H. Roy Krouse, T.K. Lowenstein, and E. Casas, Stable isotopes of lake and fluid inclusion brines, Dabusun Lake, Qaidam Basin, western China: Hydrology and paleoclimatology in arid environments, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *117*, 279-290, 1995.
- Yang, D.Y., G. Yu, Y.B. Xie, D.Z. Zhan, and Z.J. Li, Sedimentary records of large Holocene floods from the middle reaches of the Yellow River, China, *Geomorphology*, *33*, 73-88, 2000.

3.4 Limitations du modèle : *quid* de la largeur et de la sinuosité ?

Le modèle utilisé dans l'interprétation qui précède est très simplifié, pour la bonne raison que nous manquons d'essentielles données nécessaires à une description précise de l'évolution du profil.

Nous avons vu que la dynamique du profil modélisé s'incarnait particulièrement bien dans la quantité

$$\Phi = qS = \frac{QS}{W},$$

qui tend à tout instant vers une valeur seuil Φ_c (e.g., Buffington & Montgomery, 1997).

Puisque nous recherchons l'information hydrologique Q , il s'avère donc important de bien contrôler pente S et largeur W .

Or, nous ne pouvons reconstituer le comportement de la largeur du lit qu'à travers la largeur des terrasses préservées, le lien entre ces deux grandeurs étant très discutable. De même, les pentes que nous inversons sont les pentes longitudinales des terrasses, dont le lien avec la pente locale des chenaux de la rivière est également discutable.

En outre, modéliser l'évolution de la largeur en tenant compte de l'érosion latérale est un problème ardu, qui requiert la connaissance de nombreux paramètres malheureusement totalement inconnus dans le cas de notre rivière (ASCE, 1998a; Ikeda *et al.*, 1988; Stevens, 1989) : cohésion des berges, distribution granulométrique des sédiments, hauteur d'eau, etc. La plupart des modèles développés à ce jour n'ont d'ailleurs jamais pu être validés quantitativement (ASCE, 1998b; Darby, 1998), la physique du problème s'avérant en fait extrêmement complexe, et peu intuitive.

Dans le cas de notre rivière alluviale au lit de sédiments peu consolidés, l'élargissement se produit essentiellement par effondrement du matériel de berges (Pizzuto, 1990; Darby, 1998). Il faudrait donc introduire dans le modèle un nouveau processus d'érosion, nécessitant d'autres paramètres, et rendrait le calcul beaucoup plus complexe — mais peut-être pas beaucoup plus réaliste.

Choisir des valeurs arbitraires pour tous les paramètres manquants reviendrait à construire un modèle sans plus aucune contrainte, ce qui présenterait peu d'intérêt. Il s'avère donc plus intéressant, dans la mesure de nos moyens, de prendre du recul en menant une discussion qualitative sur la géométrie de la rivière et sa possible influence sur la dynamique de l'incision.

3.4.1 Largeur apparente et largeur effective

Le problème de l'interprétation de la largeur des terrasses, telle qu'on la mesure, pour la Kuitun He, sur image satellitaire, est loin d'être anodin.

En effet, il est bien clair que la largeur à prendre en compte dans le modèle d'érosion fluviale est seulement la largeur de chenal de la rivière, c'est-à-dire la largeur cumulée des tresses actives, puisqu'il s'agit d'une rivière en tresses (fig.3.23). Or, cette largeur, qui constitue la "largeur effective" définie dans l'article, est très difficile à estimer.

Bien que les rivières du Tian Shan érodent surtout en période de crues, compte tenu du climat semi-aride de la région, elles n'érodent jamais simultanément sur toute la largeur du fond de vallée. C'est par exemple le cas de la Kuitun He dans sa configuration actuelle. On ne peut donc pas se permettre d'amalgamer celle-ci à la largeur effective.

Il est de même très probable que la largeur des terrasses ne corresponde pas à la paléo-largeur effective de la rivière, mais à l'espace sur lequel les tresses de la rivière se promenaient alors, tout en érodant (fig.3.24).

C'est pourquoi il est impossible d'appliquer ici les modèles classiques de prédiction de largeur de rivière, tels que les lois de puissance de Leopold & Maddock (1953) :

$$W \sim Q^b, \text{ avec en moyenne : } b \simeq 0.5$$

ou les approches plus complexes comme celle de Ikeda *et al.* (1988), qui établit, dans le cas d'une rivière à lit de graviers, une relation très compliquée entre W et Q , h , S et D .



FIG. 3.23: Photo du lit actuel de la Kuitun He : les chenaux en tresses se concentrent sur une largeur bien inférieure à celle du fond de vallée. La direction d'écoulement dans ces chenaux est en outre localement assez différente de la direction générale du lit, ce qui induit un écart entre la pente locale (qui intervient dans la loi d'érosion) et la pente générale (la seule que l'on puisse mesurer sur le MNT de la figure 2.13).

3.4.2 Sinuosité

On peut même imaginer que la rivière ait été complètement méandrique à l'époque de la formation des terrasses les plus larges (T_1 , T_2 ,...). Une rivière peut effectivement éroder en suivant des “quasi-méandres”, formant ainsi une surface d'érosion très large d'apparence plane, qui si elle est un jour abandonnée constituera une terrasse. Un exemple de telle rivière alluviale est présentée figures 3.25 et 3.26.

Mizutani (1998) montre d'ailleurs qu'il est beaucoup plus facile de simuler numériquement des terrasses lorsque l'on impose à la rivière de faire des méandres.

Si l'on envisage une rivière à tresses mobiles, voire à méandres, on doit alors tenir compte (fig.3.27) :

- de la sinuosité, qui est cette fois supérieure à 1,
- de la pente locale, qui n'est plus égale mais inférieure à la pente longitudinale du fond de vallée.

L'écart entre pente locale des chenaux et pente résultante du fond de vallée dépend de l'importance de la sinuosité.

Par la suite, le terme *sinuosité* désignera la sinuosité des chenaux de la rivière, même si celle-ci ne forme pas de méandres et semble avoir un lit rectiligne. La sinuosité dont nous devons tenir compte est en effet celle du courant d'eau qui transporte et/ou érode. Dans le cas d'une rivière en tresses, c'est donc la sinuosité des tresses qui intervient (Bridge, 1993).

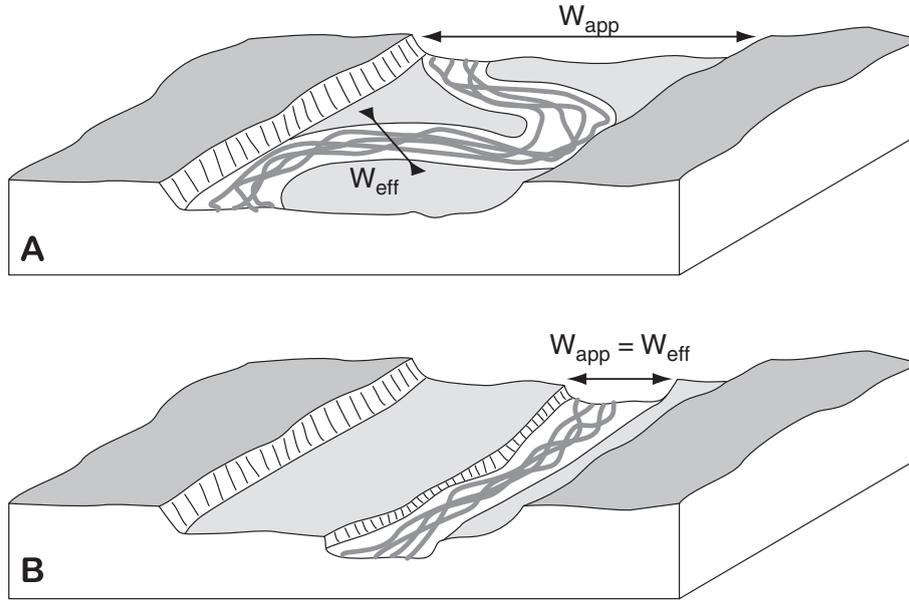


FIG. 3.24: Schéma décrivant la formation d'une terrasse de largeur apparente W_{app} par un lit de rivière érodant sur une largeur effective W_{eff} plus faible : (A) les chenaux, de largeur W_{eff} , "se promènent" latéralement en érodant sur la largeur W_{app} ; (B) après avoir abandonné la terrasse, la rivière recommence à éroder, dans un lit plus étroit, avec probablement $W_{app} = W_{eff}$ tant que le lit n'a pas eu le temps ou l'énergie de s'élargir plus.

Le gros problème est de trouver des relations entre sinuosité σ , pente locale S_{loc} , plus grande pente résultante S , largeur effective W_{eff} et largeur apparente W_{app} . Or il est clair que selon la géométrie adoptée par la rivière, ces différents paramètres peuvent être plus ou moins liés, voire pas du tout.

De manière générale, on peut relier entre elles sinuosité et pentes locale et résultante par le calcul suivant.

Notant θ l'angle entre la direction locale du chenal et la direction de plus grande pente de la rivière, S_{loc} s'écrit en fonction de S et θ :

$$S_{loc} = \frac{S}{\sqrt{1 + (1 + S^2) \tan^2(\theta)}}.$$

Comme la pente S des rivières dépasse rarement quelques %, $(1 + S^2) \approx 1$, et l'on obtient :

$$S_{loc} \simeq S \cos(\theta).$$

La sinuosité locale, elle, vaut simplement :

$$\sigma_{loc} = \frac{1}{\cos(\theta)}, \quad (3.22)$$

d'où la formule locale suivante :

$$S_{loc} \cdot \sigma_{loc} = S.$$

La sinuosité σ caractéristique de la rivière est définie comme étant le rapport entre la longueur réelle du tronçon que l'on considère et sa longueur à vol d'oiseau :

$$\sigma = \frac{\int_{x_1}^{x_2} dl}{\int_{x_1}^{x_2} dx}.$$

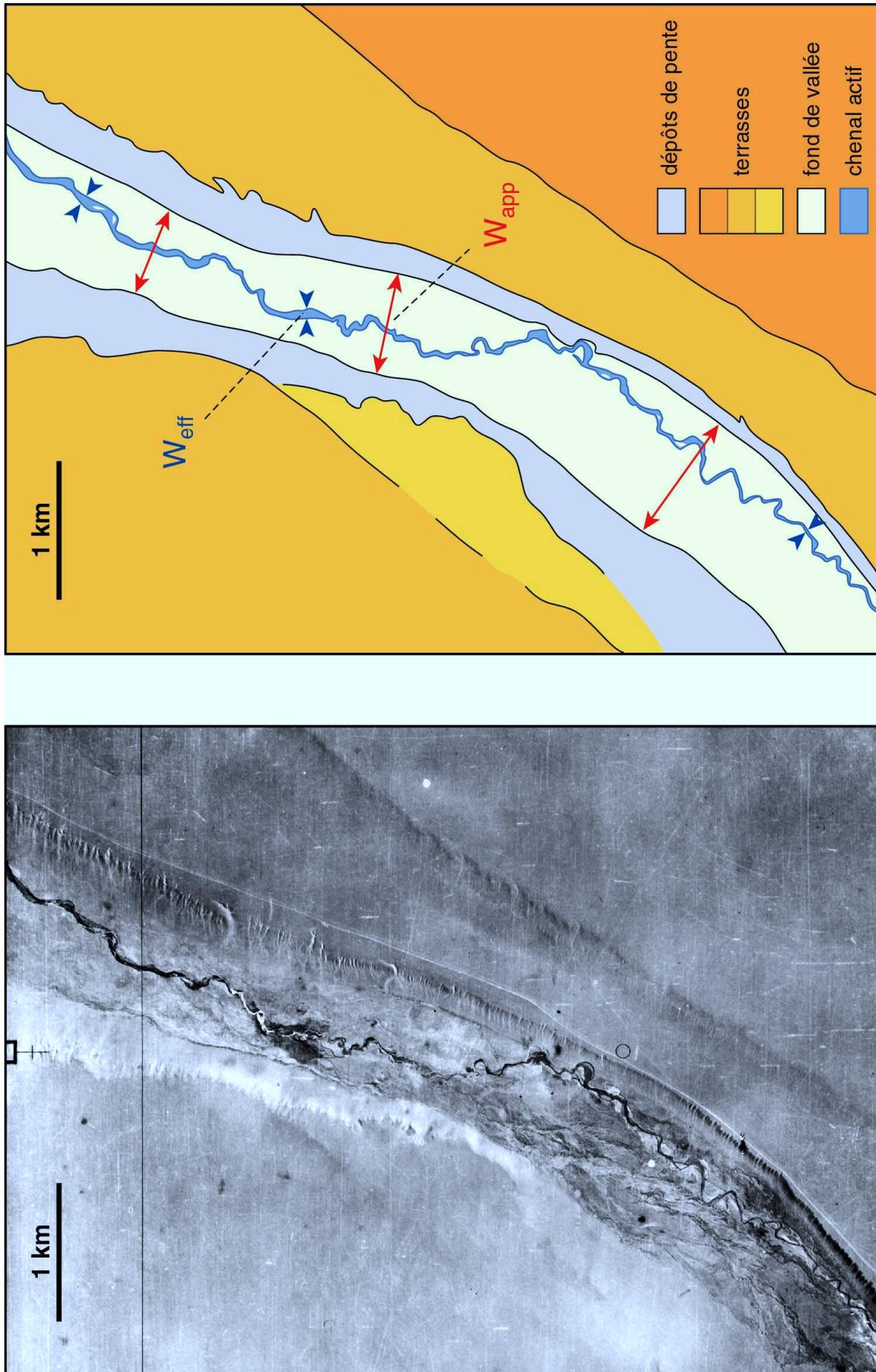


FIG. 3.25: Vue aérienne de la rivière Naruun Göl (Mongolie) ; les chenaux actifs font de véritables méandres, alors que le lit majeur n'a qu'une faible courbure.

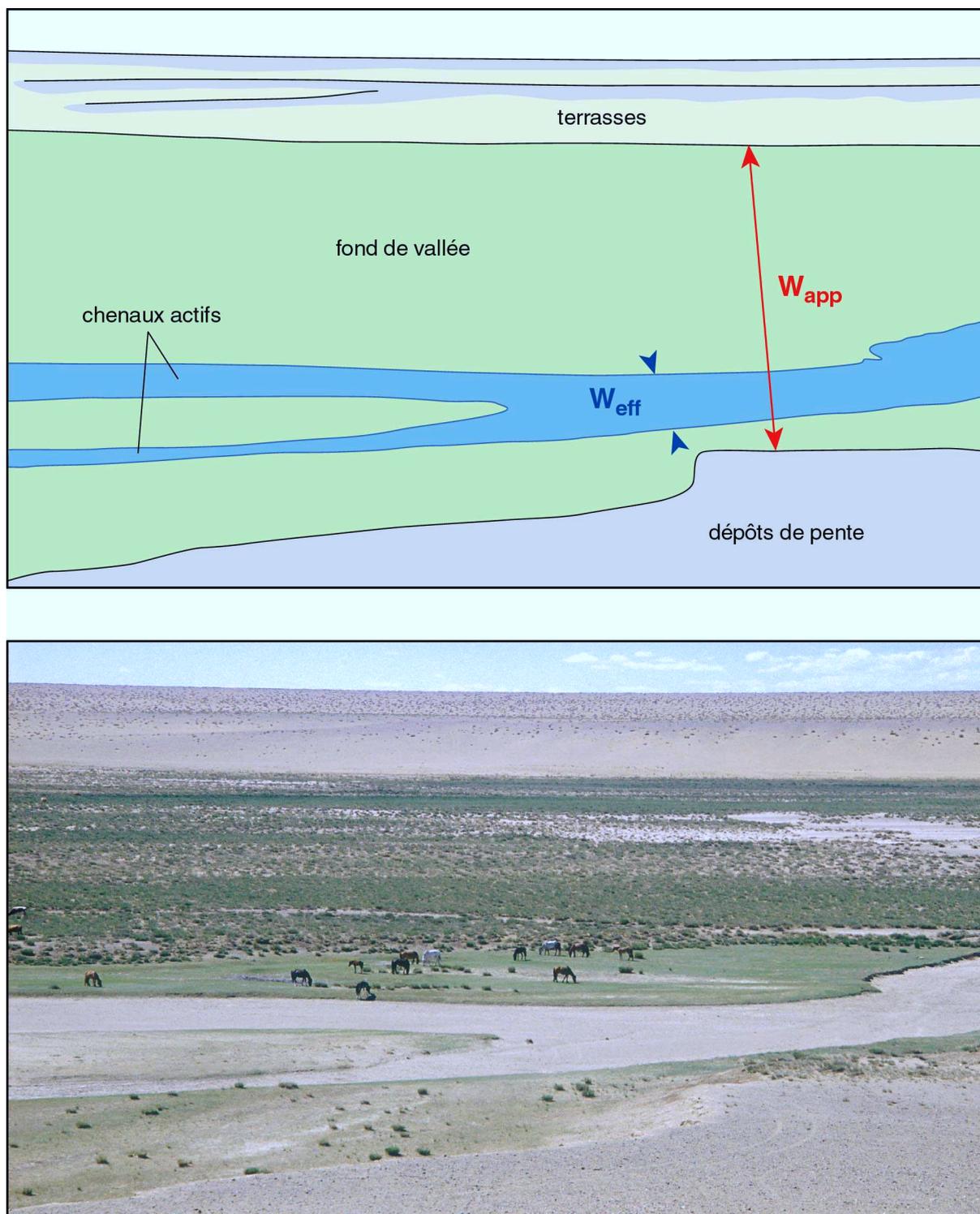


FIG. 3.26: Photo du lit de la Naruun Göl (Mongolie); les chenaux sont localisés sur une faible largeur en regard de celle du fond de vallée.

Pour une rivière à sinuosité à peu près constante, on obtient donc la relation générale :

$$S_{loc} \cdot \sigma = S. \quad (3.23)$$

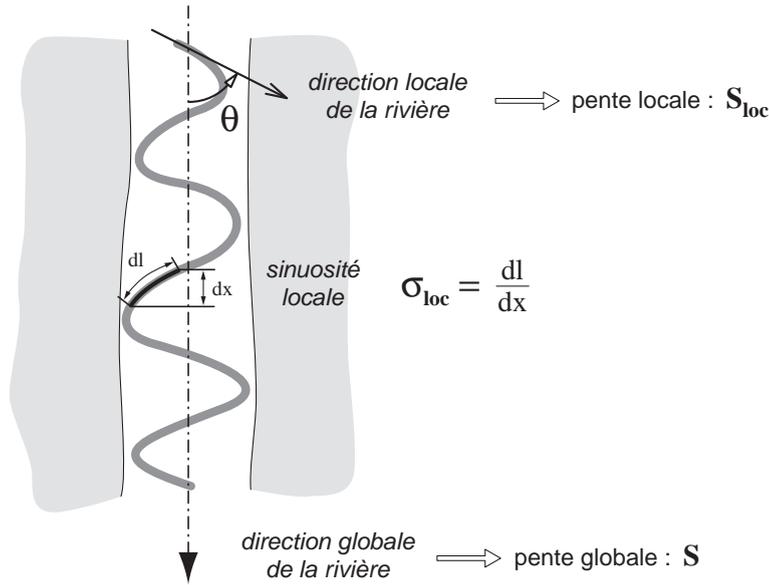


FIG. 3.27: Vue en plan d'une rivière à méandres ou à tresses non rectiligne, décrivant les grandeurs à prendre théoriquement en compte dans ce cas. La direction d'écoulement locale θ est définie par rapport à la direction globale, dans le plan du lit de la rivière ; seule la sinuosité locale est explicitée.

3.4.3 Cas particuliers

Si l'équation 3.23 permet facilement de tirer la pente locale de la sinuosité et de la pente observables à grande échelle, la relation entre largeur apparente, sinuosité et pente est souvent beaucoup moins évidente.

Généralement, la largeur de fond de vallée W_{app} d'une rivière aux chenaux tortueux dépend de la longueur d'onde de ses méandres L_m . Par contre, elle peut ne pas dépendre du tout de la sinuosité σ , tout est question de géométrie.

Il apparaît au vu de quelques cas particuliers de géométries simples que les inter-dépendances entre W_{app} , σ et L_m ne suivent pas de règles générales.

3.4.3.1 Zigzags

Si la rivière est constituée d'une succession de tronçons rectilignes faisant un angle α avec la direction de plus grande pente (fig.3.28, A), la sinuosité est simplement :

$$\sigma = \frac{1}{\cos(\alpha)},$$

d'où la pente locale :

$$S_{loc} = S \cos(\alpha).$$

La largeur apparente dépend de l'angle α et de la longueur d'onde des méandres L_m :

$$W_{app} = \frac{L_m}{2} \tan(\alpha),$$

soit :

$$W_{app} = \frac{L_m}{2} \sqrt{\sigma^2 - 1}.$$

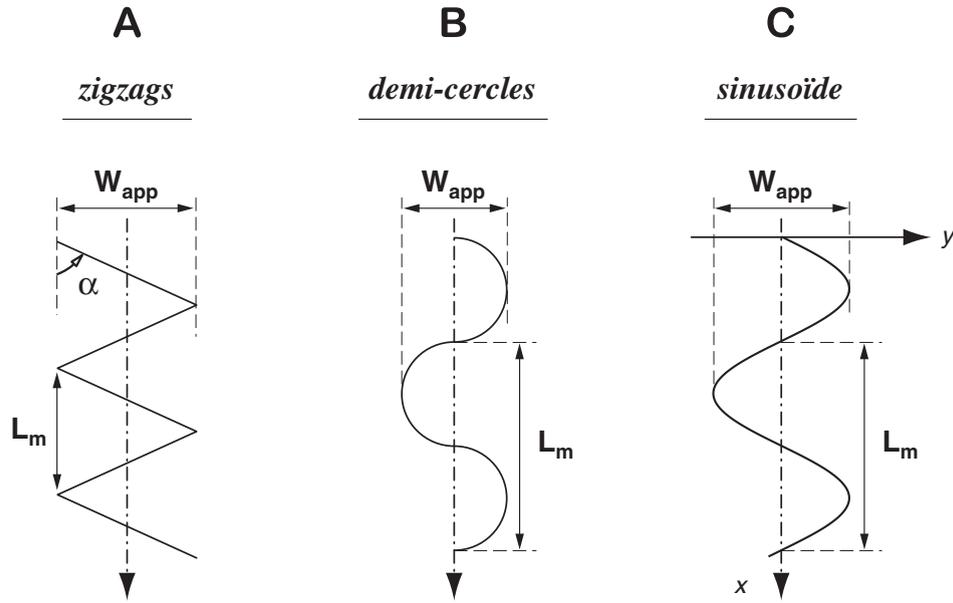


FIG. 3.28: Configurations géométriques simples de méandres. Ces cas sont purement théoriques, mais permettent de se faire une idée des relations possibles entre largeur de fond de vallée W_{app} , longueur d'onde des méandres L_m et sinuosité σ .

3.4.3.2 Demi-cercles

Si la rivière alterne les demi-cercles (fig.3.28, B), sa sinuosité locale est variable, mais on peut la moyenner sur un nombre fini de méandres :

$$\sigma = \frac{\pi}{2}.$$

La pente locale est donc également variable, et vaut en moyenne :

$$\overline{S_{loc}} = \frac{2S}{\pi}$$

La largeur apparente dépend cette fois uniquement de la longueur d'onde des méandres :

$$W_{app} = L_m.$$

3.4.3.3 Sinusoïde

Si la rivière décrit une sinusoïde d'amplitude W_{app} et de période L_m (fig.3.28, C) :

$$y(x) = \frac{W_{app}}{2} \cdot \sin\left(\frac{2\pi x}{L_m}\right),$$

sa sinuosité locale s'écrit à partir de sa direction locale $\theta(x)$:

$$\theta(x) = \arctan\left(\frac{W_{app}}{2} \frac{2\pi}{L_m} \cos\left(\frac{2\pi x}{L_m}\right)\right)$$

d'où, à partir de l'équation (3.22) :

$$\sigma_{loc} = \sqrt{1 + \left(\frac{W_{app}}{2} \frac{2\pi}{L_m} \cos\left(\frac{2\pi x}{L_m}\right)\right)^2},$$

et :

$$\sigma = \frac{1}{L_m} \int_0^{L_m} \sqrt{1 + \left(\frac{W_{app}}{2} \frac{2\pi}{L_m} \cos\left(\frac{2\pi x}{L_m}\right) \right)^2} dx$$

On constate que, dans le cas des sinusoides comme dans celui des zigzags, la sinuosité locale, ainsi que la sinuosité globale, sont des fonctions **croissantes** de la largeur apparente.

On note par ailleurs qu'une rivière à chenaux obliques, comme c'est le cas des rivières à tresses du Tian Shan, présente généralement une géométrie de treillis de chenaux. Une telle configuration est assez bien approchée par un schéma intermédiaire entre les zigzags et la sinusoides, ce qui rend raisonnable l'hypothèse intuitive qu'en pratique, une rivière aura une sinuosité d'autant plus grande qu'elle divaguera sur une grande largeur.

3.4.4 Modifications du modèle

Le modèle décrit précédemment est celui qui, après de nombreux tests, s'est avéré reproduire le mieux les données $S(z)$ dont nous disposons pour les terrasses de la Kuitun (fig.3.21).

Le problème de la largeur y était résolu de la façon suivante : on faisait l'hypothèse que le rapport W_{eff}/W_{app} restait constant durant toute la phase d'incision. Numériquement, le meilleur ajustement était obtenu pour un rapport de 0.5, c'est-à-dire pour un rapport actuel de 200 m de largeur effective sur 400 m de largeur apparente.

Outre que cette valeur est déjà difficile à estimer pour la configuration actuelle (il faudrait pouvoir décrire précisément les chenaux actifs en période de crue), elle induit l'existence de paléo-lits actifs de la rivière de largeur supérieure à 1 km, et ce sur des périodes de temps assez longues (fig.3.22).

Intuitivement, bien qu'il n'y ait pas de moyen de vérifier ou non cette hypothèse, l'ampleur du phénomène semble alors peu vraisemblable. On peut calculer un débit moyen sur l'année à partir des q , i_u et W_{eff} injectés dans le modèle, qui ne prend bien sûr en compte que les débits de crue :

$$\overline{Q_c} = q \cdot W_{eff} \cdot i_u. \quad (3.24)$$

On obtient alors le graphe de la figure 3.29.

Une manière simple d'interpréter ces valeurs de débits volumiques est de les traduire en terme de précipitations moyennes sur le bassin versant de la Kuitun, en les divisant par l'aire de celui-ci (2000 km²).

On trouve alors que le $\overline{Q_c}$ actuel correspond à des précipitations moyennes $\overline{P} = 315 \text{ mm/an}$, tandis que le $\overline{Q_c}$ obtenu par la modélisation pour 12 ka B.P. donne $\overline{P} = 2760 \text{ mm/an}$. Or, même s'il semble assez flagrant que le début de l'Holocène ait été une période globalement humide, et notamment en Asie (§ 1.3.2), il est tout de même très improbable que l'on ait connu ici une telle climatologie.

Ces diverses remarques nous amènent à rechercher comment modifier l'intégration de la grandeur "largeur" dans le modèle, afin de le rendre plus réaliste, même s'il risque alors de moins bien s'ajuster aux données. Pour cela, on se base sur les remarques qui précèdent concernant la largeur effective et la sinuosité éventuelle du lit actif de la rivière dans son fond de vallée.

3.4.4.1 Largeur effective constante

On envisage d'abord une largeur effective non pas proportionnelle à la largeur apparente, mais constante pendant la phase érosive.

Pour simplifier, on suppose dans un premier temps que la sinuosité reste voisine de 1, c'est-à-dire que le lit sinue peu mais assez vite pour balayer efficacement toute la largeur W_{app} .

En se basant sur la rivière actuelle, on prend donc $W_{eff}=150 \text{ m}$ (fig.3.30).

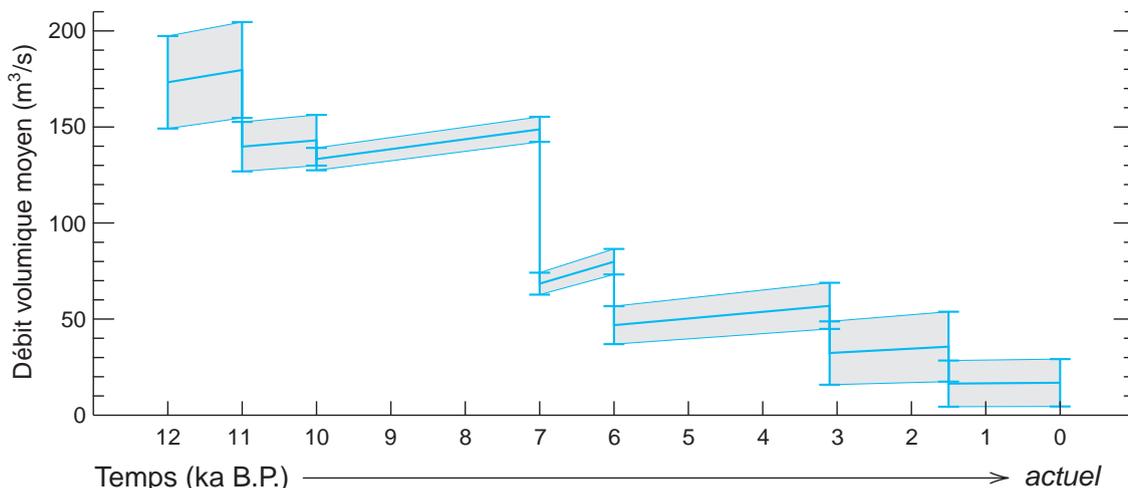


FIG. 3.29: Débit moyen (sur l'année) correspondant à un vrai débit moyen sur l'année si la rivière dépasse son seuil d'érosion dès que son débit est non nul (i.e., si tous les débits sont des débits "de crue"). En effet, le débit représenté est en fait : $\overline{Q}_c = q \cdot W_{eff} \cdot i_u$.

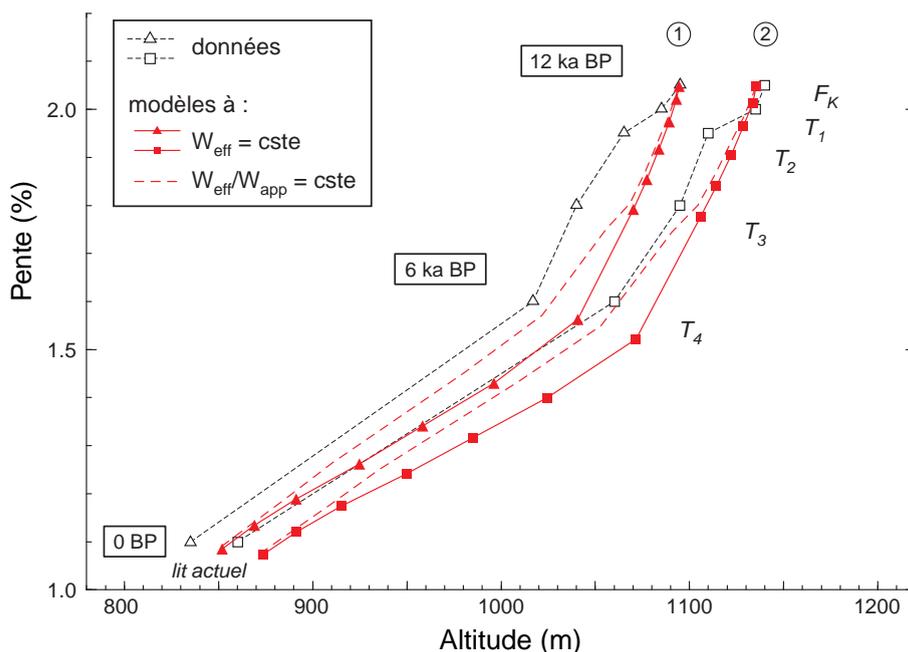


FIG. 3.30: Sortie $S(z)$ du modèle d'incision fluviale pour un jeu de paramètres similaires à celui de la figure 3.21, sauf la largeur effective qui est ici constante ($W_{eff}=200$ m); les résultats du modèle à rapport W_{eff}/W_{app} constant sont figurés en pointillés, pour comparaison.

La comparaison avec le cas $W_{eff}/W_{app} = C^{ste}$ décrit dans l'article montre qu'on obtient les mêmes valeurs de pentes pour des taux d'incision plus faibles pendant les périodes où le taux d'incision était élevé dans le premier cas (fig.3.22).

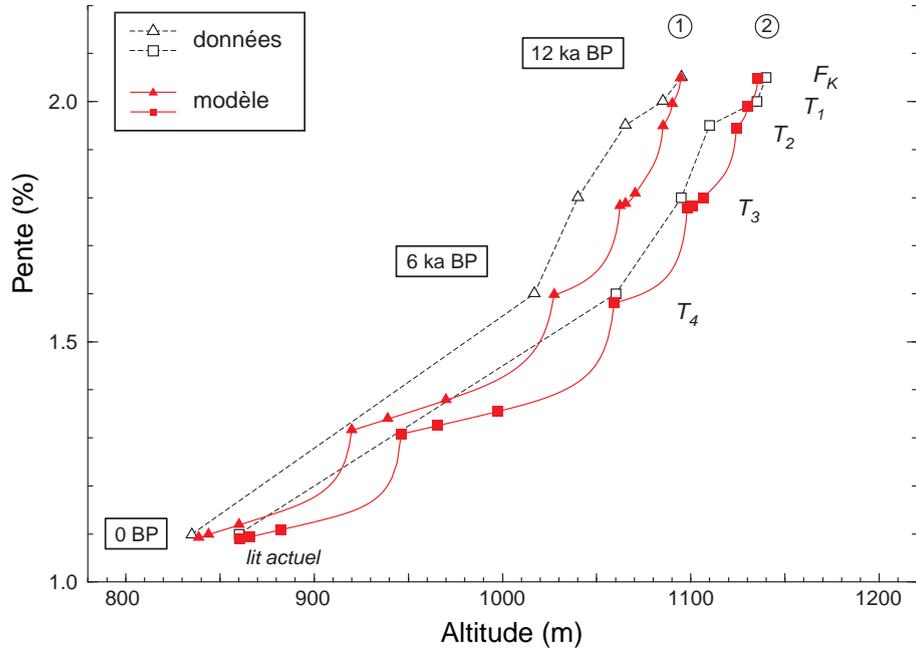


FIG. 3.31: *Sortie $S(z)$ du modèle d'incision fluviale pour une largeur effective constante ($W_{eff}=150$ m), mais une sinuosité variable, ici variant par paliers.*

3.4.4.2 Largeur effective constante, et sinuosité variable

Une hypothèse intéressante à tester est également celle d'une sinuosité variable de la rivière.

L'évolution décroissante des pentes de la Kuitun pourrait en effet s'interpréter à la lumière de l'équation 3.23. On peut par exemple imaginer que la pente locale reste constante, mais que la sinuosité diminue au cours du temps, diminuant par conséquent la pente globale de la rivière.

Dans ce cas, on n'a même pas besoin d'intervenir sur le débit spécifique : à q constant, S_{loc} constante ($q S_{loc} \approx \Phi_c$), modifier σ suffit à contrôler S .

A la rigueur, on pourrait également augmenter q et σ en même temps (toujours de manière à garder $q S_{loc} \approx \Phi_c$ et $S_{loc} \cdot \sigma = S$), ce qui influencerait éventuellement sur l'incision.

Ce genre d'approche peut nous mener à envisager une évolution de σ calée selon les pentes (fig.3.33), soit par paliers de valeurs constantes (fig.3.31), soit suivant une décroissance continue (fig.3.32). Modifier brutalement la sinuosité, de même que le débit spécifique par exemple, déstabilise le profil de telle manière que Φ s'ajuste très rapidement à Φ_c , ce qui explique la succession observée de phases $S(z)$ de type exponentiel.

Dans ce scénario, la largeur effective est supposée constante, ainsi que le débit spécifique de crue (fig.3.33).

Le seul paramètre hydrologique qui change est en réalité l'indice climatique i_u , qu'on est contraint de prendre plus fort dans la première partie de l'Holocène si on veut obtenir un taux d'incision suffisant (sa valeur finale étant imposée par les débits actuels, voir figure 3.12).

Le débit volumique moyen $\overline{Q_c}$ (voir équation 3.29) suit la même évolution de i_u , en trois périodes uniformes.

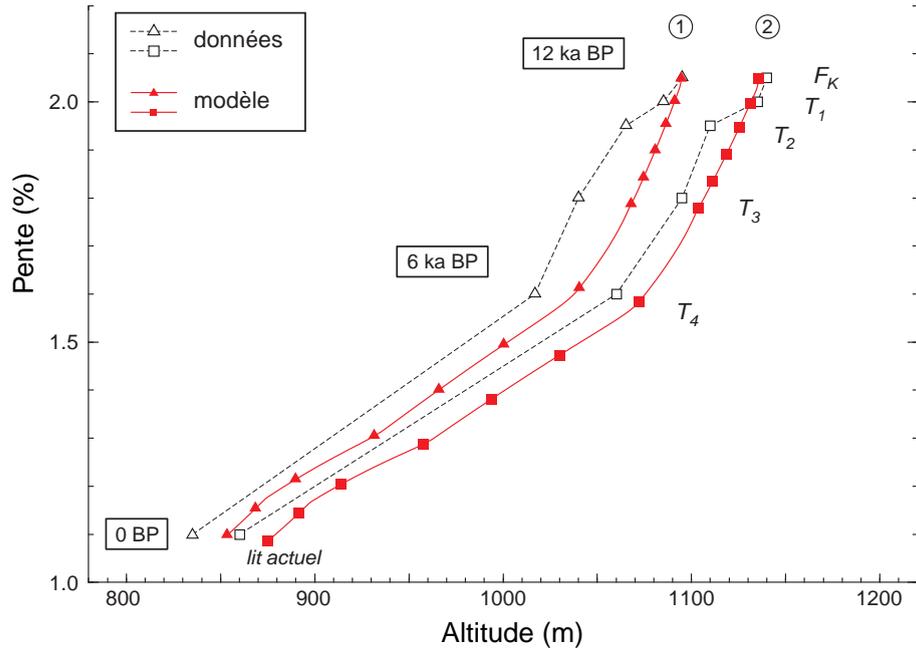


FIG. 3.32: Sortie $S(z)$ du modèle d'incision fluviale pour une largeur effective constante ($W_{eff}=150$ m), mais une sinuosité variable, mais continue.

3.4.5 Discussion

3.4.5.1 Cohérence hydrologique

Dans le cas du modèle à sinuosité variable, la première partie de l'Holocène présente une hydrologie constante, puis les conditions s'aridifient dans la deuxième partie (fig.3.33).

Entre la mi-Holocène et l'actuel, le débit diminue d'un facteur d'environ 3, ce qui est nettement plus raisonnable que le rapport 8.8 que l'on obtenait dans le premier scénario (fig.3.29).

3.4.5.2 La sinuosité comme indice d'érosion latérale

Le fait de prendre en compte une sinuosité variable du lit de la rivière séduit par l'explication qu'il donne de l'évolution de la largeur des terrasses.

En effet, la largeur des terrasses de la Kuitun varie considérablement entre T_1 et le fond de vallée actuel.

Si l'on représente par exemple cette variation en fonction de la pente S , on observe une relation en loi de puissance (fig.3.34) :

$$W_{app} \sim S^3.$$

Bien qu'elle n'ait manifestement aucun sens physique, cette relation montre que la largeur est un paramètre qui évolue très "vite" par rapport aux autres paramètres géométriques de la rivière.

Cette forte diminution de la largeur au cours du temps, alors que la rivière s'encaisse verticalement de plus en plus, montre que l'érosion latérale (ou le transport de la matière provenant des berges, qui sont en fait simplement sapées) diminue en regard de l'incision (érosion verticale).

Or, plus l'érosion latérale est forte, plus on imagine une rivière sinuant facilement, ce qui est cohérent avec la sinuosité injectée dans le second modèle.

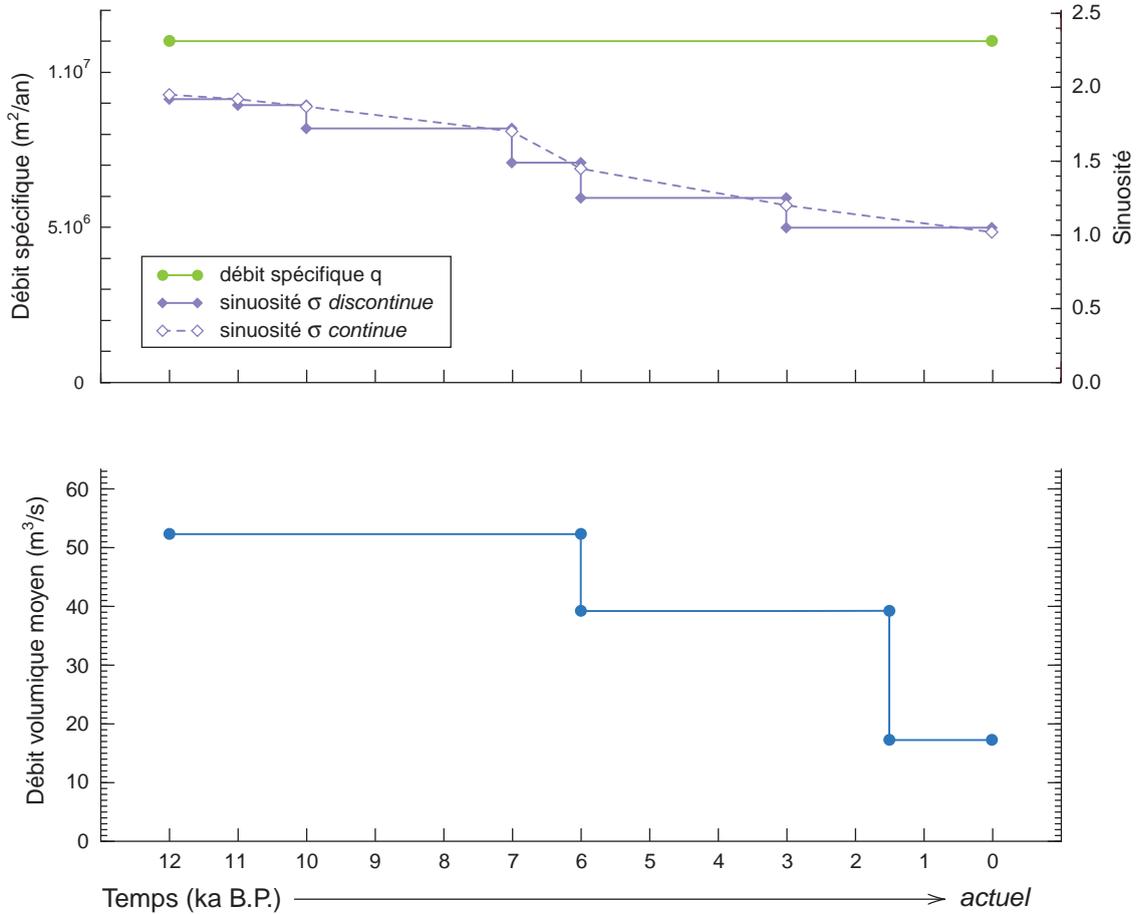


FIG. 3.33: Débit spécifique q et sinuosité σ imposés dans le modèle à largeur effective constante et sinuosité variable (fig.3.31 et 3.32). Le débit volumique moyen (en bas) est calculé de la même manière que pour la figure 3.29.

3.4.5.3 Formation d'une terrasse

Intuitivement, une terrasse est abandonnée lorsque la rivière ne peut plus transporter sa charge de fond. Dans notre modèle qui suit l'approche de Bagnold, un tel événement correspond à une transition vers l'état :

$$q \cdot S_{loc} = \frac{Q}{W_{eff}} \cdot \frac{S}{\sigma} < \Phi_c .$$

Quand elle recommence à inciser, la rivière ne peut pas se réinstaller d'office dans un fond de vallée très large. Elle s'encaisse d'abord dans une vallée étroite, qui va progressivement à nouveau s'élargir, plus ou moins vite selon ses divagations latérales.

Seulement, en réduisant ponctuellement sa largeur apparente, et donc l'espace latéral sur lequel elle répartit son érosion verticale, la rivière augmente ponctuellement son incision, à tous paramètres constants. Ceci explique peut-être pourquoi, à chaque abandon de terrasse, la rivière ne retrouve pas sa largeur antérieure, se cantonnant à un fond de vallée toujours plus étroit.

Enfin, une fois qu'elle est très encaissée dans des gorges, il est évident que la rivière n'a plus beaucoup de latitude latérale, puisque les hautes falaises que sont devenues les berges fournissent de grandes quantités de matière à transporter, même pour un élargissement très faible.

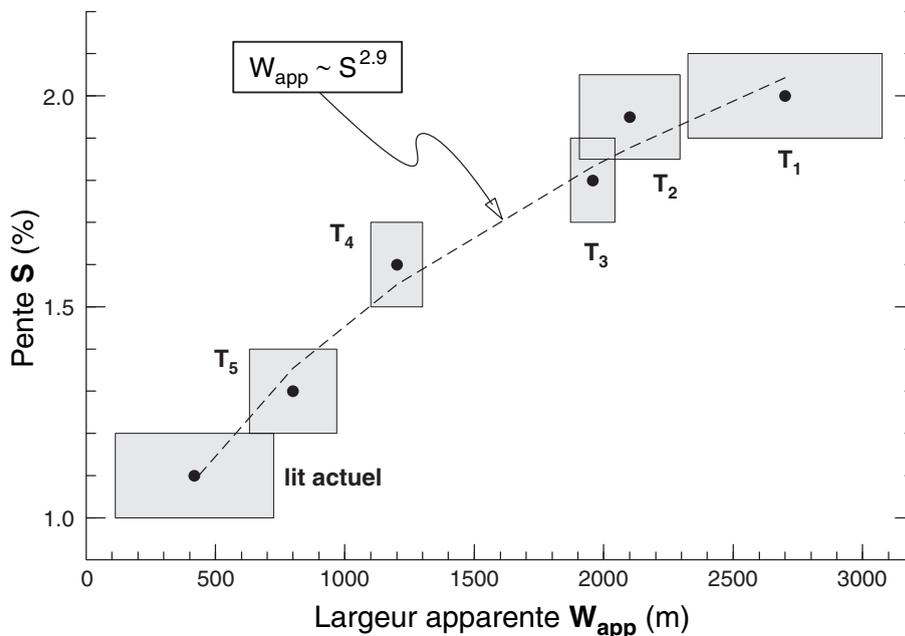


FIG. 3.34: Evolution de la largeur apparente du lit de la Kuitun en fonction de sa plus grande pente. Chaque point correspond aux données $S - W_{app}$ d'un niveau de terrasse (T_1 jusqu'au lit actuel), les zones grisées figurant les incertitudes d'estimation. Les données se trouvent très bien ajustées par la courbe en loi de puissance reproduite ici.

3.5 Conclusion

Notre tentative de modélisation de l'histoire holocène de l'incision fluviale de la Kuitun He nous a menés à deux interprétations possibles des données dont nous disposons.

1. La première suppose que la largeur observée des terrasses est proportionnelle à la largeur du paléo-lit correspondant de la rivière ; dans ce cas de figure, la décroissance relativement modérée des pentes que l'on observe traduit une diminution beaucoup plus importante du débit de la rivière depuis 12 ka, d'un facteur d'environ 8.8.
2. La seconde suppose au contraire que la rivière érode toujours sur une même largeur, mais en faisant varier sa sinuosité. L'évolution du débit est alors entièrement contrainte par les quantités d'incision observées de la rivière dans ses terrasses. Comme le débit volumique ne dépend plus que de l'indice climatique i_u (la largeur étant constante et le débit spécifique de crue fixé par la pente et le seuil d'érosion), on trouve que celui-ci devait être maximal (soit : égal à 1) pendant toute la première partie de l'Holocène, et n'a pu diminuer que sur la fin de la période. Le débit de la rivière a donc diminué d'un facteur 3 depuis 12 ka.

Ces deux *scenarii* apparaissent bien sûr comme des cas extrêmes, qui sont peut-être l'un et l'autre très éloignés de la réalité sans pour autant infirmer nos maigres données. L'hypothèse la plus plausible est encore que le comportement de la rivière est intermédiaire entre ces deux pôles, c'est-à-dire que sa largeur et sa sinuosité évoluent simultanément durant la phase d'incision.

Le problème reste de contraindre les paléo-valeurs de ces deux grandeurs-clés, largeur et sinuosité. Les ignorer fait obstacle à la reconstitution des vraies paléo-pentes du lit de la rivière, qui, au cours de notre étude, se sont avérées être de bons marqueurs potentiels des conditions hydrologiques passées.



Sous les pavés, la plage.

Anonyme (1968).

Chapitre 4

Paléolac(s) du Dzungar

L’approche quantitative de l’érosion fluviale dans le piémont Nord abordée dans le chapitre précédent nous a permis de proposer certains scénarios d’évolution hydrologique du piémont à l’Holocène.

Pour compléter l’étude du système, et éventuellement infirmer ou confirmer les hypothèses hydrologiques formulées, nous allons maintenant nous intéresser à l’histoire de l’un des deux exutoires des rivières du piémont Nord.

Comme le bassin dzungar est endoréique, toute l’eau drainée par ces rivières aboutit dans le fond, alimentant deux lacs : le lac Ebi à l’extrême Ouest (au bord du passage vers le Kazakhstan), et le lac Manas au centre-Nord (fig.2.1).

La Kuitun He, sur laquelle nous nous sommes précédemment focalisés, “se jette”¹ dans le lac Ebi.

Or, d’évidents marqueurs de paléo-niveaux lacustres présents autour du lac actuel semblent indiquer que le système du bassin versant a connu d’importantes variations hydrologiques récentes.

4.1 Préliminaires

4.1.1 Les lacs asiatiques et l’Holocène

Les cartes des figures 4.1 et 4.2 rassemblent les données disponibles concernant les paléoniveaux de lacs d’Asie Centrale (région de l’ex-URSS correspondant au Turkestan) et de Mongolie, diffusées par le N.O.A.A. (National Oceanic & Atmospheric Administration)². Ces données restent qualitatives, codant les niveaux lacustres sur une échelle de trois degrés³ : “haut”, “intermédiaire” et “bas”.

On y observe une hétérogénéité certaine de l’évolution des niveaux lacustres de ces régions. Cette disparité pourrait s’attribuer à la situation très continentale des lacs considérés, qui les isole peut-être en partie de la circulation globale.

Fang (1991) a également montré, à travers une synthèse des données paléoclimatiques de lacs chinois, que l’histoire Holocène lacustre était loin d’apparaître simple et homogène à l’échelle d’un pays comme la Chine. La compilation des données paléohydrologiques disponibles réalisée par Yu *et al.* (2001) confirme une grande disparité de comportement parmi les lacs de Chine (fig.4.3).

Pourtant, les enregistrements sédimentaires de lacs tibétains (donc peu éloignés du Tian Shan) semblent s’accorder avec les tendances climatiques majeures de l’Holocène telles que nous les avons décrites au § 1.3.2. Par exemple, les lacs Sumxi Co et Bangong Co, situés au Tibet occidental, s’accordent à témoigner d’une période humide et chaude durant la première moitié de l’Holocène (~ 10 à 6 ka BP), suivie d’un retour à des conditions plus arides jusqu’à l’actuel (Gasse *et al.*, 1991, 1996). Certains lacs ont ainsi suivi de près l’évolution générale du climat régional sous l’influence des moussons (Gu *et al.*, 1993; Wei & Gasse, 1999). Les lacs du Nord du continent sont en outre parfois présentés

¹ A l’heure actuelle, le bassin est tellement aride du fait de la présence humaine dans les piémonts que les rivières ne se jettent plus vraiment dans quoi que ce soit.

² Sur le serveur de données paléoclimatiques : “<http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/data.html>”.

³ quelque peu arbitraires

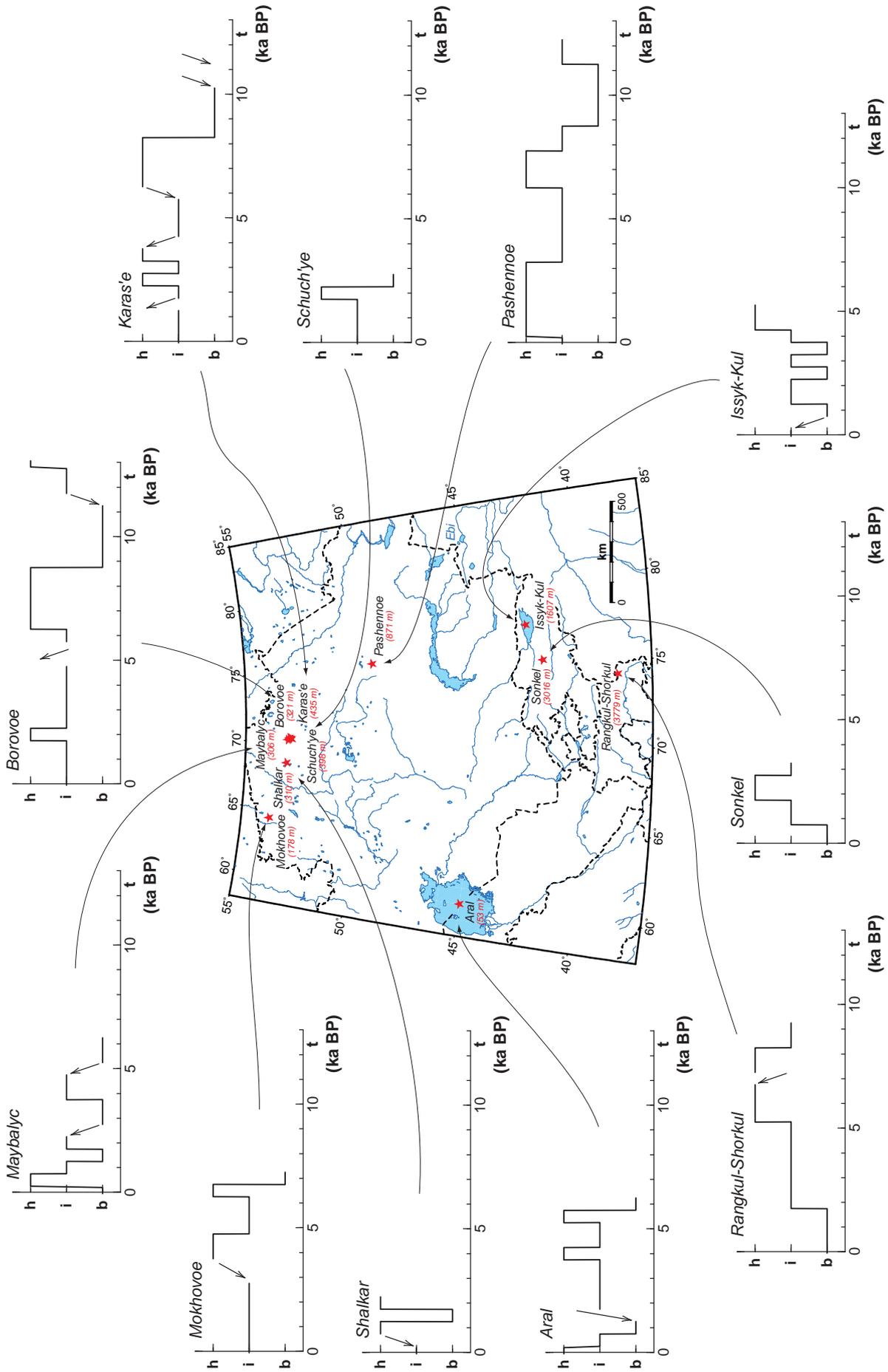


FIG. 4.1: Evolutions sur l'Holocène des niveaux de lacs d'ex-URSS (Kazakhstan, Kirghizstan, Tadjikistan), reconstituées à partir de données paléoclimatiques diverses (source : NOAA — voir texte).

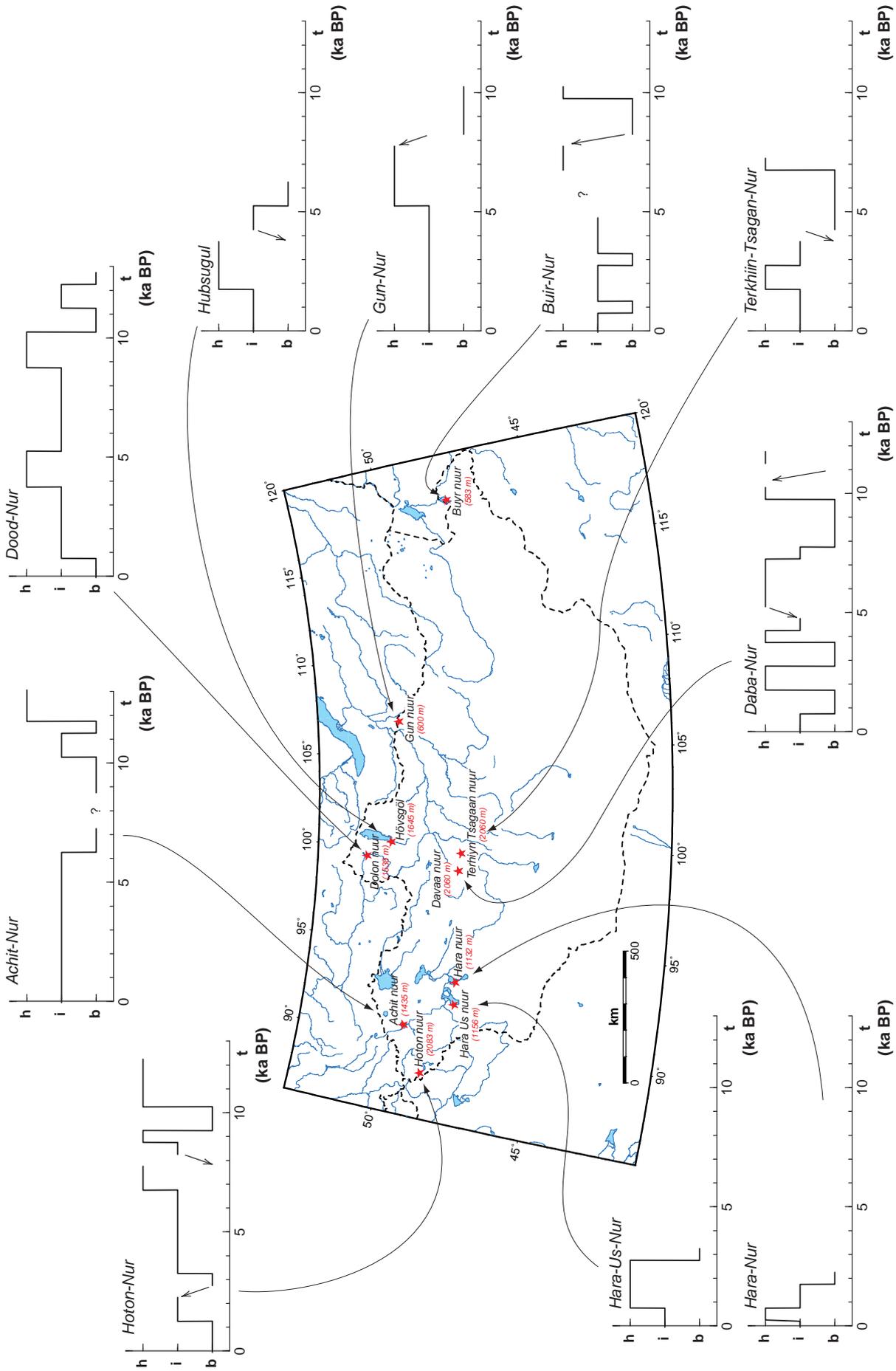


FIG. 4.2: Evolutions sur l'Holocène des niveaux de lacs de Mongolie, reconstituées à partir de données paléoclimatiques diverses (source : NOAA — voir texte).

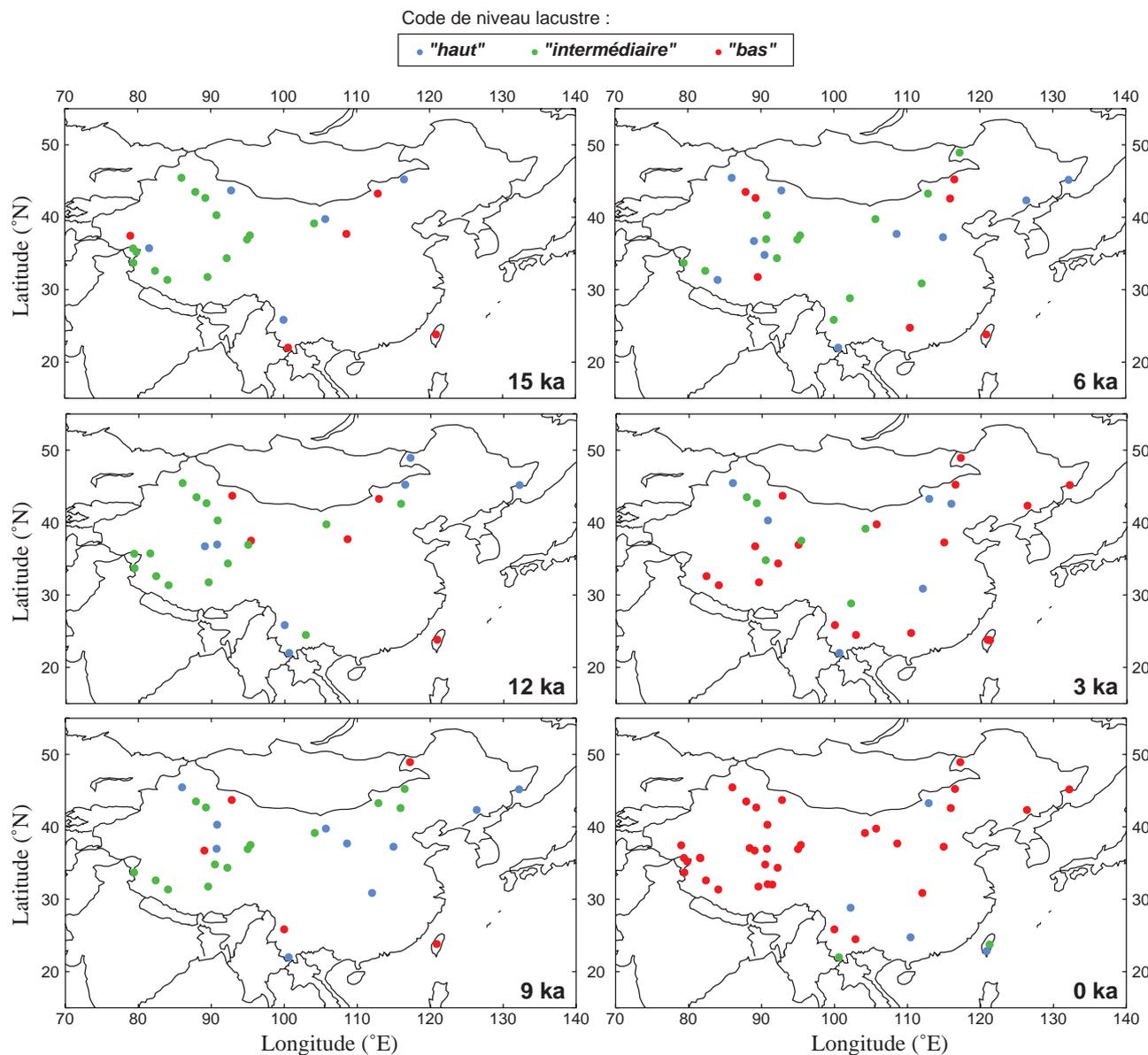


FIG. 4.3: Paléoniveaux des lacs chinois depuis 15 ka BP, tels que Yu et al. (2001) les qualifient à partir des données paléoclimatiques disponibles. Ces cartes ne révèlent pas de phase humide générale durant la première partie de l'Holocène.

plus dociles vis-à-vis du climat global que les figures 4.1 et 4.2 ne le laissent entendre (Harrison et al., 1996).

Par contre, si la migration vers les terres de la mousson se retrouve dans la plupart des reconstitutions paléoclimatiques basées sur des modèles de circulation générale (e.g., Joussaume et al., 1999), elle s'arrête le plus souvent bien au Sud du Tian Shan (fig.4.5).

On peut donc se demander dans quelle mesure l'intensification des précipitations de la première partie de l'Holocène a pu affecter ce coin reculé qu'est le fond du bassin Dzungar.

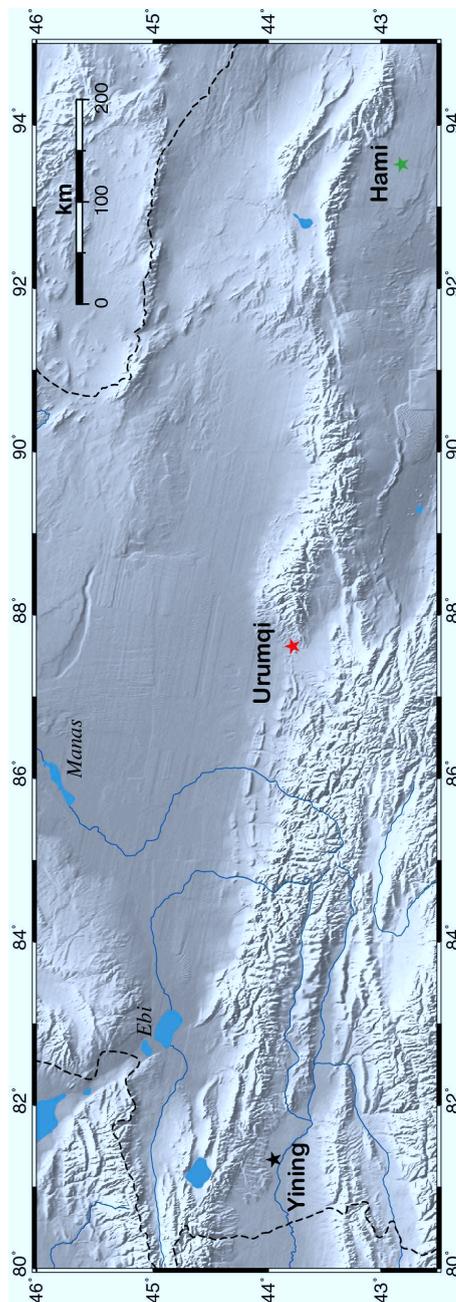
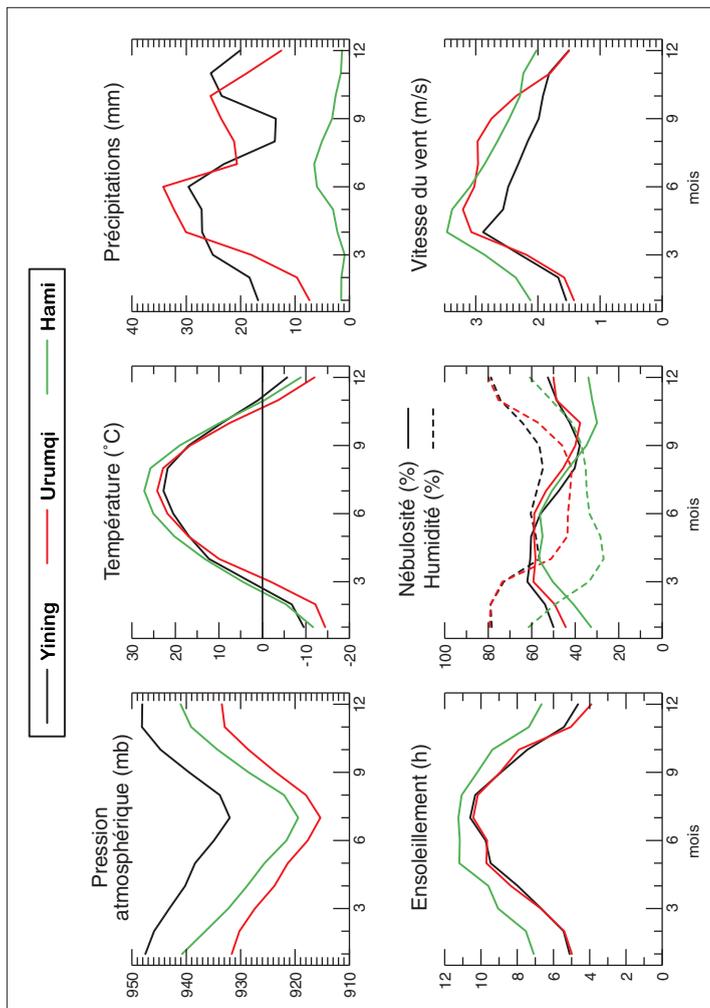
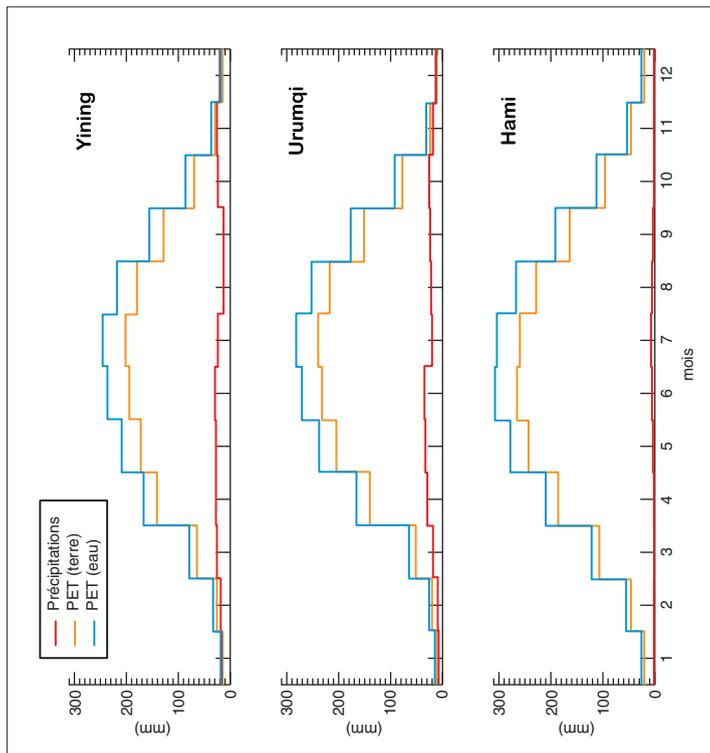


FIG. 4.4: Voir légende page suivante.

FIG. 4.4: (page précédente) A gauche, données météorologiques actuelles nécessaires au calcul de l'évapotranspiration potentielle ("PET") par l'équation de Penman-1977, pour Urumqi et deux autres stations voisines du Dzungar, Hami et Yining localisées sur la carte du bas (source : UCAR — voir § 1.3.1.3).

A droite, graphes de la PET obtenue à partir de ces données ("eau" pour la surface du lac, "terre" pour le désert), et précipitations aux mêmes stations.

4.1.2 Données climatiques utilisées

La figure 4.4 présente en détail les données climatiques actuelles utilisées pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle suivant l'équation de Penman 1977, auquel on procède dans l'article qui suit. On retiendra les données d'Urumqi, qui reflètent sans doute le mieux les conditions régnant autour du lac Ebi. La station Yining est géographiquement plus proche du lac (moins de 200 km, contre environ 400 km entre le lac et Urumqi), mais elle en est séparée par les hauts reliefs du Nord Tian Shan, qui constituent une barrière climatique massive (voir § 1.3.1.3).

Le calcul de paléo-bilans hydrologiques du lac Ebi devrait théoriquement se baser sur des paléo-données climatiques de la région. Pour remplacer ces données qui nous manquent, nous essaierons de corriger les données actuelles en nous appuyant sur :

- des synthèses d'études palynologiques telles celle de Shi *et al.* (1993) ou Tarasov *et al.* (1999), qui permettent d'estimer l'écart de température moyen entre la mi-Holocène et l'actuel ;
- les résultats d'un modèle de circulation générale développé pour la mi-Holocène par P. Braconnot au LSCE⁴ ("LMCE LMD5.3 (sin(lat)×5.6 L11)", 1994) ; parmi les diverses sorties de ce modèle figurent les grandeurs dont on a besoin pour calculer l'évapotranspiration potentielle. On ne tient pas directement compte de l'évaporation estimée dans le modèle (fig.4.6), car celui-ci utilise une grille spatiale à maille tellement lâche (grille globale de 64 × 50, soit une maille d'environ 400 km de côté à la latitude du Dzungar) que le climat local apparaît complètement faussé. Par contre, il n'est pas absurde de prendre en compte l'écart entre la reconstitution à 6000 BP et la "reconstitution actuelle" (i.e., l'application du modèle aux conditions actuelles), en supposant que cette différence entre les deux époques intervient à une échelle moins locale que les disparités du climat actuel. Par exemple, même si l'ensoleillement est beaucoup plus important dans le désert dzungar que dans les hautes montagnes qui le bordent, il pouvait être d'environ 10% supérieur à la mi-Holocène, aussi bien à basse qu'à haute altitude.

⁴ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

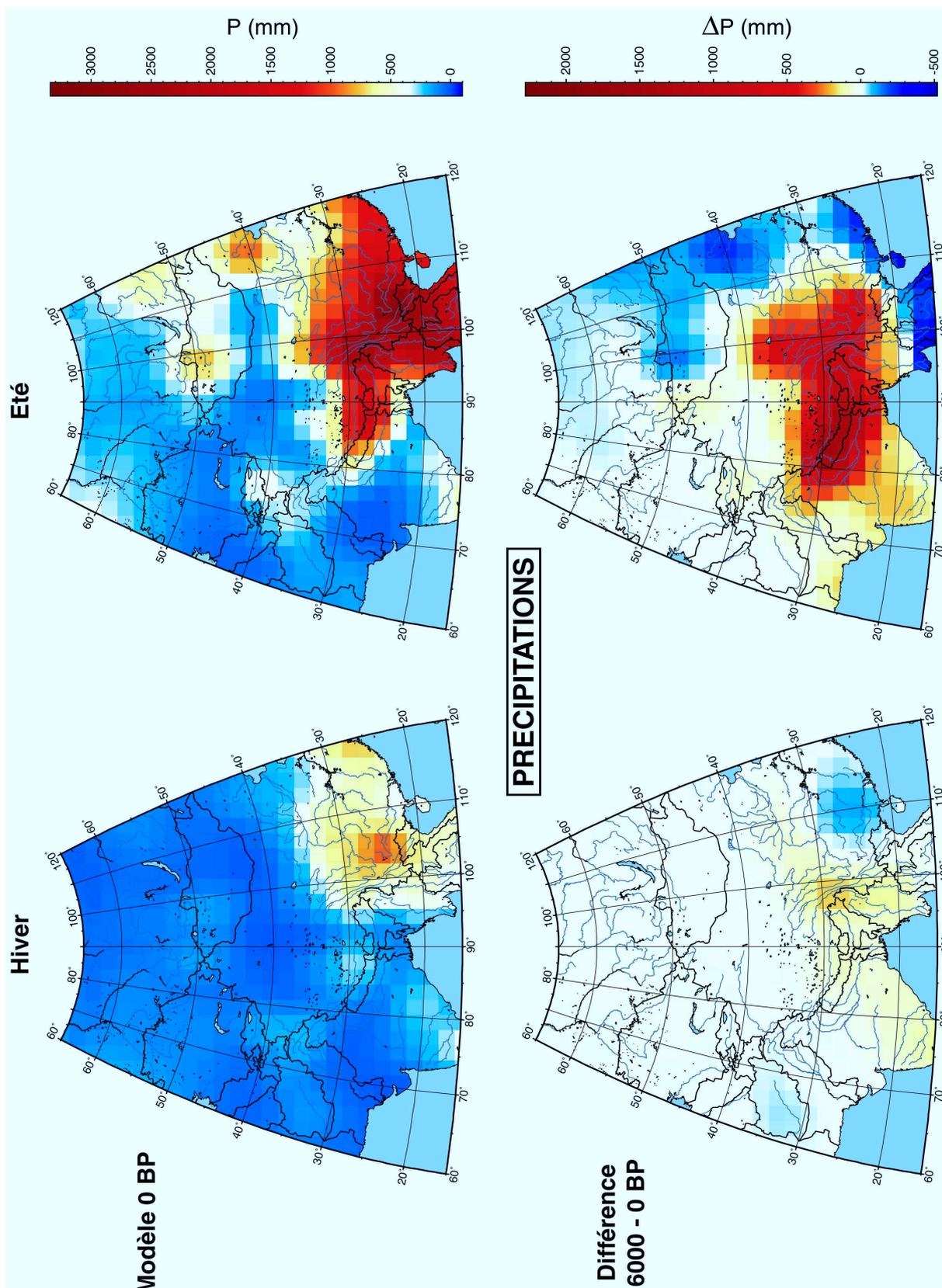


FIG. 4.5: Carte des précipitations à l'actuel et de l'écart entre mi-Holocène et actuel, calculés par le modèle "LMCE LMD5.3 (sin(lat)x5.6 L11" (1994 ; voir détails dans le texte).

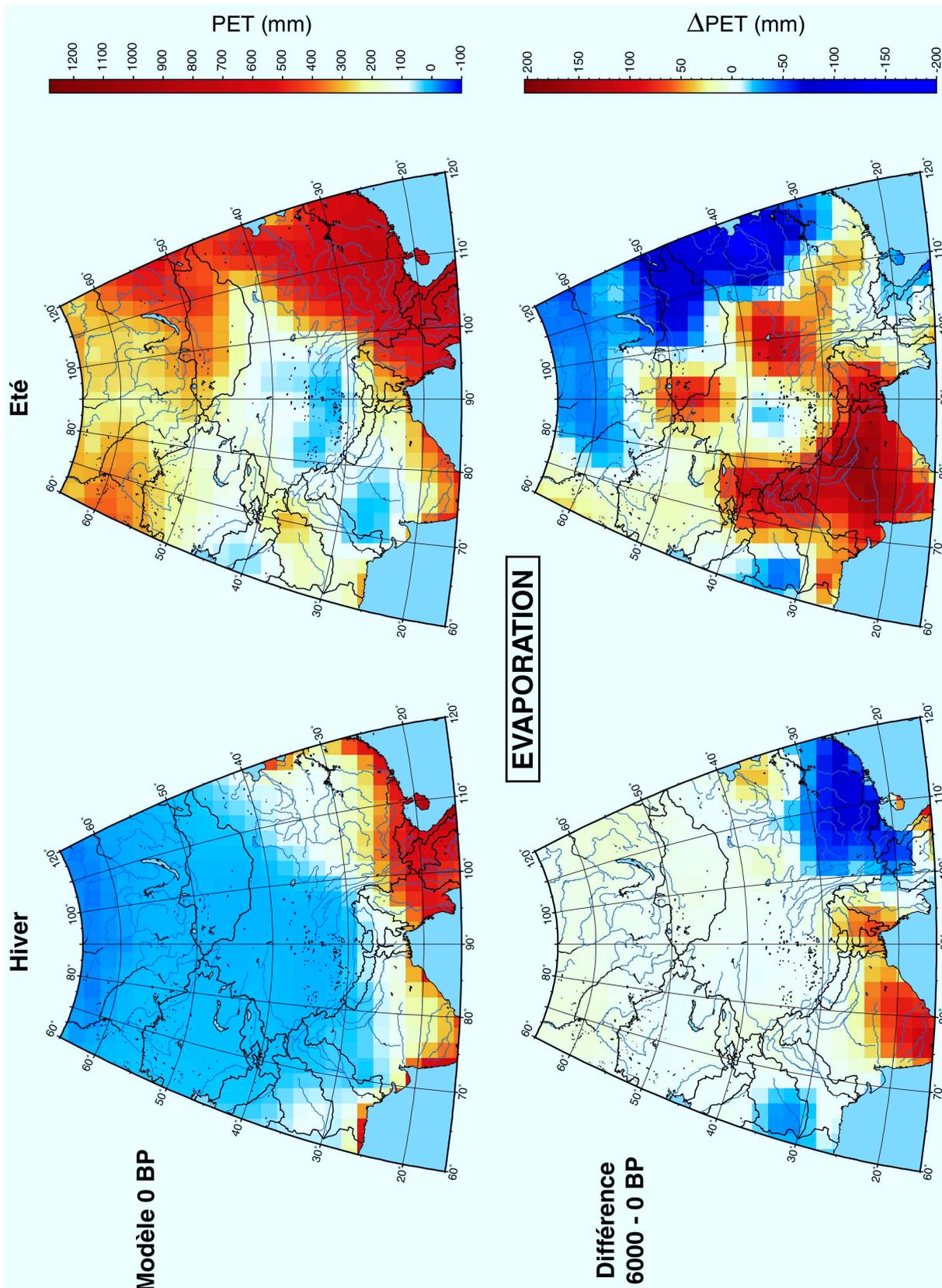


FIG. 4.6: Carte de l'évapotranspiration à l'actuel et de l'écart entre mi-Holocène et actuel, calculés par le modèle "LMCE LMD5.3 (sin(lat)x5.6 L11" (1994 ; voir détails dans le texte).

4.2 Article : le lac Ebi au cours de l'Holocène

Nous allons voir qu'une approche hydrologique de l'histoire récente du lac Ebi nous mène à des conclusions cohérentes avec l'enregistrement sédimentaire du lac Manas voisin (Rhodes *et al.*, 1996), et donc également cohérentes avec les tendances globales.

En outre, notre étude tend à quantifier les changements holocènes observés, et à les comparer aux informations tirées de l'activité fluviale du piémont Nord du Tian Shan au § 3.3.

An attempt to quantify Holocene aridification from lake regression in Dzungar Basin, Central Asia

Blanche Poisson¹ and Jean-Philippe Avouac^{1,2}

to be submitted to *Palaeo3*, *Quaternary Research* or *Geomorphology*

¹Laboratoire de Géophysique, C.E.A., Bruyères-le-Châtel, F-91680.

²Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, Paris F-75231.

Abstract

Well preserved coastal geomorphic features surrounding Ebi lake, western Dzungar basin, were recognized and mapped from satellite imagery and surveyed in the field. They consist of beach ridges and wave-cut scarps which reach an elevation of 236 m and perhaps 250 m, 60 m above the equilibrated lake level (*a.p.l.*) for present climate conditions. OSL analysis shows that one beach ridge was formed at 4400+/-300 yr BP at an elevation of 31 m a.p.l.. The best preserved shoreline sequence thus appear to have formed during a period of lake regression which followed a mid-Holocene high stand about 236 m a.p.l.. Even higher paleoshorelines printed on Late Pleistocene-Early Holocene alluvium indicate that the lake transgressed to about 60 m a.p.l., probably during the Early Holocene climatic optimum. These shorelines features provide a geomorphic record of the Holocene trend towards aridity, already documented from lake sediment analysis. From lake hydrological balance, we show that these shorelines imply a river input into the lake of at least 2.5 times the present value by mid-Holocene (6 ka BP), and possibly 3.0 times the present value in the Early Holocene (10–8 ka BP). Such values are quantitatively consistent with the fluvial regime derived from topographic analysis of Holocene terraces along one of the major feeding river, the Kuitun river. This study attests to much higher rainfall in this part of central Asia than predicted from paleoclimatic models for the Early to mid-Holocene.

Keywords: Holocene, lake regression, shorelines, hydrological balance, Central Asia.

4.2.1 Introduction

The Dzungar basin is an endoreic basin of Central Asia with a presently semi-arid climate dominated by the mid-latitude Westerlies (Figure 4.7). Some idea of local climate change since the Late Pleistocene has been obtained from the analysis of a 5-meter core of sediments collected from lake Manas, in the middle part of the basin (*Rhodes et al.*, 1996). It has revealed a climatic evolution relatively consistent with other records from China and Central Asia (*Gibert et al.*, 1995; *Yu et al.*, 2001; *Jarvis*, 1993; *Shi et al.*, 1993; *Harrison et al.*, 1996; *Guo et al.*, 2000). Following extremely arid conditions during the

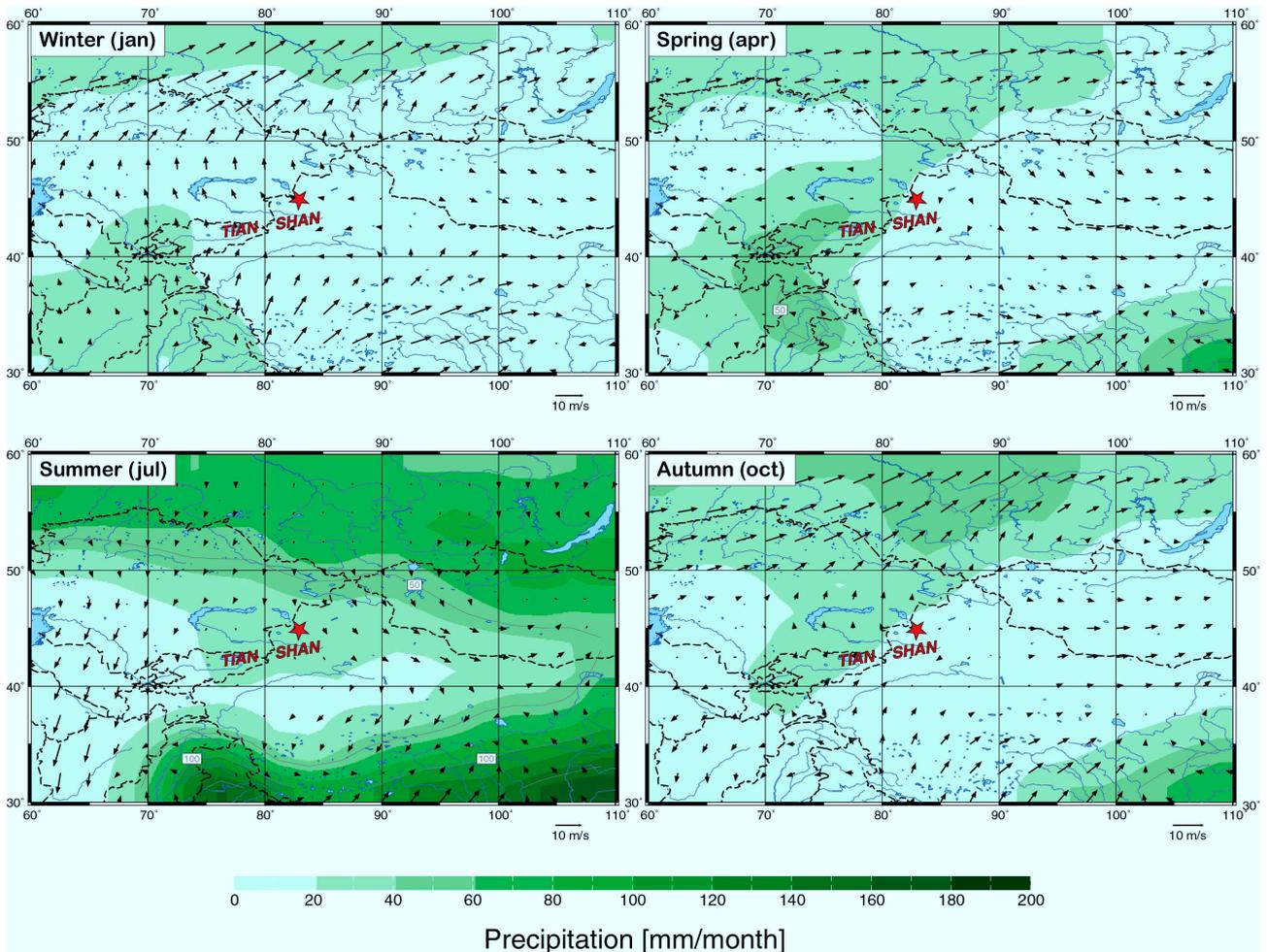


Figure 4.7: Location of Ebi lake (red star) and Tian Shan range in Central Asia and evolution of precipitation and circulation regional patterns during the year (data from NOAA/NCEP). Note that in the present configuration, most of the rain comes from the West through the Westerlies and from the North because of the Siberian and Mongolian HP system (Asian monsoons from East and South do not penetrate so far inland).

Last Glacial maximum, wetter conditions settled in the Early Holocene period, after an abrupt shift from desert to steppe vegetation at about 11 ka BP. This Early Holocene climatic optimum lasted for about 4 kyr. The following gradual return to arid conditions, until the settlement of modern conditions by about 3.5 ka BP, was interrupted by a dry spell between about 6.8 and 5.3 ka BP. Comparison of oxygen isotopes records of carbonates from various lakes in Asia suggest a that the wetter conditions in the Early to mid-Holocene must have resulted from an enhanced monsoon circulation (*Wei and Gasse, 1999*). This is in qualitative agreement with results from GCM simulations of insolation forcing for mid-Holocene orbital parameters (e.g., *Yu and Harrison, 1996*; *Joussaume et al., 1999*), which show strengthened monsoons but with only slightly wetter conditions than at present in central Asia with 10% increased precipitations. However, such simulations are still too rough to calculate precipitations without large uncertainties. Besides, although there is no doubt that precipitations within the Dzungar

basin catchment were higher than at present throughout most of Early to mid-Holocene, available data do not offer any quantitative index of past hydrological conditions. There is additional geomorphic evidence that hydrological conditions have changed significantly over the Holocene period and which may be amenable to quantitative analysis. First, the onset of the Holocene is marked by an abrupt transition from aggradation to fluvial incision along the southern rim of Dzungar basin. There, the major rivers flowing down from the Tian Shan range had built large alluvial fans that they entrenched over the Holocene by as much as 150–200 m (*Poisson and Avouac, 2002*). A simple hydrological modelling of fluvial incision requires that the peak flow regime was much higher than at present and that high flow was maintained over most of the year. Much higher runoff than at present is also indicated from paleoshorelines which overprint Late Pleistocene to Holocene alluvium around Ebi lake (Figure 4.9). Such indicators of past lake levels are of interest because they may be interpreted from simple water balance budget (e.g., *Street-Perrott and Harrison, 1985; Harrison and Digerfeldt, 1993; Avouac et al., 1996*).

In this paper, we first document the shorelines around Ebi lake and then try to estimate the corresponding past hydrological conditions. Finally, we discuss the changing hydrological balance in the catchment and compare with lake Manas environmental record and Holocene hydrological evolution of the close Tian Shan piedmont.

4.2.2 Geographical and climatic setting of western Dzungar Basin

The Dzungar basin, in western China, is a huge closed basin (catchment area of about 40000 km²), with annual precipitation less than 100 mm. It is surrounded by major mountain ranges : the Tian Shan to the south, the Altay to the northeast and the Alatau Shan to the northwest (Figure 4.8). Among those, the Tian Shan, which is the highest and most actively deforming range, catches most of regional precipitations. At the southern margin of the Dzungar basin, amount of rainfall rises to 200–300 mm/yr along the foothills. It probably reaches much higher values within the range. Temperatures show a strong seasonal contrast, about -15°C/25°C at Jing He and Kuitun (see Figure 4.8 for location). Precipitations are not so seasonally distributed. Westerlies influence prevails, bringing most of autumn and winter rain from the west. During the winter, cold air masses coming from the Siberian High extending on Mongolia also generate some winter precipitations, mainly on high relief. Asian monsoons do not penetrate so far inland, but their attenuated influence may induce a part of summer precipitation on eastern part of Tian Shan. Local climate results from these major regional trends and probably also from some local convection, involving significant variation of temporal patterns of precipitation over Ebi catchment (Figure 4.8). The combination of several climatic influences makes the region very sensitive to any spatial shift or change in strength of these climatic belts. Central Asia climate is thereby presumed to have changed a lot during Late Quaternary, as shown by many paleoenvironmental studies.

Ebi lake is a very shallow waterbody at present, with an average water depth less than 1m, over an area of 550 km². Because of booming irrigation, it has shrunk by one-half since 1950 and became hypersaline (salinity 100 g/L). Its present extent does not reflect a natural water balance any more. During the same period, the neighbouring lake Manas, which used to extend over 750 km², dried

Figure 4.8: *Drainage organization in Dzungar basin, from HYDRO1K model (resolution: 1 km). (A) Time series of discharge are shown for main rivers feeding Ebi lake (Bortala, Jinghe, Sikeshu, Kuitun and Anjihai). We note that discharge distribution over the year may be very different from one part of the basin to the other. For example, the season of maximum discharge of Bortala He is winter, as other rivers have their peak of discharge at summertime. Yili river discharge is given for comparison, and appears to be relatively less important than other rivers discharge if we take into account associated drainage area for each river basin. (B) Time series of precipitation are also given where they were available (data from the Institute of Atmospheric Physics of Beijing, and provided by the University Corporation for Atmospheric Research at its web site), and shows the same discrepancy from one region to another. Tacheng is located outside the map, behind the Alatau massif to the North. The climatology is there similar to the time pattern of precipitation at Yining, located in Yili valley, behind the northern part of Tian Shan to the South. Both show a peak of precipitation at springtime, like in other sites in the basin, but also receive a second peak of rainfall in autumn, which seems to be missing inside the basin. Autumn and winter precipitation may therefore affect especially massifs at higher elevation around the desert through snowfall.*

completely. This is why we will consider Ebi lake water level and extent before 1950, as references for “present” setting, respectively 190 m and 1100 km². Water inflow comes mainly from the rivers draining the Tian Shan (Anjihai, Kuitun, Sikeshu, Jing He), since the Alatau range only represents a small part of catchment area (Figure 4.8). Satellite images show that the eastern part of the now dried Ebi lake floor turn to a salt swamp in the spring, because of melt water supplied by the small catchments draining the Alatau (Figure 4.10). As most of water flowing from the main rivers east of Jing He are now dammed in the piedmont, quite far from the lake, we cannot exactly know if these rivers were important tributaries of Ebi lake, compared to the closer Bortala and Jing He. However, the eastern edge of the lake is still a little water supplied, as can be seen on satellite views (Figure 4.9, A).

Seasonal variations of climate have an effect on lake environment, and then on lake level (Figure 4.10). In summertime, vegetation invades floodplains in the Southwest of lake area, as well as some streambeds on the flank of mountainous massifs (“A” and “a” in Figure 4.10). Lake level is the lowest, and small ephemeral gullies begin to erode present shoreline at some places (northern edge, “c”). In autumn and winter, vegetation disappears, and lake surface is frozen during several months. There is no evaporation because of ice cover, and the lake-level remains constant. In springtime, snow and ice melting raises it a little bit up, and some water accumulate on the 10 km-wide flat zone located north-west of the actual lake (“B”). All this water flows into the lake because vegetation is not yet developed.

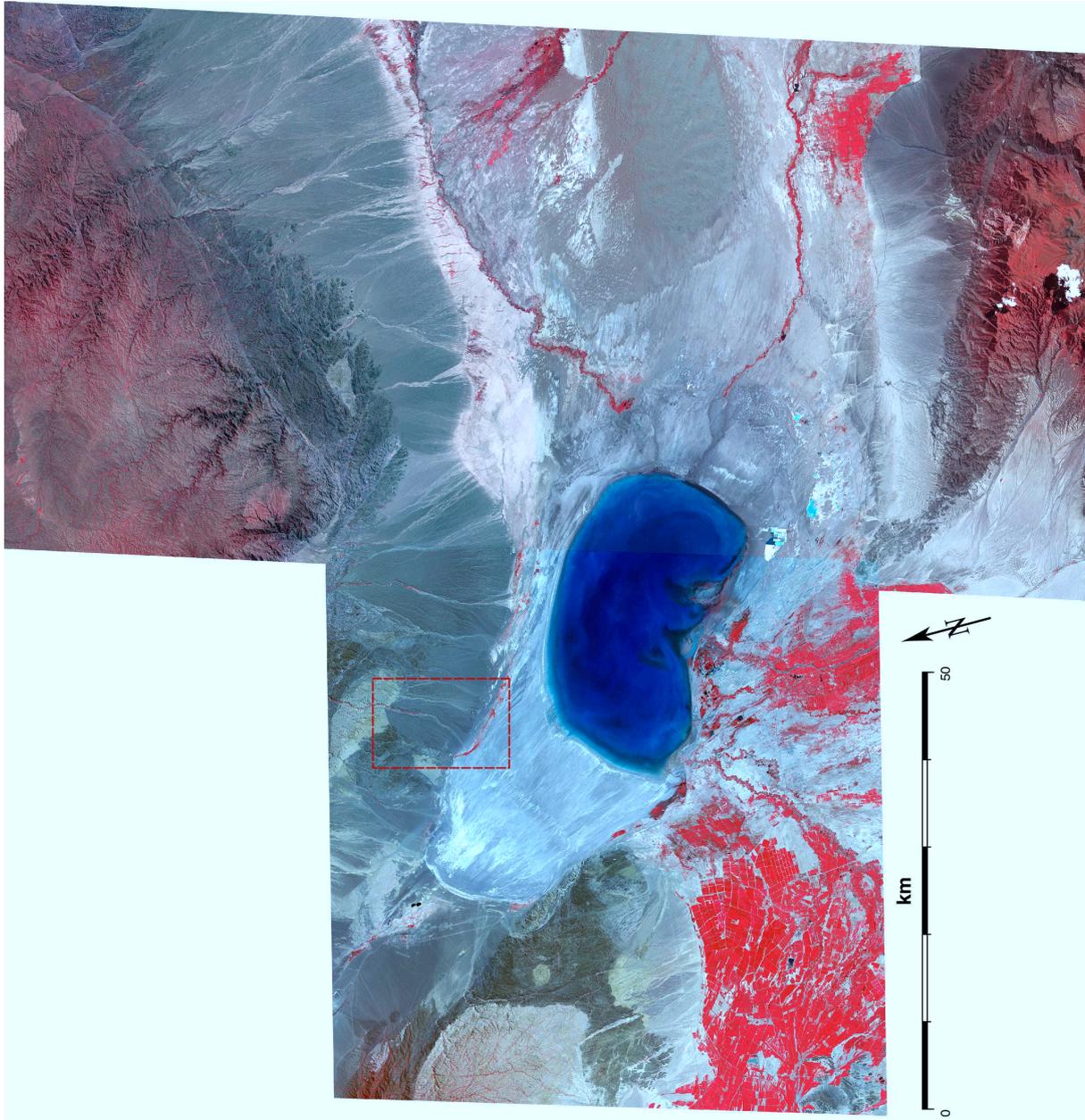


Figure 4.9: (A) Mosaic of ASTER multispectral images (false RGB images obtained from combination of VNIR bands 1, 2 and 3 with 15 m resolution).

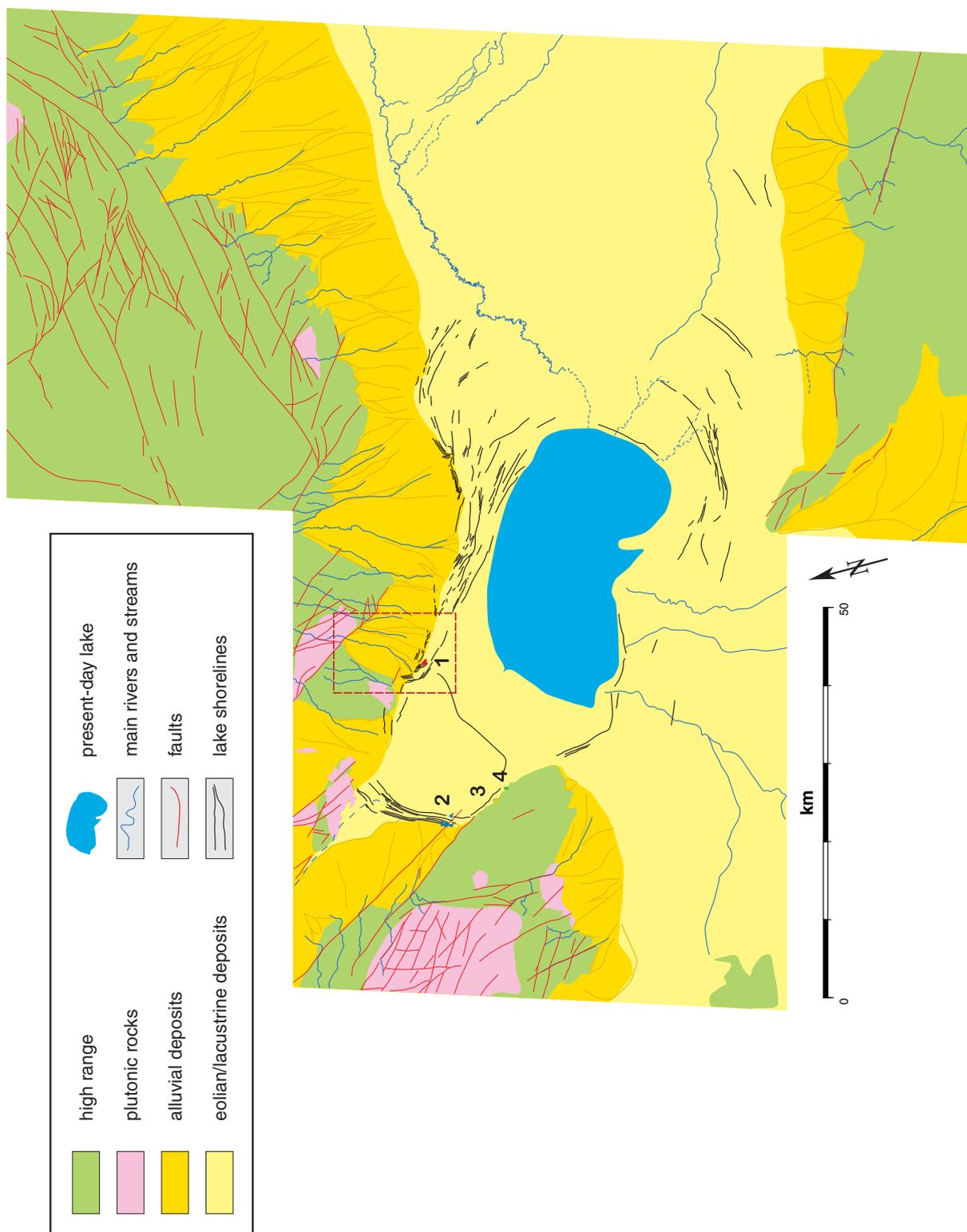


Figure 4.9: (B) Geomorphological interpretation of ASTER mosaic. GPS measurements were proceeded at sites EBI1 to EBI4 shown as "1" to "4". The red dashed rectangle indicates figure 4.11 area.

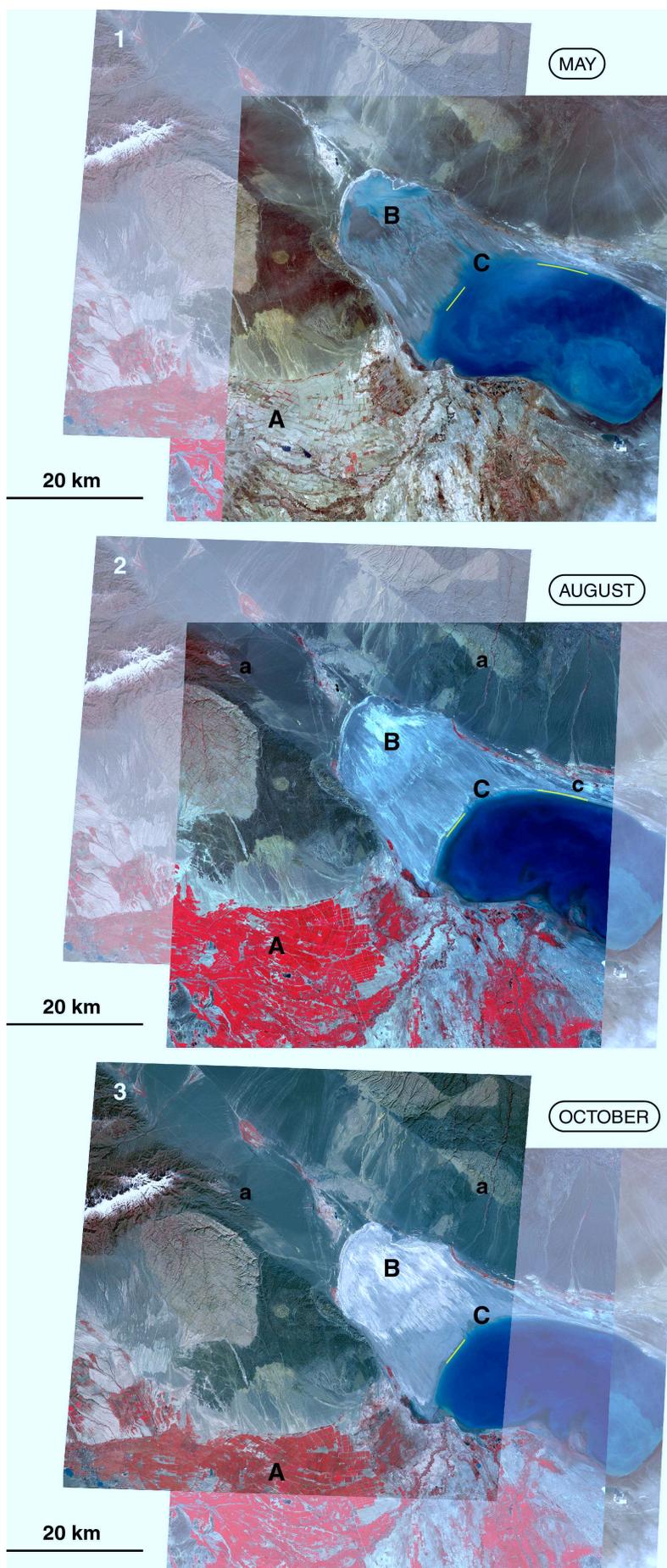


Figure 4.10: See caption on next page.

Figure 4.10: *Seasonal evolution of Ebi lake surroundings, as it may be observed on ASTER images. In zone “A”, vegetation develops intensively during the moist season in summer (1), especially in the wide Bortala He floodplain, but even at quite high elevations along small rivers flowing from northern massif (“a”). Vegetation decline begins in autumn (2), and renewal does not happen before following summer (3). Zone “B” corresponds to a large flat surface which was likely flooded in recent times, as it stays just a few meters higher than present remaining waterbody. In fact, this place may store some water in spring from snowmelt (1), as it appears covered by evaporites when precipitation decreases (2 and 3). “C” labels lake edge, where lake level fluctuations are obvious (an example of level is marked in yellow). The highest level may be observed in springtime, because of snowmelt supply (1), as the lowest one is reached during the warmest season, in summer (2). When the level decreases, some little gullies may erode the lake edge, where the surface is not too flat (“c”).*

4.2.3 Geomorphic record of climate change

4.2.3.1 Geomorphic setting of study area

Main geomorphological features were mapped from ASTER images (Figure 4.9), with the help of GTOPO30 topography (Figure 4.14, A). Mountains with high relief and topography border the basin to the West (Kirghiz Alatau range) and to the Southeast (Tian Shan range). Active faults line these mountains (dextral strike-slip faults on western zone, continuing to south-vergent thrusts along the Tian Shan), and maintain steep mountain fronts. On the contrary, the northeastern range is less active, and has a smooth relief characteristic of a long-eroded old massif. Alluvial fans of this part are well fed, and then very large (around 20 km long). They might have formed under climatic influence, such as last deglaciation. They were then subject to an important incision, especially at their apex. Nevertheless, deposition still happens at the fan toes, likely occasionally. The rest of lake neighbouring consists of flat zones covered by very young fluvial, aeolian and lacustrine deposits. Bortala He mouth to the southwest is a wide valley where sediment deposition seems to be very active, through river meandering. Soil is very fertile and vegetation can easily grow up during the fair season. To the east and southeast, fluvial sediments are mainly transported from Tian Shan piedmont, 200–300 km further southeast. Alluviation is then less active, but aeolian material coming from the whole Dzungar desert overcap fluvial deposits. The orientation of sand dunes and of trails of sediments indicate the direction of local prevailing winds, the Westerlies which blow eastward, following Dzungar-axis.

Geomorphic differences are obvious between northern fans, where erosion rules at present, and southwestern and eastern areas, where only deposition occurs. Close relief context is a clear constraint, steeper fans getting more easily incised than flat ones. But the difference may also be due to a distinct ratio $Q_s/Q_e = [\text{flux of material dragged down from mountains}]/[\text{available flowing water discharge}]$ (Meunier and Métivier, 2000). For the same kind of material, high Q_s/Q_e gives rise to aggradation, as low Q_s/Q_e induces fluvial incision. The lack of regional data does not allow to decide if it is the real explanation of the difference between the two zones. But the low Bortala He annual discharge and the long way to go for the water from main Tian Shan rivers could result in a higher Q_s/Q_e ratio and outcoming active deposition. And the moderate rainfall flowing directly

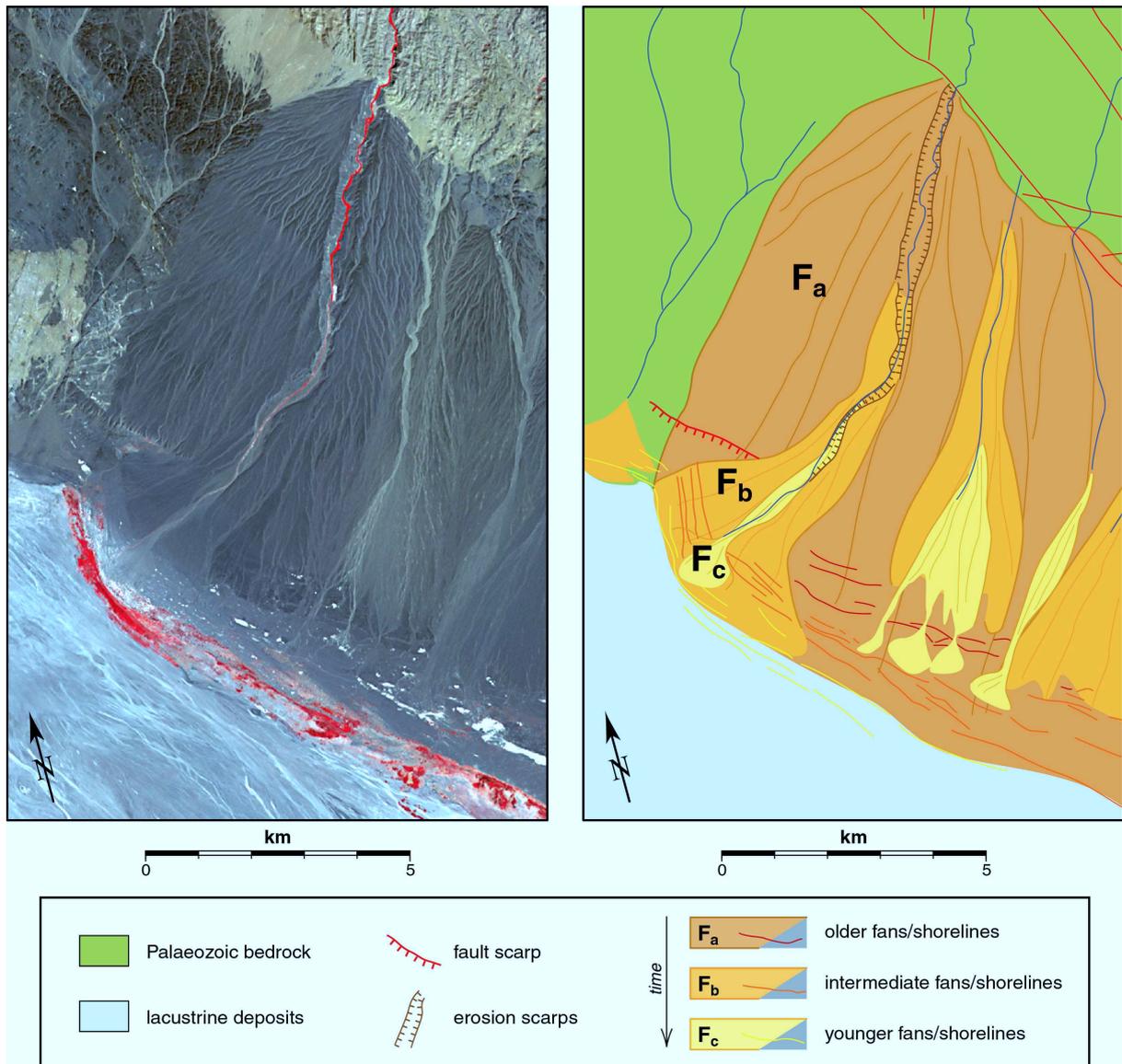
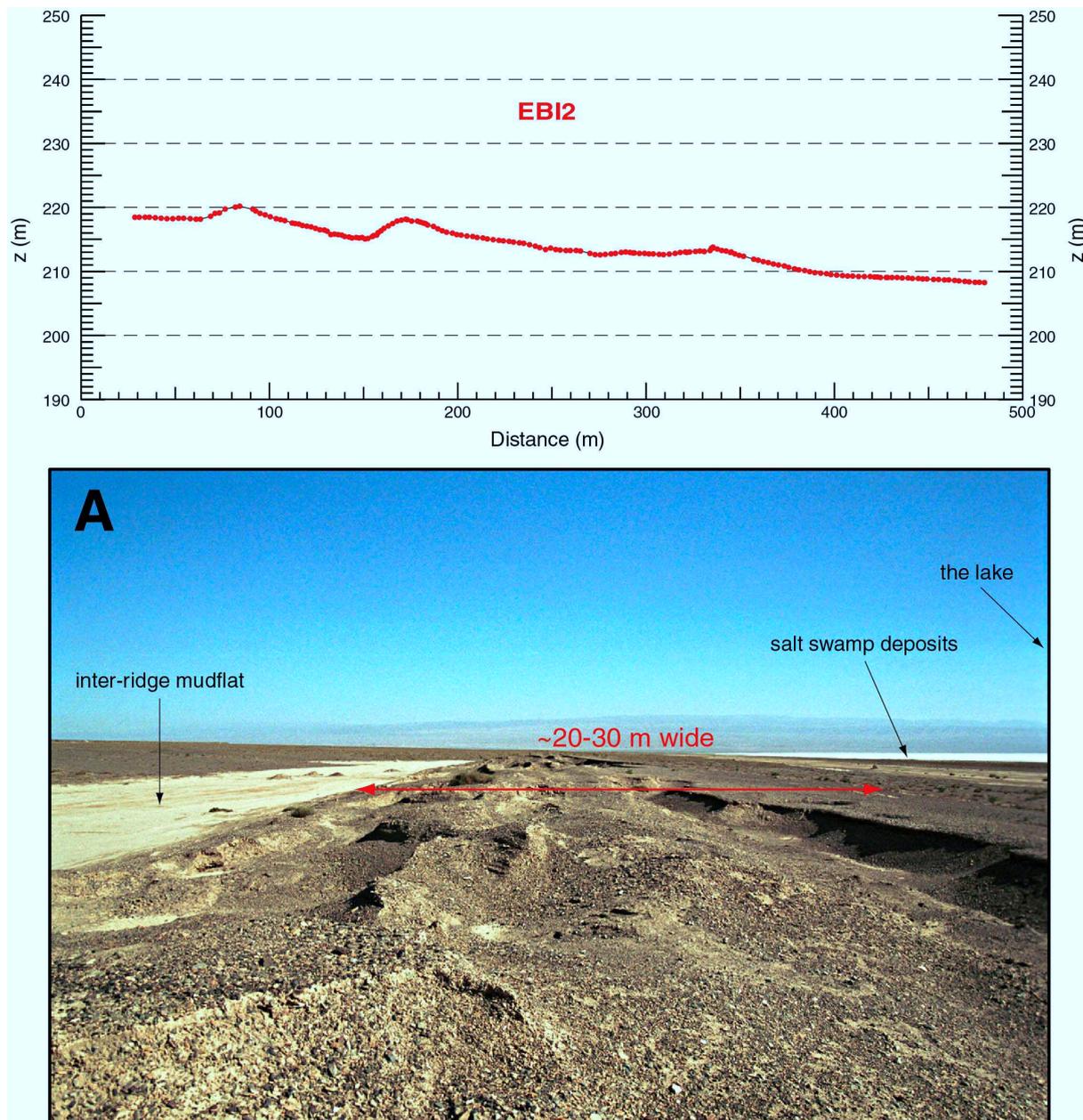


Figure 4.11: *Example of fan morphology on the northern part of lake edge (location on figure 4.9). Three series of shorelines are distinguished, but alluviation may have been rather continuous during a global regressive phase extending from the highest to the lowest shoreline (i.e. present lake edge).*

from the northern Alatau massif, combined with little sediment yield coming from this relatively quiet range, might lead to a low Q_s/Q_e ratio, and following fan degradation. This observation raises the difficulty interpreting geomorphic features, as similar climatic conditions may induce very distinct geomorphological processes, just because of differences in tectonic and/or geometrical contexts.

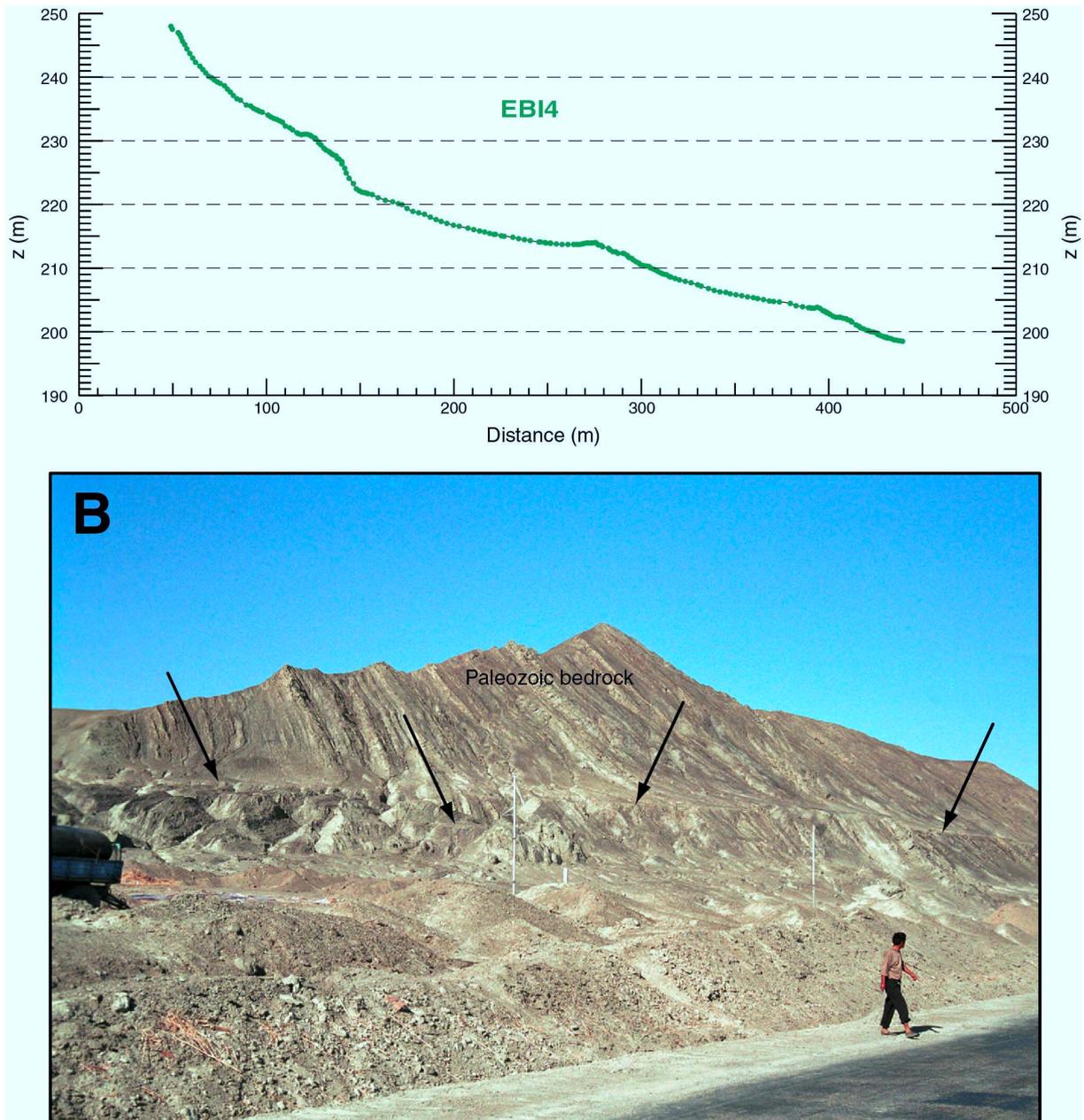
The site of the Figure 4.11 shows an example of northern fan system. F_b deposits overlie the toe of fan F_a and grade upstream into a terrace inset into F_a . We interpret F_a as a Late Pleistocene-Early Holocene fan which would have been abandoned just after the last deglaciation. F_b and F_c probably formed later, because of distal fan progradation. Morpho-stratigraphic relationships between these



(a) Shorelines: beach ridge

Figure 4.12: *Examples of paleoshoreline morphology in the field, and corresponding transverse topographic profiles measured by differential GPS: (A) beach ridge belonging to the group of shorelines of site EBI2, on the northwestern flat surface (see location on figures 4.9 and 4.13); (B) see next page.*

alluvial surfaces and paleoshorelines around Ebi lake provide some way to assess the relative chronology of the lake level fluctuations and alluviation.



(b) Shorelines: wave-cut scarps

Figure 4.12: (continued) (B) wave-cut scarps like those measured on sites EBI3 and EBI4, formed on the steep slopes along the western range (see location on figures 4.9 and 4.13).

4.2.3.2 Age and elevation of paleoshorelines around Ebi lake

All around Ebi lake margin, various shore features can be observed on the satellite images (Figures 4.9). In the field we focused the survey on four sites, in order to confirm satellite image interpretation, measure shoreline elevations and collect samples for dating (Figure 4.13, see locations in Figure 4.9). We did not find any material reliable for ^{14}C dating. Besides, the only appropriate material for

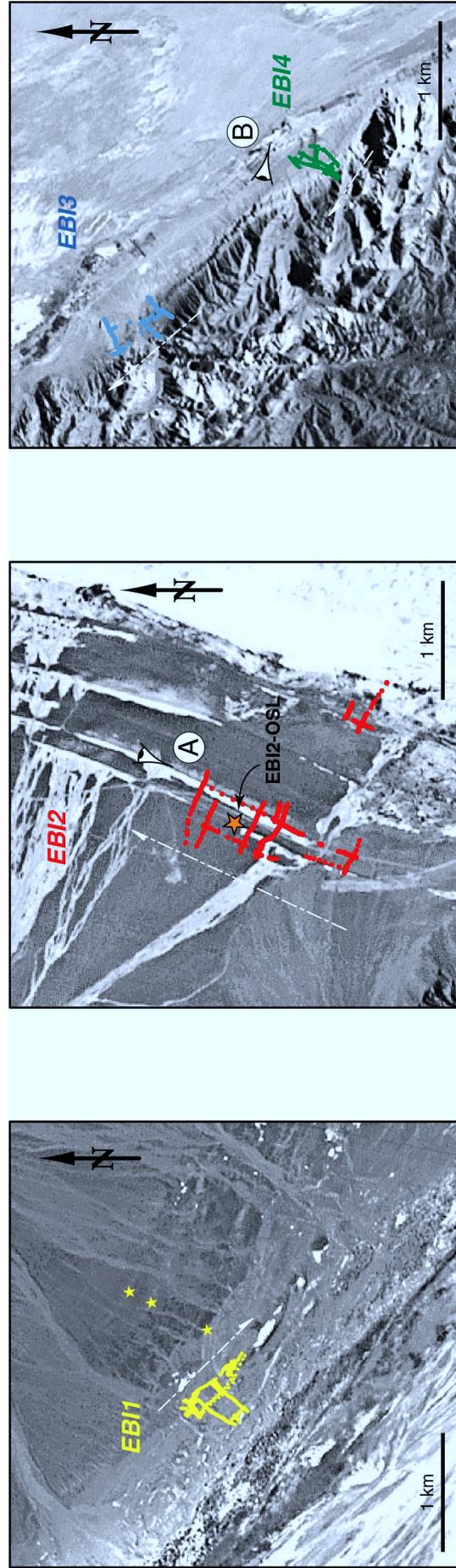
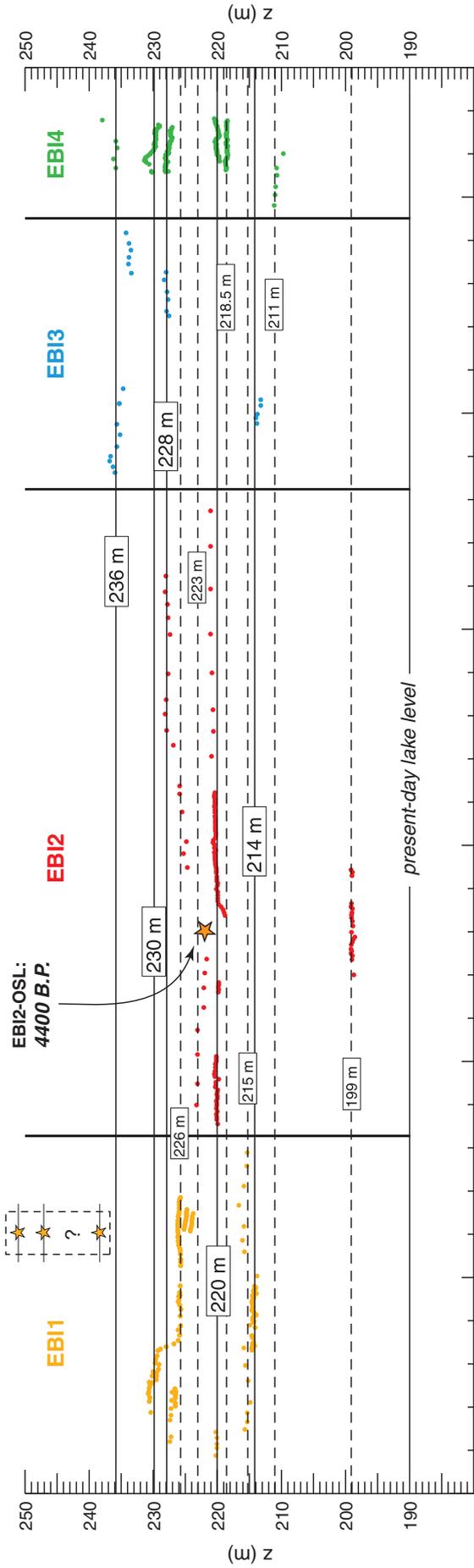


Figure 4.13: See caption on next page.

Figure 4.13: *Longitudinal topographic profiles of shorelines, measured by kinematic GPS on the four sites EBI1 to EBI4 (see location on figure 4.9), with corresponding blown up views of a SPOT panchromatic image (10 m resolution). Highest paleolevels are also reported, at elevations extracted from chinese topographic maps (stars on site EBI1). The sediment which was analyzed by OSL was sampled in a intermediate beach ridge of site EBI2, at 222 m a.s.l.. Straight lines mark correlations from one site to another, whereas dashed lines mark levels which were present on one single site. The white dotted-dashed lines on SPOT extracts show the direction of projection used for each site. Figure 4.12 points of views are also shown (eyes).*

OSL dating was found at site EBI2. Topographic measurements were made using a differential GPS system. Only sites EBI2, EBI3 and EBI4 were measured relative to a common reference point. Site EBI1 was surveyed relative to another reference point, and both sets of data were next tied together by calibration to a Chinese 1/100000 topographic map. Relative elevations at each site are measured with an accuracy of less than 1 cm, much smaller than the natural roughness of the measured features. Some systematic error may exist between site EBI1 and the others and may be as large as a few meters.

Site EBI1 Site EBI1 is located along the northern lake margin, on the fan described previously. The highest paleoshorelines can only be observed at this site and they are not the most prominent on the satellite images (Figure 4.13). Here, they overprint the upper fan surface F_a , but cannot be traced across F_b fanglomerates which must therefore postdate the lake level highest stand. According to the 1/100000 topographic maps, this shoreline sequence lies at elevation between 250 and 238 m. Lower than about 238 m, the typical aerial F_a alluvium grades from a relatively uniform dark tone to a lighter surface. The well preserved shoreline sequence is visible at lower elevations and seems to correspond to a major sequence visible nearly everywhere around the lake margin. In the field we focused the topographic measurements on these intermediate shorelines which lie at elevations between around 230 m and 214 m. They consist of erosional benches cut into 2 to 4% sloped fanglomerates. The major scarps are typically 2–4 m high and are separated by flat surfaces.

The lake must therefore have transgressed to an elevation of about 250 m after F_a emplacement and then regressed to an elevation probably lower than the toe of F_b fanglomerates at the time they were emplaced. It then rose again to an elevation of 236 m, after what intermediate shorelines formed, indicating a new regression. Although the geomorphic record is less clear, F_c fanglomerates and overprinting shorelines suggest a similar renewed episode of fan alluviation followed by some minor lake transgression.

F_a upper fan terrace probably emplaced in the Late Pleistocene-Early Holocene period, when the lake was low. This site shows that the lake transgressed on this fan deposits to a highstand, and then regressed gradually while alluviation remained rather still. Two minor episodes of renewed alluviation, possibly due to remobilization of F_a alluvium by the entrenching river, were followed by some minor transgressions. The most prominent and well preserved episode of regression occurred after F_b emplacement.

Site EBI2 In the northwestern area, the lake transgressed on a gentle slope ($\sim 2.3\%$), forming a well preserved sequence of alternating 1–3 m high, 20–30 m wide ridges with intervening 100–300 m wide mudflats (Figure 4.12). These features can be traced over several kilometers and lie at elevations between 228 and 199 m. The ridges consist mainly of gravel bars interbedded with loess to silt layers, and sand horizons containing some molluscs. This remarkably preserved sequence (Figure 4.13) suggests one single major regression phase.

We sampled one of the highest beach ridges, at 222 m a.s.l., for OSL dating. The core sample was collected within a 30 cm thick silty layer after excavating the beach ridge to a depth of 40 cm. The sample was analyzed at the LSCE (Gif-s/Yvette), and was found to be buried since 4400 yr. The estimated error on this measurement is estimated to 300 yr.

Sites EBI3 and EBI4 These sites are located along the steep flank of the western massif. The shorelines there consist mainly of erosional notches cut into bedrock or talus apron alluvium at the foot of the nearby relief (Figure 4.12). Shoreline elevations span between 236 m and 211 m (Figure 4.13).

The “intermediate” shorelines are clearly the most prominent and best preserved features. They might represent a single major regression phase owing to the continuity and even degree of geomorphic preservation of the shorelines. This shoreline sequence lies at all four sites at elevations between 236 m and 199 m with minor differences from site to site (Figure 4.13). During this major lake regression, the lake built at once beach ridges and erosional scarps. Where the lake transgressed over gently sloping ($\sim 2\text{--}3\%$) deposits, wave and eolian activity built beach ridges (site EBI2). Where the lake transgressed over steeper slopes ($\sim 20\text{--}30\%$), erosional benches formed, resulting in sequence of steplike scarps cut into bedrock (sites EBI3 and EBI4).

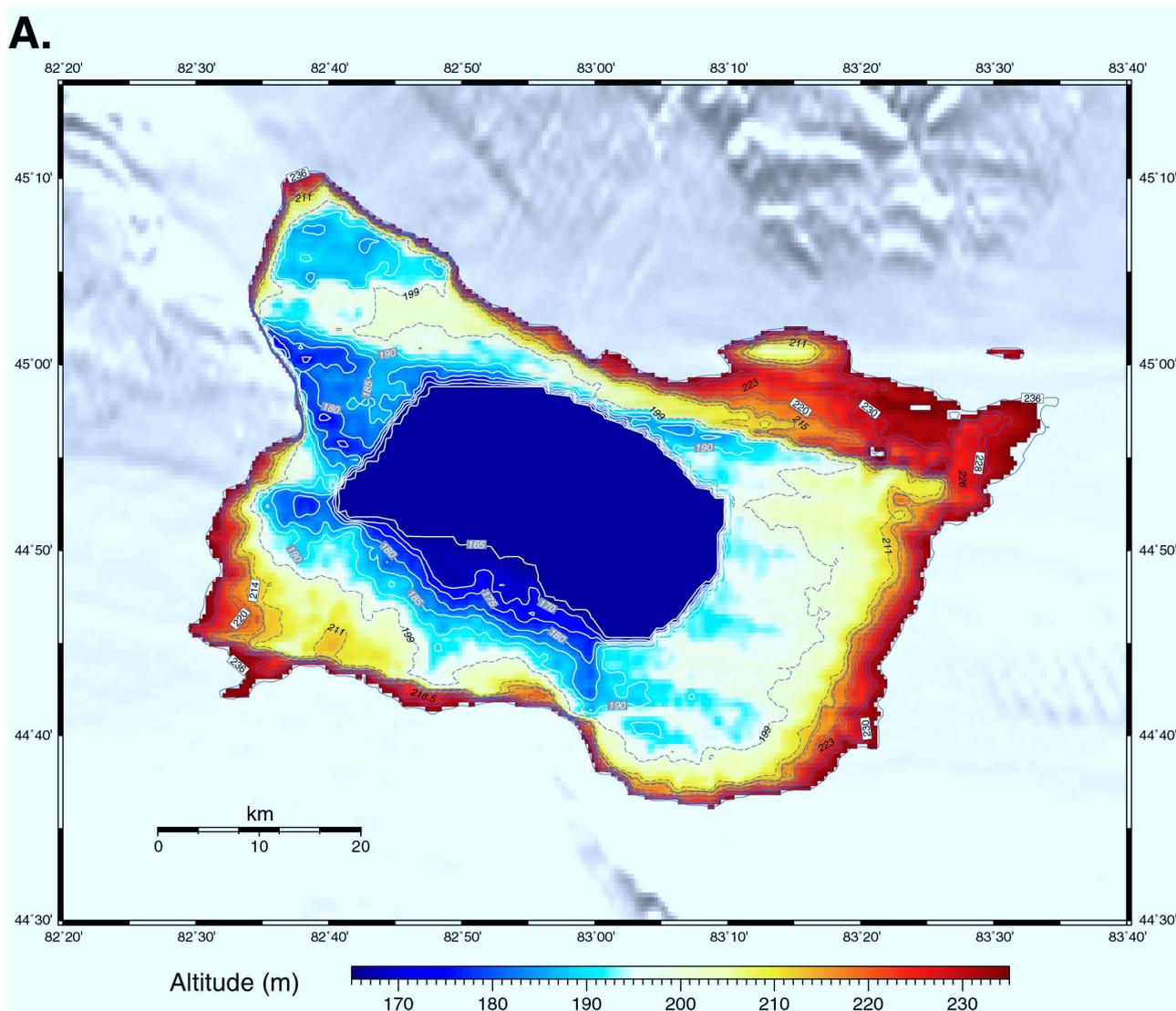
4.2.4 Relating present elevation of paleoshorelines, lake level variations and climate change

4.2.4.1 Estimating post high-stand tectonic deformation

The present elevation of the paleoshorelines should not be considered directly as a measure of past lake levels. Several factors might have affected their initial geometry and elevation.

First, some active faults are prominent in the area and might have deformed locally the shorelines. These include dip-slip faults. The preserved fault scarps are small, typically less than about 10 m, where they affect the oldest fan terrace (F_a , Figure 4.11). Besides, no fault was identified within the zone covered by the paleolake. We therefore neglect this factor.

Second, the whole area was probably deformed due to the elastic or viscoelastic response of the lithosphere to sedimentation in the foreland and/or overthrusting along the Tian Shan front. This deformation proceeds relatively slowly so that viscous stresses at depth are probably continuously relaxed. The controlling parameter is the flexural rigidity of the Dzungar lithosphere. Gravity studies suggest a relatively high rigidity, around 10^{24} N.m (Burov *et al.*, 1990). The typical wavelength α of the elastic response to sedimentation and overthrusting should therefore be of the order of 160 km, which is a consistent value with the geometry of the foreland basin. The dip-slip component along

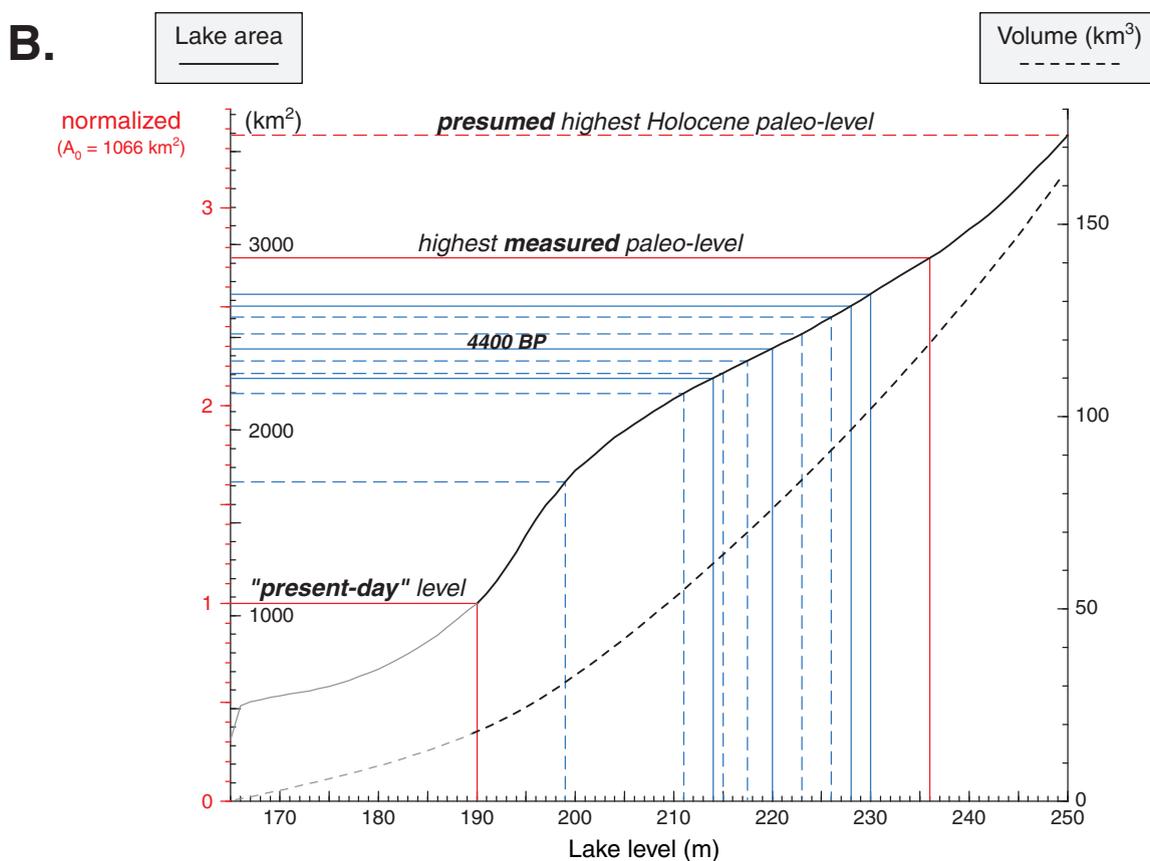


(a) GTOPO30 data: map

Figure 4.14: (A) Shaded map of Ebi surroundings topography, as known by GTOPO30 data (30" resolution), showing lake area variations on the range of lake levels measured by GPS.

the mountain front is estimated to about 1–2 mm/yr, mainly resulting in uplift of the frontal range (*Avouac et al., 1993; Molnar et al., 1994*). The fraction absorbed by subsidence of the foreland is then probably smaller than about 0.1 mm/yr. This effect cumulated over the Holocene might have induced some general tilt of the foreland and thus of Ebi paleoshorelines. We estimate this tilt to about 1 m/100 km at the very maximum. Given the extent of the paleolake, this term can also be neglected.

Third, the decrease of vertical load due to the lake regression may have induced some elastic and isostatic response (*Bills and May, 1987*). The immediate elastic response can be computed by convolving the response of an elastic half space submitted to a point load by the estimated distribution



(b) GTOPO30 data: deduced lake area and volume

Figure 4.14: (continued) (B) Corresponding graphs of water area and volume evolution as lake level increases. Observed shorelines from all sites are reported with the same code as on figure 4.13. Lake area can be normalized by its “present” value, prior to the modern regression (~1950’s).

of vertical load due to the paleolake. For standard elastic parameters, consistent with seismic wave velocities, $\mu = 3 \cdot 10^{10}$ Pa and $\nu = 0.3$, and taking into account the horizontal extent of the paleolake, this term is of the order of 0.3% of the paleodepth (see *Bills and May (1987)* for comparison and *Fjeldskaar (1990)* for a complete computation of a similar problem). The isostatic response to unloading of the lithosphere can also be estimated. Assuming that the disparition of the water was locally compensated by an upward Moho deflection, the lake bottom would have been uplifted by half the paleodepth. In this extreme case of local compensation, where the flexural rigidity of the lithosphere is neglected, the paleoshorelines would however not be deformed since they correspond to the place where the waterdepth tapers to zero. If the flexural rigidity is taken into account, the compensation is regional (with a typical wavelength of about 150 km for a rigidity of about 10^{24} N.m) and the shorelines might have been uplifted by different amount depending on the paleobathymetry of the lake. Given the small size of the paleolake compared to the flexural rigidity of the lithosphere, the rebound of the

lake bottom has probably been less than about 15% of the initial water depth and should decrease by a factor of about 10 over a distance comparable to the lake radius. For example, at a distance of about 20 km from the center of the paleolake (corresponding to site EBI1), the uplift might have been as large as 10 m if the paleodepth was about 60 m. The more distant shorelines (about 30 km at site EBI2 for example) might have been uplifted by a much smaller amount, probably less than 1 m. In fact, this process depends on time (e.g., *Bills and May, 1987*), and on the viscosity of the lower crust and upper mantle. Given that the crust thickness is estimated to about 40 km, the characteristic time for relaxation is long and should be of the order of several 10 ka. Viscous deformation was then proceeding too slowly to ensure a complete relaxation during the lake transgression to its maximum level in the Early Holocene as well as during the following lake regression. The mechanical response of the lithosphere must have been closer to the response of an elastic half space than to the response of an elastic plate over an inviscid fluid. We conclude that deformation may have induced different amounts of uplift at the surveyed sites, estimated to a few meters at most, and some slight change of the the basin floor geometry as well. This effect could explain why the present elevations of the highest measured paleoshorelines are higher by about 8 m at sites EBI3 and EBI4 than at the site EBI2, although they probably correspond to the same lake level high stand. The elevation of the presumed highest shorelines (stars at EBI1) appears to be difficult to reconcile with the other sites, even advocating this mechanism. These shorelines, which seem to be transgressive over Fa, might attest to another older higher stand of Early Holocene age if they really exist. Finally, we observe that the distribution of the highest well preserved shorelines (Figure 4.9, B) approximately coincides with the paleolake extent reconstructed from the present topography (Figure 4.14, A). In the following, we therefore assume that the evolution of paleolake area can be estimated from the DEM, though neglecting basin floor deformation. In doing so we probably get slightly overestimated value.

4.2.4.2 Lake-level variations over the Holocene

Combining the information derived from the paleoshorelines and from previous regional paleoenvironmental investigations (*Rhodes et al., 1996; Yu et al., 2001*), some scenario of Ebi lake evolution over the Holocene period may be proposed (Figure 4.15). During Late Pleistocene, the lake level was probably low. Large alluvial surfaces F_a likely emplaced at the last deglaciation, at the transition to the Holocene. At this time, a wetter climate settled abruptly and lasted from about 11 to 7 ka BP, so that the lake level rose up to about 250 m, transgressing on F_a alluvium. At the end of the Early Holocene climatic optimum, the lake regressed to a probably low but poorly constrained elevation, maybe the toe of fanglomerates at site EBI1. F_b alluvium likely emplaced during a first arid phase around 6000 yr BP. The lake next rose to an elevation around 236 m, and then regressed gradually down to about 199 m, forming most of the beach ridges and notches that we observed. This regression probably took place around 5500–4500 ka BP when fluvial sedimentation and return to desertic vegetation were documented from Manas sediments (*Rhodes et al., 1996*).

Another abrupt dry event is recorded around 3400 yr BP in Manas lake sediments (*Rhodes et al., 1996*), as some fluvial terraces was abandoned around 3400 yr BP in North Tian Shan piedmont (*Poisson and Avouac, 2002*). This could be taken as a constraint to set the latest part of the major

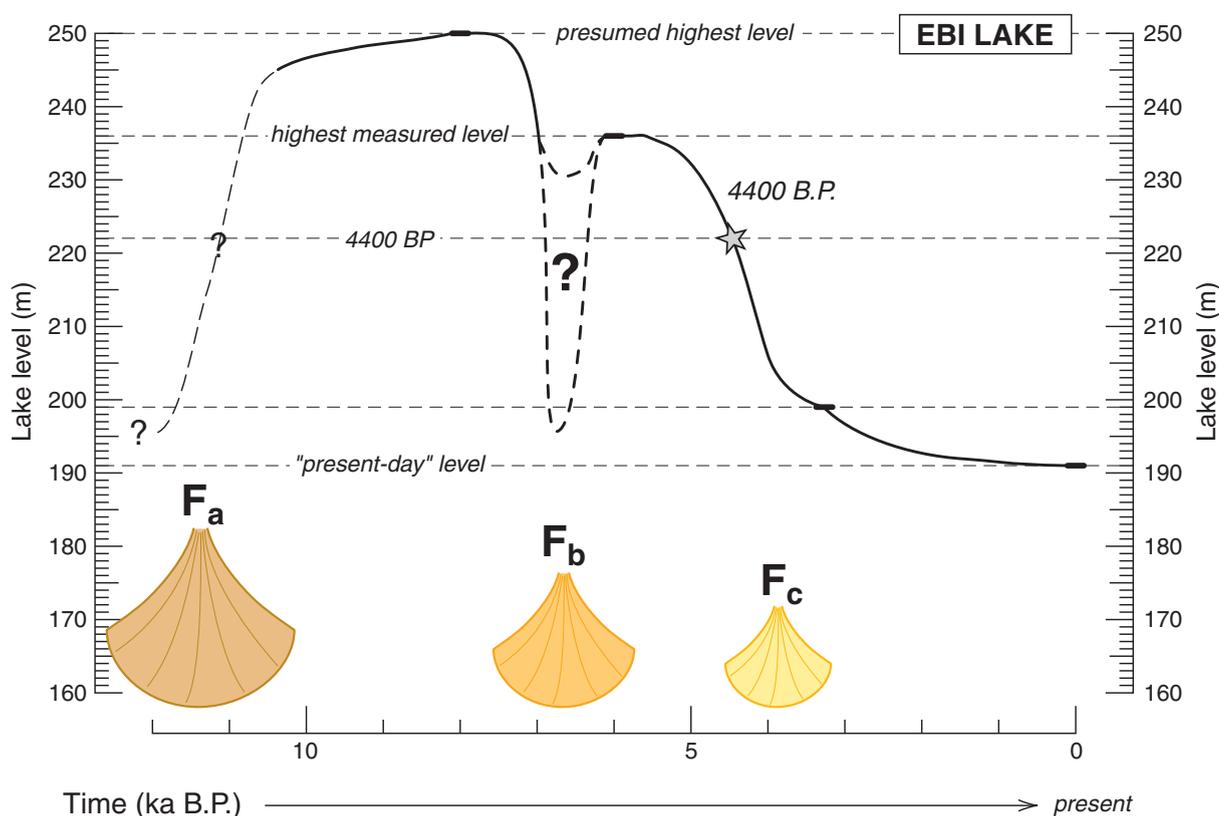


Figure 4.15: Possible scenario for timing of lake evolution during Holocene. The proposed chronology is based on published paleoclimatic data and on EBI2-OSL age (see figure 4.13). Three distinct regressive phases are distinguished during a global regression lasting from 8000 BP, just following an abrupt change in water and sediment input (F_a formation), likely induced by deglaciation geomorphological changes.

regression phase before 3000 yr BP. Later on, the lake experienced a 10 m additional regression with probably some minor water level fluctuations until the anthropic influence speeded up lake shrinkage at the end of last century.

Paleoshorelines cannot be taken to provide a complete record of past lake levels, because renewed episodes of lake transgression, and surface reworking by fluvial or eolian processes may have erased or confused the record. In addition, a shoreline can form very rapidly, so that it does not necessarily represent long standing equilibrated hydrological conditions. Shorelines however give useful information on past lake extent and corresponding hydrological conditions (e.g., *Harrison and Digerfeldt, 1993*).

4.2.5 Estimating present and past hydrologic balance

4.2.5.1 Model basis and approximations

Some idea of the hydrological balance might be retrieved from the lake level fluctuations. The most important parameter is the lake area. Indeed, water level variations of a closed basin are due to change of inflow (runoff, groundwater, direct precipitation), compared to evaporative loss which depends on the free surface extent and climate.

To estimate potential evapotranspiration PET , we use Penman method as revised by FAO in 1977. This formula is a combination equation, consisting of a radiation term and an aerodynamic term, and need to dispose of following data sets: insolation, sunshine duration, atmospheric pression, temperature, wind speed and humidity (see appendix A).

4.2.5.2 Estimating past extent of Ebi lake

GTOPO30 topographic data are used to find the lake area A_L corresponding to each measured level (Figure 4.14, B). These data are very rough, especially in the Dzungar basin, but they may give the only estimation of area change. At presumed highest paleolevel 250 m, lake would be around 3.3 times larger as today; at the highest GPS measured paleolevel 236 m, its area would be already more than 2900 km², i.e. 2.7 times the present value.

4.2.5.3 Present hydrological balance

At Ebi lake exactly, we only have information on annual precipitation, about 257 mm/yr, and evaporation, around 1800 mm/yr, estimated over the period (*Walker and Yang, 1999*). More data are available at Urumqi, located in southeastern Dzungar, which is the closest well-documented station with similar climatic conditions (average precipitation: 254 mm/yr – Figure 4.8). As Ebi lake does not have any outlet, we directly compute lake outflow Φ_{out} through evapotranspiration PET ($\Phi_{out} = A_L \cdot PET$). Water inflow Φ_{in} is more difficult to estimate. Most of it must come from river input, and a small part comes from direct rainfall over the lake. We have no control on groundwater inflow. This term might be actually compensated in our estimate of river input. Since we only have information on river water discharge where they exit the mountain front (gauging stations generally locate at dams lying along the foothills), we ignore possible losses to groundwater during their course to the lake. We then add up stream discharge of main rivers flowing from Tian Shan and rain above the lake area. We lack quantitative data on small rivers, but we may presume that their contribution is negligible in comparison with the main ones, although they obviously bring some snowmelt in springtime (Figure 4.10).

We roughly estimate evaporation losses at the free surface of rivers on the way between the foothills and the lake. Were this term ignored, total inflow might be largely overestimated (e.g., *Leopold and Maddock, 1953*). In fact, riverbeds through the desertic part of the basin are generally wide, because rivers spread out on the almost flat surfaces consisting of young sediments. There is no apparent erosion in these reaches, and rivers form meanders all along the way to the lake. However, the width of actual riverbeds should vary a lot along the year, as water discharge is very irregular itself (Figure 4.8). We do not know how may vary the water speed V and the water depth h , but we can estimate the variations of width W from the known graphs of discharge $Q = WVh$. We then follow a well-known empirical relationship between riverwidth and global discharge, which is presumed to be valid in alluvial contexts (e.g., *Leopold and Maddock, 1953*):

$$W \sim Q^{0.5} .$$

		Present	6000 B.P.	ratio
Lake area	(km ²)	1100	2900	2.63
Evaporation rate	(mm/yr)	1630	1850	1.14
Φ_{out}	(km ³ /yr)	1.79	5.36	2.99
River discharges	(km ³ /yr)	2.16	5.80	2.68
<i>PET</i> in phase with <i>Q</i>		–	6.73	2.72
<i>PET</i> out of phase with <i>Q</i>		–	5.86	2.59
River losses	(km ³ /yr)	0.38	0.44	1.16
<i>PET</i> in phase with <i>Q</i>		<i>0.51</i>	1.37	–
<i>PET</i> out of phase with <i>Q</i>		<i>0.24</i>	0.50	–
River net input	(km ³ /yr)	1.78	5.36	3.00
Precipitations	(mm/yr)	257	283	1.1
Direct rainfall	(km ³ /yr)	0.28	0.82	1.1

Table 4.1: *Hydrological summary of Ebi lake balance, for present conditions and for mid-Holocene presumed ones. If the lake had the same equilibrium at 6000 BP as today (meaning that river input equals evaporative losses from lake area, without taking rainfall into account), we may deduce blue paleovalues of river input, discharges and losses. We reported calculations for the same annual distribution of *Q* and *PET* as today (default hypothesis), and for both hypothesis of *Q* and *PET* either in phase or out of phase (for present calculation, these hypothesis just show how could the lake balance change if seasonal variations of precipitations or temperature were different.).*

From this simple power relation, we just have to estimate the maximal width W_{max} of each river on satellite images, and deduce annual variation of W from Q :

$$W = W_{max} \cdot \left(\frac{Q}{Q_{max}} \right)^{0.5} .$$

Then, evaporation losses are computed from the distance between the piedmont and the lake, and the *PET* (table 4.1). (NB: a simple calculation shows that the way from the piedmont to the lake takes a maximum time of less than one month, so that we assume synchroneous evaporation rate and following estimated evaporation losses.)

For present-day conditions, evaporation losses amount to about 0.38 km³/yr, so that only 1.78 km³/yr from the initial 2.16 km³/yr really flow into the lake. At present, the amount of water evaporated from the lake is estimated to be 1.79 km³/yr. We deduce that, ignoring input from direct rainfall and small tributaries, the lake appears to be roughly at equilibrium, as soon as we take river evaporation losses into account.

It is important to notice that the lake level seems very sensitive to any slight shift between Φ_{out} and Φ_{in} . As an example, a decrease by 0.4% of present river discharge would lead to a regression rate as high as the mean value deduced from the paleoshorelines (−7.5 m/ka over the last 8 ka). This percentage stays much lower than the accuracy of our data and estimates, so that only rough conclusions will be possible concerning the evolution of the hydrological balance of Ebi lake. Our tests also show that a little difference in seasonality can easily induce big changes in water balance,

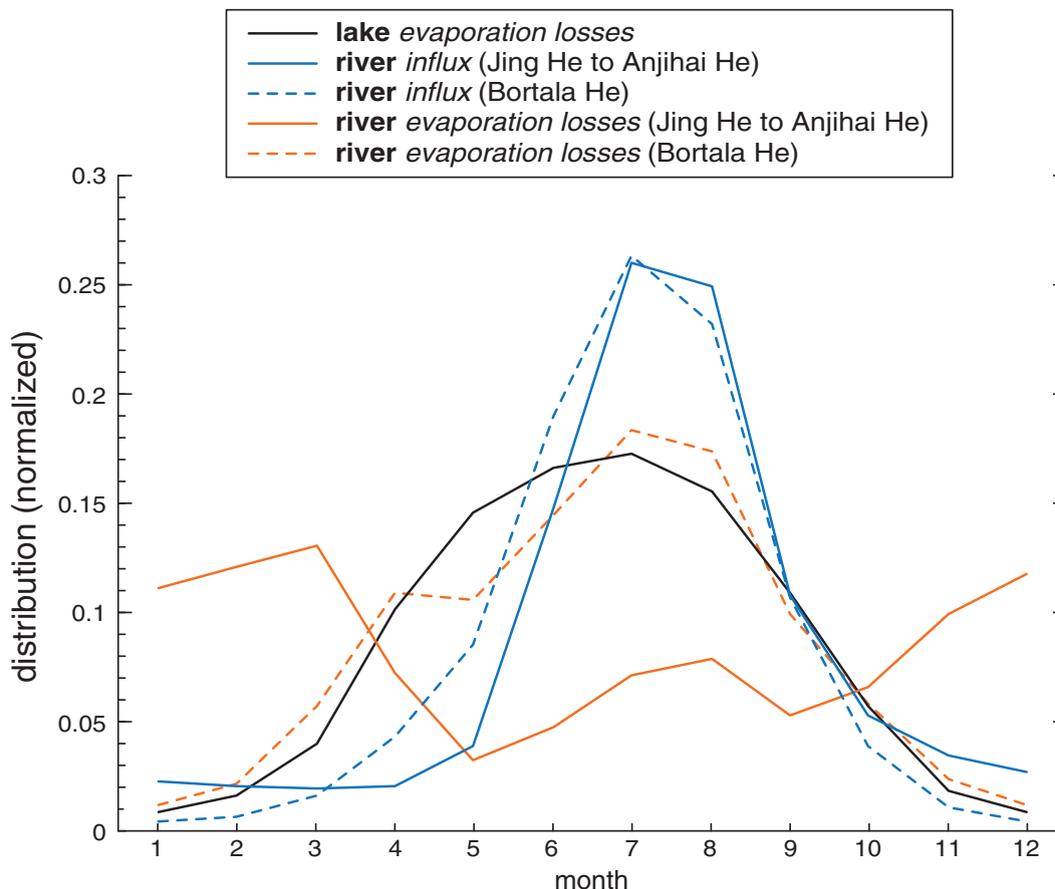


Figure 4.16: *Graphs of present monthly distribution of lake evaporation losses, river influx (Bortala He behaviour being different as others) and river losses (resulting from both width and PET distributions, i.e. from Q and PET seasonal behaviour). Bortala He losses appear to be almost correlated with lake evaporation losses, whereas other rivers have their water influx and losses more concentrated and shifted at the end of summer.*

towards regression as well as towards transgression (table 4.1), so that annual distribution of inflow and outflow have an actual influence on lake equilibrium (Figure 4.16). In fact, considering that seasonal variations of PET are either in phase or out of phase (offset by six months) with variations of Q leads to a significantly different balance. The lake thus appears to be a very sensitive system, making its dynamics very difficult to model. However, the lake level reconstruction may be used to infer, even roughly, the amount of water inflow needed to compensate for evaporation over the paleolake, and hence rainfall over the watershed.

4.2.5.4 Calculations for the Mid-Holocene and Early Holocene high stands

To estimate past hydrological balance, we use : (1) paleolake areas, estimated from measured paleo-levels and GTOPO30 data ; (2) climatic conditions at 6000 yr BP as they are inferred from paleoclimatic data and reconstructions (*Shi et al., 1993; Winkler and Wang, 1993; Joussaume et al., 1999; Tarasov et al., 1999*). At 6000 yr BP, GCMs predict an increase in temperature of around 3°C , an

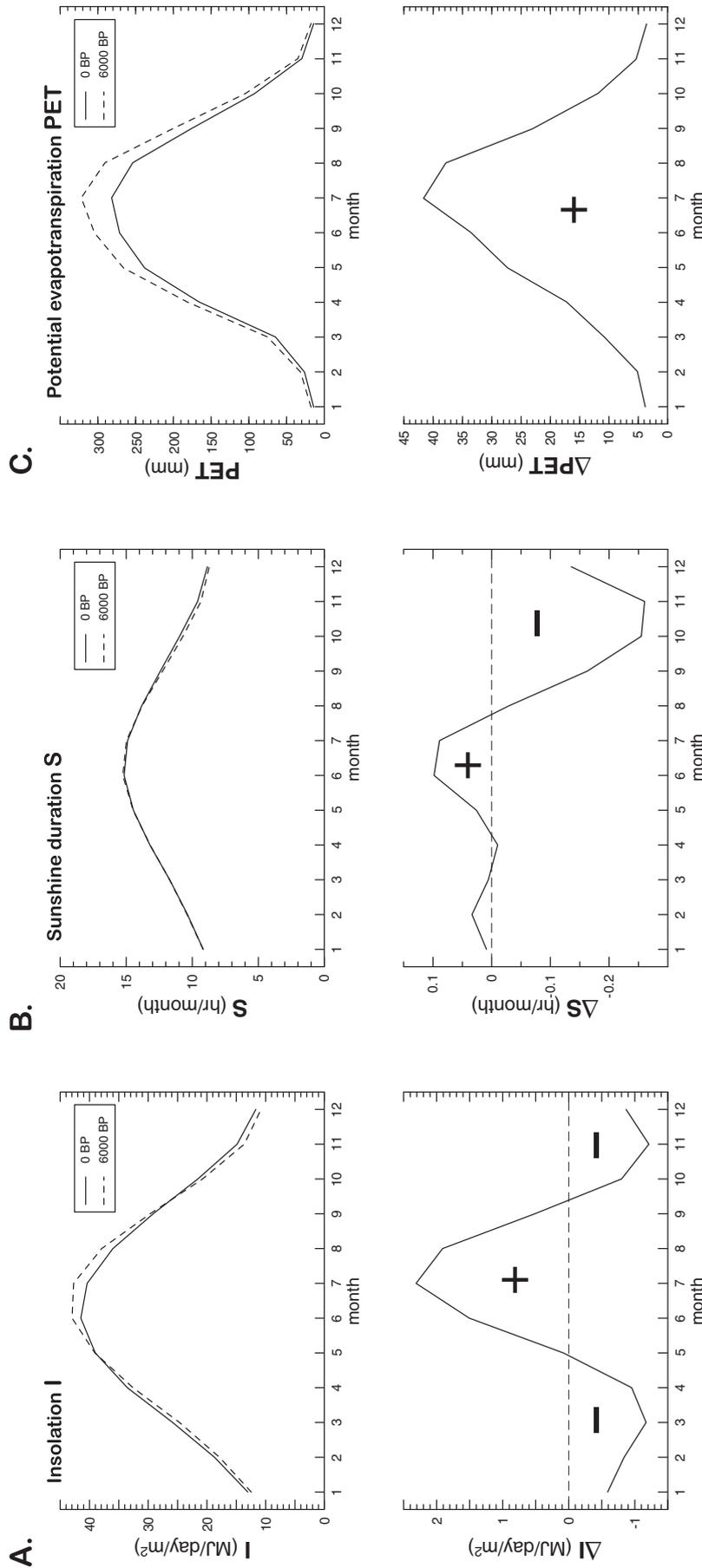


Figure 4.17: Graphs of insolation (A) and sunshine duration (B) at present and at mid-Holocene (6000 BP), computed from Berger (1978), and deduced potential evapotranspiration at Urumqi (C). PET at 0 BP is calculated from Penman equation applied to present climatic data (UCAR, see caption of figure 4.8), and paleo-PET is estimated from the same dataset modified according to paleoclimatic reconstructions (Joussaume et al., 1999); we then took temperature 3°C higher, humidity 10% lower, and real sunshine 10% higher than present values. Differences of estimated insolation, sunshine duration and PET between 6000 and 0 BP are plotted in the lower graphs. Finally, PET was likely higher than today all along the year, but especially enhanced in summer. Note that PET distribution along the year remains the same at present and at 6000 BP.

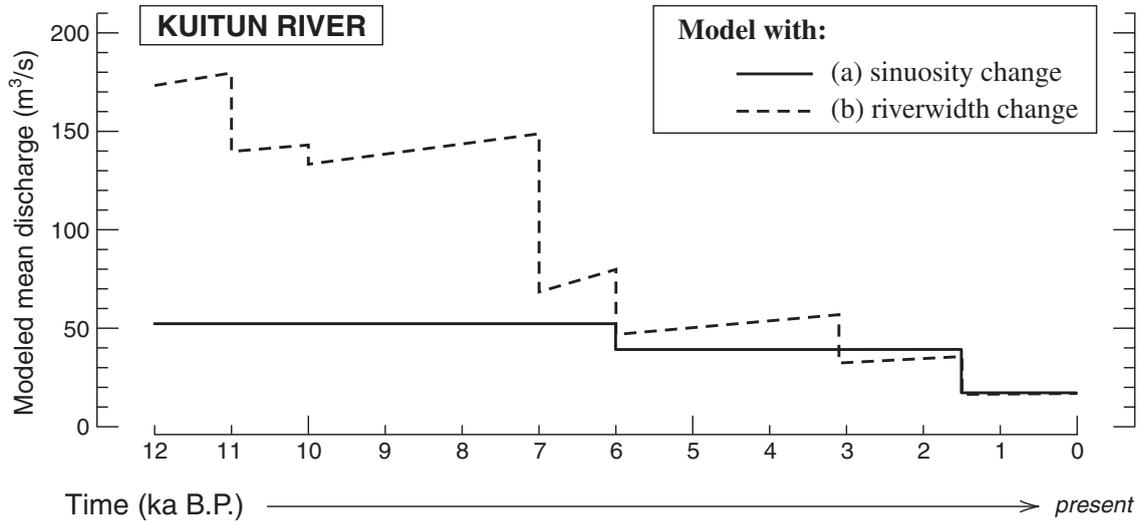


Figure 4.18: Variation of mean annual water discharge of the Kuitun river obtained from fluvial incision modelling. In (a) we assume a constant river effective width but changing sinuosity; in (b) we assume a straight channel with an effective river width proportional to terrace width.

increase in sunshine of around 10% and a decrease of humidity of around 10%, although these values vary a lot with geographic location (values from the model LMCE LMD5.3, 1994). We also use insolation computed from [Berger \(1978\)](#), which shows differences both in amplitude and seasonality with present insolation (Figure 4.17). The annual evaporation rate computed for the 6000 yr BP climatic conditions is only a little larger than the present value, by 14% (table 4.1). As we estimate mid-Holocene lake area to be 2900 km², 2.6 times the present value, total evaporative loss above the lake for 6000 yr BP amounts to 3.0 times the present value. Taking into account the difference in evaporation losses for rivers with the same riverwidths as today, we estimate that total river inflow was at least 2.6 times the present flux, whatever the considered seasonality. As we noted it earlier, lake level evolution is so sensitive to hydrological balance that a total inflow of 2.5 times present one, even out of phase with *PET* time series, would have been enough to lead to a dramatic regression (−69 m/ka).

The significance of the presumed highest shorelines at site EBI1 is more questionable since they could not be traced around the basin. However, if we assume that the lake rose to that level in the Early Holocene, the lake was about 3.3 larger than at present, and a computation similar to that described above for the mid-Holocene level implies an annual water inflow of at least 3.0 times the present value.

4.2.6 Conclusion

The variation of the extent of Ebi lake over the Holocene imply that the total river input to the lake was probably about 2.6 times the present value around the mid-Holocene, and about 3.0 times the present value in the Early Holocene. These values may be compared with the variation of water discharge of

the Kuitun river (Figure 4.18) derived from Holocene river entrenchment (*Poisson and Avouac, 2002*). The fluvial incision model assumes a transport capacity based on Bagnold's approach, with a positive erosion threshold. Terrace slopes are interpreted as paleogradients of the stream profile. The width of the terraces is assumed either proportional to the effective channel width (b) or to have resulted from a changed of sinuosity of the braided channel (a). In this latter case, we assume that the river paleo-width was equal to present one. The hydrological scenario in (a) is much more consistent with the Ebi lake variations, suggesting that the terrace widths should not be considered as a proxy for river paleo-width. It thus appear possible to propose some quantitative estimate of past hydrological conditions by combining the time record provided by the Kuitun river entrenchment and hydrological balance reflected by lake Ebi high-stand levels. Although the approach might seem simplistic and should be considered as tentative at this stage, the geomorphic record suggest that annual rainfall over Dzungar basin by mid-Holocene time was 2.5 times the present value.

Acknowledgements : We are grateful to Norbert Mercier for indispensable help in doing OSL analysis and for allowing data release before publication.

4.2.7 Appendicial material: Calculation of PET

To compute potential evapotranspiration PET , we use the FAO Penman equation in its 1977 version:

$$\boxed{PET = c \cdot (W \cdot R_n + (1 - W) \cdot f(u) \cdot (e_s - e))} . \quad (4.1)$$

- PET is the reference evapotranspiration, in mm/day ;
- W is a temperature-related weighting factor;
- R_n is the net radiation, in equivalent evaporation (mm/day);
- $f(u)$ is a wind-related function;
- e_s is the saturation vapor pressure at mean air temperature, in kPa ;
- e is the mean actual vapor pressure of the air, in kPa ;
- c is an adjustment factor to account for day and night weather conditions.

Vapor pressure

e_s depends on the temperature T ($^{\circ}C$):

$$e_s = 0.6108 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T}{237.3 + T}\right),$$

and e is deduced from e_s and from the relative humidity RH (%):

$$e = e_s \cdot RH .$$

Weighting factor

The weighting factor for the effect of wind and humidity W is given by:

$$W = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} .$$

It then depends on:

- Δ , the slope of the saturation vapor pressure-temperature function e_s (in $kPa \cdot ^\circ C^{-1}$):

$$\Delta = \frac{de_s}{dT} = \frac{2503}{(237.3 + T)^2} ;$$

- γ , the psychrometric constant (in $kPa \cdot ^\circ C^{-1}$):

$$\gamma = \frac{0.0016286 \cdot P}{L} ,$$

with P the atmospheric pressure (in kPa) and L the latent heat of vaporization (in $MJ \cdot kg^{-1}$).

Net radiation

The net radiation R_n is the difference between incoming and outgoing radiation. It is calculated from:

- net shortwave radiation SW , deduced from surface albedo α (0.06 for water) and solar radiation R_s , which depends on the ratio of actual n to maximum possible N sunshine hours, and on the so called “insolation”, meaning the amount of radiation received at the top of the atmosphere R_a :

$$SW = (1 - \alpha) \cdot R_s = (1 - \alpha) \cdot \left(0.25 + 0.5 \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot R_a ;$$

- net longwave radiation LW , deduced from temperature, vapor pressure and ratio n/N :

$$LW = \sigma \cdot \epsilon \cdot (273 + T)^4 \cdot (0.34 - 0.044 \cdot \sqrt{10 \cdot e}) \cdot \left(0.1 + 0.9 \cdot \frac{n}{N} \right) ,$$

where σ is the Stefan-Boltzmann constant ($5.67 \cdot 10^{-8}$) and ϵ the surface emissivity (0.96 for the lake).

R_n is then:

$$R_n = SW - LW .$$

Wind factor

The effect of wind on PET using the 1977 Penman method is:

$$f(u) = 0.27 \cdot \left(1 + \frac{U}{100} \right) ,$$

where U is the 24 hr wind run at 2 m height (in km/day).

Adjustment factor

The Penman equation assumes that the most common conditions occur when radiation is medium to high, maximum relative humidity is medium to high and moderate daytime wind about double the nighttime wind. If these conditions are not met, the equation has to be corrected using an adjustment factor c . This factor is calculated from [Jensen et al. \(1990\)](#) as a function of relative humidity, solar radiation, and daytime and nighttime wind speeds.

Latent heat

The latent heat of vaporization L is required to convert energetical values into equivalent evaporation. It varies slightly with temperature:

$$L = 2.501 - 0.002361 \cdot T ,$$

gives L in $MJ.kg^{-1}$.

After combining all subequations into a single equation, the formula (4.1) becomes:

$$PET = c \left\{ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left[(1 - \alpha) \left(0.25 + 0.5 \frac{n}{N} \right) R_a - \sigma \epsilon (273 + T)^4 (0.34 - 0.044 \sqrt{10e}) \left(0.1 + 0.9 \frac{n}{N} \right) \right] + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \left[0.27 \left(1 + \frac{U}{100} \right) (e_s - e) \right] \right\} \quad (4.2)$$

Bibliography

- Avouac, J. P., P. Tapponnier, M. Bai, Y. You and G. Wang, Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geophys. Res.*, *98*, 6,755-6,804, 1993.
- Avouac, J. P., J.F. Dobremez and L. Bourjot, Palaeoclimatic interpretation of a topographic profile across middle Holocene regressive shorelines of Longmu Co (Western Tibet), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *120*, 93-104, 1996.
- Berger, A., Long term variations of daily insolation and quaternary climatic changes, *J. of Atmospheric Sciences*, *35*, 2362-2367, 1993.
- Bills, B.G. and G.M. May, Lake Bonneville: Constraints on Lithospheric Thickness and Upper Mantle Viscosity From Isostatic Warping of Bonneville, Provo, and Gilbert Stage Shorelines, *J. Geophys. Res.*, *92*, 11,493-11,508, 1987.
- Burov, E.B., M.G. Kogan, H. Lyon-Caen and P. Molnar, Gravity anomalies, the deep structure, and dynamic processes beneath the Tien Shan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *96*, 367-383, 1990.
- Fjeldskaar, W., Elastic and isostatic subsidence of the Blåsjø artificial lake, Southern Norway, *Terra Nova*, *2*, 377-381, 1990.
- Gibert, E., P. Gentelle, and L. Kuang-Yi, Radiocarbon ages of fluvial and lacustrine deposits in the Taklamakan Desert (Southern Xinjiang, Western China): tectonic and climatic implications, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *321*, 215-221, 1995.
- Guo, Z.T., N. Petit-Maire, and S. Kröpelin, Holocene non-orbital climatic events in present-day arid areas of northern Africa and China, *Global and Planetary Change*, *26*, 97-103, 2000.
- Harrison, S.P. and G. Digerfeldt, European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators, *Quat. Sci. Rev.*, *12*, 233-248, 1993.
- Harrison, S.P., G. Yu, and P.E. Tarasov, Late Quaternary Lake-Level Record from Northern Eurasia, *Quat. Research*, *45*, 138-159, 1996.
- Jarvis, D.I., Pollen Evidence of Changing Holocene Monsoon Climate in Sichuan Province, China, *Quat. Research*, *39*, 325-337, 1993.
- Jensen, M.E., R.D. Burman and R.G. Allen, Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements, *ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices*, *70*, Am. Soc. Civil Engrs., New York, 360 p, 1990.
- Joussaume, S., K.E. Taylor, P. Braconnot, J.F.B. Mitchell, J.E. Kutzbach, S.P. Harrison, I.C. Prentice, A.J. Broccoli, A. Abe-Ouchi, P.J. Bartlein, C. Bonfils, B. Dong, J. Guiot, K. Herterich, C.D. Hewitt, D. Jolly, J.W. Kim, A. Kislov, A. Kitoh, M.F. Loutre, V. Masson, B. McAvaney, N. McFarlane, N. de Noblet, W.R. Peltier, J.Y. Peterschmitt, D. Pollard, D. Rind, J.F. Royer, M.E. Schlesinger, J. Syktus, S. Thompson, P. Valdes, G. Vettoretti, R.S. Webb, and U. Wyputta, Monsoon changes for

- 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP), *Geophys. Res. Lett.*, 26, 7, 859-862, 1999.
- Leopold, L.B. and T.Jr. Maddock, The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 252, 57p, 1953.
- Mc Kenzie, R.S. and A.R. Craig, Evaluation of river losses from the Orange River using hydraulic modelling, *J. Hydrol.*, 241, 62-69, 2001.
- Meunier, P. and F. Métévier, Permanence des flux de masse d'une rivière en tresses expérimentales, , *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331, 105-110, 2000.
- Molnar, P., E.T. Brown, B.C. Burchfiel, Q. Deng, F. Xianyue, L. Jun, G.M. Raisbeck, S. Jianbang, W. Zhangming, F. Yiou, and Y. Huichuan, 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*, 102, 583-602, 1994.
- Poisson, B. and J.P. Avouac, Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China), submitted to *The Journal of Geology*, 2002.
- Rhodes, T.E., F. Gasse, L. Ruifen, J.C. Fontes, K. Wei, P. Bertrand, E. Gibert, F. Mélières, P. Turcholka, Z. Wang, and Z.Y. Cheng, A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 105-121, 1996.
- Shi, Y., Z. Kong, S. Wang, L. Tang, F. Wang, T. Yao, X. Zhao, P. Zhang, and S. Shi, Mid-Holocene climates and environments in China, *Global and Planetary Change*, 7, 219-233, 1993.
- Street-Perrott, F.A. and S.P. Harrison, Lake-levels and climate reconstruction, in *Paleoclimate Analysis and Modeling*, ed. by A.D. Hecht, Wiley, New York, 291-340, 1985.
- Tarasov, P.E., J. Guiot, R. Cheddadi, A.A. Andreev, L.G. Bezusko, T.A. Blyakharchuk, N.I. Dorofeyuk, L.V. Filimonova, V.S. Volkova and V.P. Zernitskaya, Climate in northern Eurasia 6000 years ago reconstructed from pollen data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, 635-645, 1999.
- Walker, K.F. and H.Z. Yang, Fish and fisheries in western China, in "Fish and fisheries at higher altitudes: Asia", *FAO Fisheries Technical Paper*, 385, 1999.
- Wei, K. and F. Gasse, Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation, *Quat. Sci. Rev.*, 84, 1315-1334, 1999.
- Winkler, M. and P. K. Wang, The Late Quaternary Vegetation and Climate of China, in *Global Climates Since Last Glacial Maximum*, ed. by H.E. Wright, Jr., University of Minnesota Press, Minneapolis, 221-264, 1993.
- Yu, G., and S.P. Harrison, An evaluation of the simulated water balance of Eurasia and northern Africa at 6000 y BP using lake status data, *Clim. Dyn.*, 12, 723-735, 1996.
- Yu, G., S.P. Harrison, and B. Xue, Lake status records from China: Data Base Documentation, *Technical Reports*, 4, Max-Planck-Institute für Biogeochemie, 243 p., 2001.



*Enfin j'ai jeté sur les dévastations naturelles des yeux dessillés
et j'ai lu dans ces plaines les lignes de la main du monde; ah,
c'était donc ainsi.*

*Aragon, "La Défense de l'Infini"
(Je te déteste, Univers - 1926).*

Conclusion

Le système dont nous avons entrepris d'étudier la géomorphologie, le piémont Nord du Tian Shan, s'est avéré un choix pertinent pour plusieurs raisons. Le contexte tectonique auquel il est soumis de par le raccourcissement actuel de la chaîne, ainsi qu'un contexte climatique très continental, caractérisé par l'aridité des bassins couplée à un fort contraste saisonnier des précipitations affectant les piémonts, font de cette zone un endroit privilégié où distinguer dans l'évolution récente du paysage :

- le signal tectonique long terme, décelable à toutes les échelles de temps par le développement des plis d'avant-pays, qui soulèvent progressivement les dépôts locaux avant de les accréter finalement à la chaîne ;
- le signal climatique, qui intervient sur le court et le moyen terme, et dont on montre qu'il suit probablement de très près les variations climatiques globales.

Ainsi, la morphologie récente du piémont résulte du dernier cycle climatique glaciation / déglaciation, et résume donc son histoire des 100 derniers milliers d'années environ.

Durant la dernière phase glaciaire, des sédiments produits par l'altération des hauts reliefs se sont accumulés dans les bassins versants de la haute chaîne. Ce matériel a surtout été exporté vers le piémont à la fin de la phase glaciaire, sous l'effet combiné de la déglaciation et du passage à un climat plus humide. A cette transition correspond la mise en place dans le piémont de larges cônes alluviaux, dont nous datons l'abandon à 12 ± 2 ka BP.

L'analyse quantitative de ces cônes révèle une relation de proportionnalité inattendue entre aires des cônes et aires des bassins versants associés. Sans que l'on réussisse à en déterminer l'origine physique, cette relation nous conforte dans l'idée que les grands cônes observés sont synchrones, attestant la vraisemblable uniformité de comportement de tout le piémont Nord.

La phase interglaciaire qui suit – l'Holocène – voit les rivières ayant alimenté ces cônes "majeurs" s'y encaisser soudainement, creusant de profondes vallées dans les sédiments quaternaires à cénozoïques sous-jacents. La période d'incision fluviale qui s'installe alors dure probablement continûment jusqu'à aujourd'hui. Elle s'accompagne de l'abandon par les rivières de terrasses d'abrasion d'abord très larges et peu encaissées, puis de moins en moins larges et de plus en plus encaissées. Les fonds de vallées actuels montrent ainsi des largeurs de l'ordre de 100 à 400 m, tandis que les premières terrasses étagées dans les cônes dépassaient 3 km de largeur. A leur sortie de la chaîne, les rivières ont parfois incisé verticalement dans les cônes sur des hauteurs de plus de 300 m, c'est-à-dire avec des taux d'incision moyens atteignant 2.5 cm/an sur l'Holocène.

Ces deux phases successives de dépôt alluvial et d'érosion fluviale s'expriment suffisamment clairement dans le piémont Nord pour que l'on puisse supposer qu'elles se reproduisent à chaque cycle climatique majeur. Leur alternance répétée sur le long terme mène à un flux continu de matière de la haute chaîne vers le bassin d'avant-pays, que la tectonique compense sur la même échelle de temps par le développement et l'accrétion des plis du piémont.

Bien que clairement exprimée dans le piémont Nord, l'évolution décrite ne sera pas valable dans tous les contextes. L'observation du piémont Sud de la même partie du Tian Shan montre en effet que les rivières ne s'y sont pas imprimées comme dans le piémont Nord. Au contraire, elles y déposent perpétuellement de nouveaux sédiments apportés depuis la haute chaîne, et les cônes de la phase glaciaire, s'ils ont existé, ont depuis le début de l'Holocène été recouverts par des dépôts plus frais

qui en masquent les limites. Dans cette zone, ainsi que dans un petit bassin interne à la chaîne où se développent des plis similaires aux anticlinaux d'avant-pays du piémont Nord, on constate que la seule incision fluviale qui se produit est d'origine tectonique, puisque l'on ne l'observe qu'à travers les sites de soulèvement actif. Les petites vallées qui s'y creusent sont en outre morphologiquement différentes de celles du Nord, accommodant la déformation en générant de véritables méandres, alors que ces dernières gardent presque invariablement un tracé rectiligne au travers des plis.

Cette distinction entre le Nord et le reste du Tian Shan est probablement plutôt due à une différence de régime climatique qu'à une disparité tectonique. L'aridité plus marquée du bassin du Tarim et de ses abords immédiats justifierait sans doute de la difficulté des rivières à inciser sans que les contraintes tectoniques les y obligent.

L'analyse détaillée de la topographie de la vallée de la Kuitun He, dans le piémont Nord, met en évidence non seulement l'élargissement et l'encaissement prononcés de la rivière dans le piémont au cours de l'Holocène, mais également, à travers les profils de moins en moins pentés de ses terrasses, la décroissance du gradient topographique de son lit sur cette période. Cette observation nous permet de modéliser l'évolution du profil (longitudinal) de la rivière depuis 12000 ans, en inversant les données (*altitude, pente*) des terrasses successivement abandonnées depuis le début de l'incision, à des dates que nous parvenons à contraindre assez bien à partir de nos mesures d'OSL.

Le modèle très simple que nous utilisons, basé sur l'approche de Bagnold du transport de sédiment, montre que la dynamique d'incision de la Kuitun He résulte essentiellement de la chute brutale du flux sédimentaire sortant de la chaîne, lors de l'abandon du cône alluvial déposé par la rivière avant l'Holocène. A partir de ce moment, le climat n'a pas besoin de devenir de plus en plus humide pour entretenir l'incision, qui a lieu spontanément du fait que le profil de la rivière, partant de la "trop forte" pente du cône abandonné, va tendre à se relaxer jusqu'à une pente plus faible correspondant au débit et au seuil d'érosion.

La modélisation que nous présentons s'avère en outre susceptible de fournir une estimation des paléo-débits de la rivière, dans la mesure où une hypothèse précise est formulée concernant l'évolution de sa largeur. Il apparaît ainsi peu probable que la largeur des terrasses abandonnées soit proportionnelle à celle du paléo-lit actif correspondant. Au contraire, envisager une rivière à chenal actif de largeur constante, mais de sinuosité variant de concert avec la largeur de fond de vallée, semble une hypothèse apparemment bien plus raisonnable, menant à un débit plus important durant la première partie de l'Holocène, d'un facteur 3 par rapport au débit actuel.

Ce résultat est confirmé par une étude paléo-hydrologique du lac Ebi, exutoire de la partie occidentale de notre piémont d'élection, et par la même occasion exutoire de la Kuitun He. Nous avons mesuré sur le terrain la topographie des paléo-lignes de rivage bordant le lac, montrant ainsi qu'il avait transgressé jusqu'à 45, voire 59 m au-dessus de son niveau actuel. Les données paléoclimatiques du lac Manas voisin nous permettent de situer ce probable maximum de transgression vers 10–8 ka BP. La datation par OSL d'une paléo-ride de plage suggère en outre que la phase régressive majeure s'est déroulée après l'optimum climatique régional survenu vers la mi-Holocène (toujours d'après les données du lac Manas). Aux paléo-niveaux repérés correspondent des paléo-surfaces du lac allant jusqu'à 3 fois son étendue actuelle. A partir de ces paléo-surfaces, nous avons calculé un bilan hydrologique simplifié du lac pour ses conditions actuelles, ainsi que pour les paléo-conditions présumées de 6000 BP. Sur le plan climatique, ces dernières sont déduites du contexte actuel en corrigeant l'insolation, la température, l'humidité et l'ensoleillement à partir de résultats de modèles paléoclimatiques de circulation générale.

Il résulte de la comparaison des deux bilans que pour maintenir un lac 2.7 fois plus grand à la mi-Holocène, l'apport des rivières au lac était supérieur à leur apport actuel d'un facteur d'au moins 2.6.

L'étude de l'évolution de la Kuitun He et de celle du lac Ebi au cours de l'Holocène fournit ainsi deux approches complémentaires du fonctionnement hydrologique du bassin englobant le piémont Nord, depuis le début de l'interglaciaire actuel. Nous en déduisons :

- d’une part, que l’évolution de la Kuitun He durant sa phase érosive s’est plus probablement faite à largeur constante et sinuosité décroissante que l’inverse ;
- d’autre part, que les précipitations affectant le Nord du Tian Shan et son piémont associé ont sans doute diminué d’un facteur 2.6 à 3 entre le début de l’Holocène et l’actuel.

Ce dernier résultat confirme ce que de nombreux travaux paléoclimatiques avaient déjà qualitativement mis en évidence, sans jusqu’ici réussir à en donner une idée quantitative.

Perspectives

L’instationnarité de la topographie en contexte tectonique actif, dont ce travail souligne l’importance dans le cas d’un piémont, demanderait à être plus précisément quantifiée. Comme on a pu le voir, il est difficile d’établir une véritable chronologie du flux sédimentaire sur des durées inférieures à un cycle climatique. Il serait intéressant de disposer d’une description précise des volumes de matière transitant par le piémont, par exemple en trouvant le moyen d’évaluer correctement le volume des cônes alluviaux, ainsi que la durée et le rythme réel de leur mise en place. La relation observée entre aires de cônes et de bassins suggère que ces paramètres sont sans doute en partie déterminés par les caractéristiques des bassins versants, mais cette hypothèse reste à prouver.

En ce qui concerne l’érosion fluviale, le modèle que nous proposons reste déficient quant à la prise en compte de l’évolution de la géométrie des rivières. Il faudrait pouvoir tester l’influence de la dynamique de la largeur et de la sinuosité sur l’incision, en les intégrant comme variables dans le modèle.

Par ailleurs, nous ne savons pas, au terme de cette étude, dans quelle mesure l’observation du piémont Nord du Tian Shan concorderait *a priori* avec celle d’un autre piémont. La comparaison entre les piémonts Nord et Sud montre non seulement que notre interprétation ne doit pas être généralisée sans précautions, mais aussi que nous ignorons encore les raisons qui conditionnent vraiment le comportement morphologique d’un tel contexte.



Annexe A

Datations

Les sites que nous avons étudiés sont localisés dans une région essentiellement semi-désertique, hormis une zone intra-montagneuse de type alpin. Certaines des terrasses que nous voulions dater sont supposées avoir été formées et abandonnées depuis le dernier maximum glaciaire, voire depuis le début de la dernière déglaciation, vers 12 ka BP. Malheureusement, il est très rare de trouver dans ces terrains de la matière organique propre à être datée par ^{14}C – probablement du fait que le climat, s’il a changé au cours des derniers millénaires, n’a probablement jamais cessé très longtemps d’être rude. La méthode de datation par OSL apparaît donc comme la technique idéale à appliquer aux sédiments rencontrés, blanchis (même si non chauffés) par l’exposition au soleil lors du transport précédant leur mise en place.

Les datations par OSL réalisées dans le cadre de la thèse ont pu l’être grâce à la contribution de l’équipe de Géochronologie du LSCE (Gif-sur-Yvette).

Les quelques datations par ^{14}C ont été traitées par le Centre de Datation par le Radiocarbone (Villeurbanne).

A.1 Luminescence optiquement stimulée (OSL)

A.1.1 Généralités

A.1.1.1 Principe physique

La luminescence est le phénomène physique d’émission de lumière par des atomes ou des molécules excités par un apport d’énergie thermique ou lumineuse, s’ils ont au préalable été soumis à une irradiation, naturelle ou artificielle (fig.A.1).

Le phénomène que l’on cherche à exploiter est le suivant.

1. Dans la nature, les minéraux subissent l’irradiation naturelle émanant de leur environnement, c’est-à-dire les radiations de particules α , β , γ produites lors des désintégrations d’éléments radioactifs, principalement (dans un environnement naturel banal) les descendants de l’uranium ^{238}U , du thorium ^{232}Th et du potassium ^{40}K . A la radioactivité naturelle terrestre s’ajoute l’irradiation par le rayonnement cosmique.
2. Les particules α , β , γ qui rayonnent dans les cristaux ionisent une partie des atomes sur leur passage, libérant des électrons qui se retrouvent dans des états métastables, piégés dans les défauts cristallins. Ces défauts, hétérogénéités de nature intrinsèque (ions intersticiels, vacances) ou extrinsèque (dislocations, impuretés), résultent en déficits de charges locaux, par conséquent prêts à recevoir les électrons libérés. En milieu naturel, une charge peut rester piégée pendant une durée dépendant des caractéristiques du centre-piège et de la température d’enfouissement, soit entre quelques secondes et quelques millions d’années, voire plus.
3. En laboratoire, on peut stimuler les minéraux en les chauffant (thermoluminescence - TL) ou en les éclairant (luminescence optiquement stimulée - OSL), ce qui permet de vider les pièges :

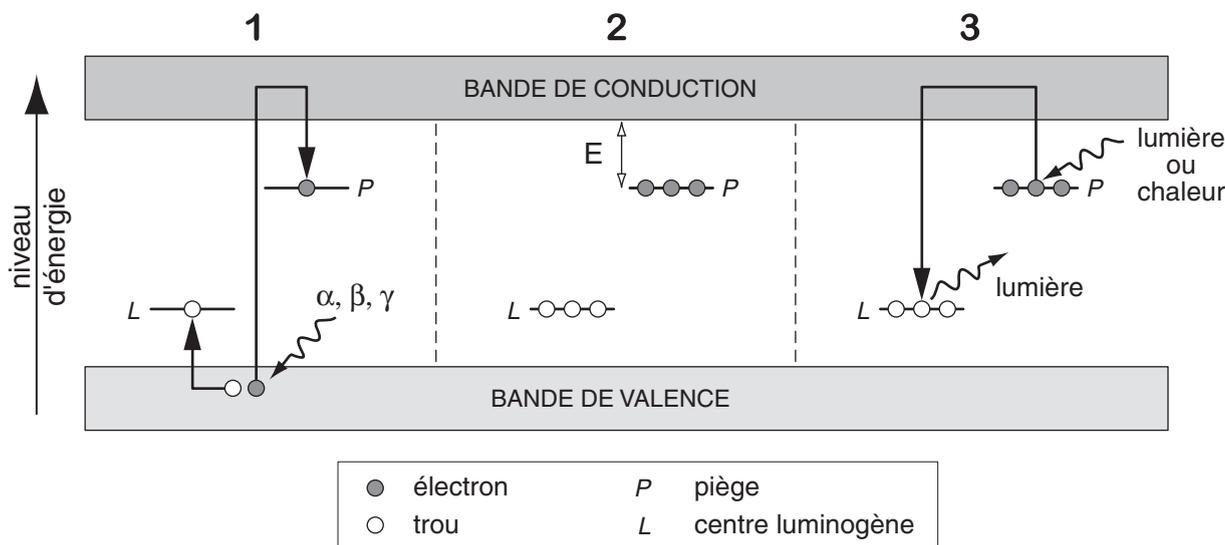


FIG. A.1: Représentation schématique du modèle de bandes (Aitken, 1998) : (1) lors de l’ionisation due à l’irradiation, un électron et un trou sont piégés dans des défauts cristallins ; (2) l’énergie s’accumule pendant la durée de stockage ; celle-ci doit être beaucoup moins importante que la durée durant laquelle l’électron reste piégé, qui dépend de la profondeur d’énergie E sous la bande de conduction (pour que le piège soit efficace, il faut compter 1 million d’années, à moduler selon l’âge mesuré) ; (3) en éclairant l’échantillon avec une lumière de longueur d’onde appropriée, on libère l’électron de son piège ; il peut alors se recombiner avec un centre luminogène, d’où émission d’un signal lumineux (principe de l’OSL ; si on libère les pièges en chauffant l’échantillon, il s’agit de TL).

les électrons libérés diffusent dans le réseau cristallin, jusqu’à être capturés par d’autres sites (recombinaison avec des “trous”, ions positifs), centres luminogènes qui perdent leur énergie excédentaire en émettant des photons (luminescence induite).

La quantité de lumière émise est alors proportionnelle à la quantité de charges piégées lors de l’irradiation initiale, et donc directement liée à la dose reçue. En mesurant une première fois cette luminescence naturelle due à l’irradiation de l’environnement pendant la durée d’enfouissement, puis en mesurant le signal luminescent induit par des doses d’irradiations connues, on peut extrapoler la **paléodose** d’un échantillon (aussi appelée *dose naturelle* ; fig.A.2).

En supposant le taux d’irradiation naturelle constant, on peut déduire de cette paléodose la date de dernière remise à zéro du minéral :

$$\hat{\text{âge}} = \frac{\text{paléodose}}{\text{débit de dose}}$$

Cet instant “initial” que l’on date correspond au dernier effacement de toutes les irradiations, soit lors d’un chauffage, soit lors d’une exposition à la lumière (solaire), soit lors de la genèse du cristal (fig.A.3).

A.1.1.2 Matériaux idoines, et domaines d’applications

Les minéraux dotés de la propriété de luminescence sont principalement :

- le quartz
- les feldspaths
- la calcite

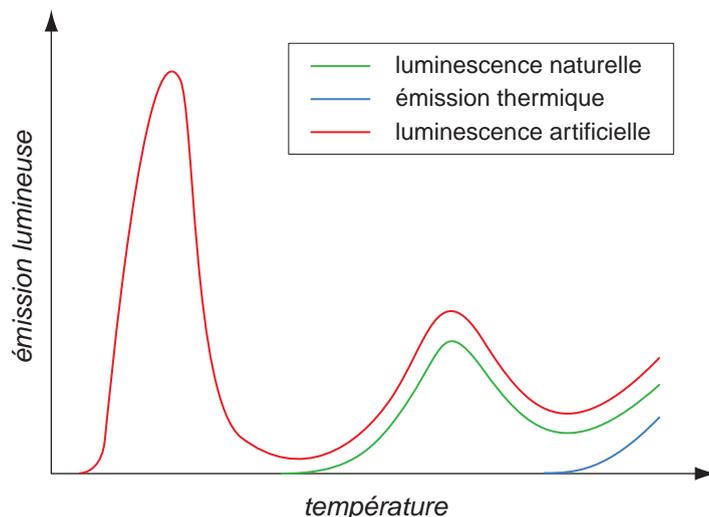


FIG. A.2: Schéma décrivant l'évolution qualitative du signal lumineux émis par l'échantillon soumis à un chauffage : (1) lorsqu'on l'éclaire ou qu'on le chauffe, c'est le signal **naturel**, qui dépend de l'irradiation qu'il a subie ; (2) lorsqu'on le stimule une deuxième fois, alors que tous les électrons piégés ont déjà été libérés, il y a seulement **émission thermique** ; (3) lorsqu'on le stimule après l'avoir irradié à nouveau en laboratoire, c'est un signal **artificiel** (induit).

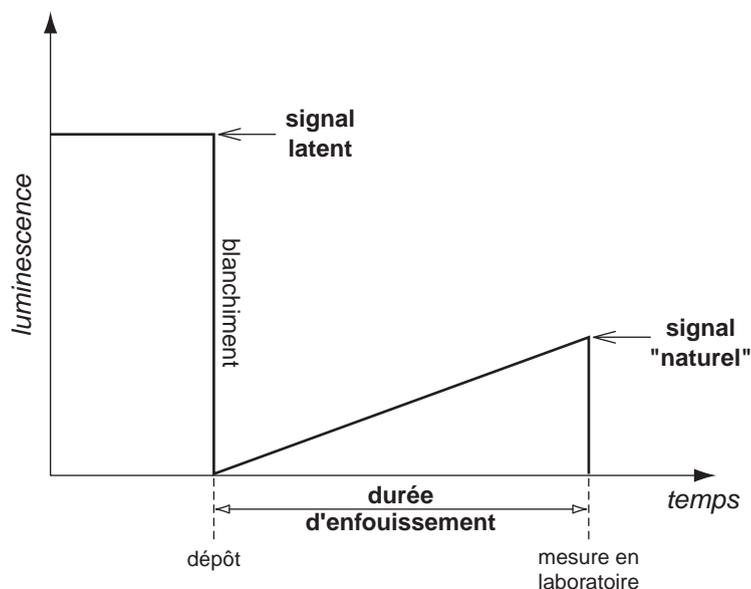


FIG. A.3: Evolution du signal luminescent au cours du temps : le signal géologique latent, accumulé depuis la formation du cristal, est remis à zéro lorsque l'échantillon est blanchi (éclairé ou chauffé) ; lorsque l'on "date" l'échantillon, on mesure le signal accumulé depuis la dernière remise à zéro, c'est-à-dire la date de son dernier dépôt.

En pratique, seuls les quartz et les feldspaths sont utilisés, parce qu'ils sont les plus luminescents et présents à peu près partout en milieu naturel.

Les domaines privilégiés d'application de la datation par luminescence sont, historiquement, l'archéologie et la géologie quaternaire.

En archéologie, on utilise surtout la thermoluminescence pour dater les objets en terre cuite, les fours, les pierres brûlées des foyers et les outils ou éclats de silex ayant été chauffés. La méthode, qui constitue un bon moyen d'expertise de certaines œuvres d'art (céramiques...), est développée dans ce but au Laboratoire de Recherche des Musées de France. Elle constitue en outre un outil très utile en préhistoire (E.G., [Mercier et al., 1995](#)).

En géologie, on date les matériaux volcaniques, les concrétions de calcite des spéléothèmes, les cratères de météorites, et enfin les sédiments fins de type loess et sables (éoliens, fluviaux, lacustres...).

A.1.1.3 Gamme chronologique

Les méthodes de luminescence permettent de dater des objets depuis l'actuel jusqu'à 300 ka environ (voire plus), c'est-à-dire tant que les pièges à électrons des cristaux ne sont pas saturés en énergie.

Elles recouvrent ainsi notamment la période comprise entre la limite supérieure de la datation au radiocarbone et la limite inférieure de la méthode K-Ar, soit entre 40 000 et 200 000 ans. En géologie comme en archéologie, elles se révèlent très précieuses lorsque l'absence de matière organique interdit d'avoir recours au classique emploi du ^{14}C .

L'erreur commise lors d'une datation par *TL* ou *OSL* est généralement inférieure à 10%. La précision est très dépendante de l'information concernant la dose environnementale (débit de dose) du site d'échantillonnage : la méconnaissance de cette grandeur peut conduire à une grosse incertitude, de l'ordre de l'âge mesuré !

A.1.2 Intérêts de l'OSL

Historiquement, la thermoluminescence est apparue avant la luminescence stimulée optiquement ([Huntley et al., 1985](#)).

L'atout majeur de l'OSL est de ne mesurer que le signal provenant des pièges les plus sensibles à la lumière. Le zéro initial d'un échantillon peut donc être valable pour une mesure d'OSL, mais pas pour une mesure de TL.

Contrairement à la TL qui exige d'appliquer un fort chauffage à l'échantillon, l'OSL se mesure à température ambiante, ce qui évite d'altérer (ou de détruire) l'échantillon.

Du point de vue technique, l'OSL est en outre plus maniable car nécessite des stimulations plus courtes, et des quantités de matière également réduites, jusqu'au mono-grain.

Cet aspect a une grande importance au moment de l'interprétation des résultats, surtout si l'on date des sédiments : si le sédiment est mal blanchi, l'âge obtenu risque d'être très surestimé par rapport à l'âge réel de dépôt. Même si une faible fraction de l'échantillon n'a pas été remise à zéro avant l'enfouissement, elle suffit à fausser complètement le résultat global. Cette erreur peut être évitée si l'on peut mesurer successivement le signal de très petits nombres de grains du même échantillon, car il est alors possible de représenter la mesure par une distribution de paléodoses sur la population de grains mesurés : les paléodoses les plus fortes pourront être repérées et éliminées du calcul final, dans lequel on ne prendra en compte que les grains ayant été manifestement correctement blanchis (paléodoses les plus faibles).

Un des exemples les plus célèbres illustrant ce problème est celui de l'abri sous roche de Jinmium, en Australie. Les sédiments englobant des dalles gravées avaient d'abord été datés par TL à 50000 ans, voire jusqu'à 120000 ans, faisant remonter l'arrivée de l'homme sur le continent beaucoup plus tôt qu'on avait cru jusqu'alors. Par la suite, des analyses OSL mono-grain des mêmes sédiments ont montré que ceux-ci avaient subi un blanchiment homogène avant d'être déposés, mais que certains grains provenant de la désagrégation des parois de l'abri n'avaient pratiquement pas été exposés à la

lumière. L'exclusion des grains mal blanchis a alors permis d'obtenir un âge de dépôt beaucoup plus rigoureux, à moins de 10000 ans (Roberts & al., 1998).

A.1.3 Problèmes éventuels, et choix conséquents

A.1.3.1 Minéraux : le problème des feldspaths

Les sédiments échantillonnés, d'origine éolienne ou fluviale, comportent principalement deux sortes de minéraux : d'une part du **quartz**, d'autre part des **feldspaths** divers et variés – les deux familles provenant des roches érodées alentour, des massifs magmatiques de la chaîne aux accumulations détritiques des avants-pays.

La stimulation par lumière infrarouge permet de libérer les charges piégées dans les défauts cristallins des feldspaths, mais laisse le quartz imperturbable. Par contre, une lumière verte (ou bleu-vert) vise les centres luminogènes du quartz et des feldspaths à la fois. Théoriquement, un *drainage optique* effectué en infrarouge réduit suffisamment le signal des feldspaths pour qu'on ne sente plus leur présence en lumière verte. Néanmoins, cette réduction est relative, et si l'échantillon contient une trop grande proportion de grains de feldspaths par rapport aux quartz, le signal OSL est biaisé : on ne sait pas pour combien les quartz y contribuent, la "pollution" des feldspaths étant très difficile à mesurer.

On pourrait alors penser exploiter uniquement le signal émis par les feldspaths lors de la stimulation infrarouge. Cette démarche se heurte à un problème posé par les feldspaths, qui présentent un phénomène dit de "fading anomal"¹ : une partie du signal naturel "s'évanouit anormalement", les électrons piégés ne le restant pas tous aussi longtemps qu'ils le devraient, compte tenu de leur niveau d'énergie. De ce fait, un âge mesuré par IRSL (luminescence stimulée par infrarouge) sur des feldspaths peut apparaître "trop jeune", sans pour autant qu'on s'en rende compte, si l'on ne dispose d'aucun autre moyen de calage.

Le fading anomal est difficile à estimer, car tous les feldspaths ne réagissent pas de la même manière. Il faut donc théoriquement le mesurer pour chaque échantillon spécifique que l'on date. En outre, cette mesure est très longue : il faut construire une courbe signal-temps en irradiant chaque fois l'échantillon à une dose connue, puis en mesurant son signal induit au bout d'un temps que l'on fait varier logarithmiquement, par exemple au bout d'1 seconde, puis 1 minute, 1 heure, 60 heures, etc.

Pour éviter d'avoir à affronter ce fastidieux problème des feldspaths, on préfère choisir d'analyser le signal OSL de grains de quartz, qui ne présentent jamais de fading anomal (la durée de stabilité des pièges du pic à 325°C étant estimée à environ 10 millions d'années).

A.1.3.2 Granulométrie : le problème des sables

On a vu que l'initialisation du signal luminescent était une hypothèse fondamentale dans le principe de datation par luminescence. Dans les cas naturels, on rencontre fréquemment des problèmes de mauvaise remise à zéro de l'horloge luminescente, quand les sédiments à dater ont été mal blanchis (§ A.1.2).

Le problème se pose rarement dans le cas de sédiments éoliens. Ils ont généralement l'occasion d'être longuement exposés à la lumière du jour pendant leur transport ; de plus, ce sont souvent des sédiments fins, qui sont transportés d'autant plus facilement, tout en nécessitant une exposition d'autant plus brève pour être blanchis.

Au contraire, les sédiments transportés par l'eau risquent de n'avoir pas été remis à zéro pendant leur transport. En particulier, les matériaux les plus grossiers (sables, et *a fortiori* graviers...) sont souvent mal exposés à la lumière durant leur transport, pour peu qu'ils soient noyés dans une eau trop troublée par sa charge.

De ce fait, on privilégie sur le terrain l'échantillonnage de loess, sédiments fins et éoliens. Pour dater des terrasses fluviales, si celles-ci n'ont pas la chance d'être couverte d'un dépôt de loess, on prélève

¹En anglais : *anomalous fading*.

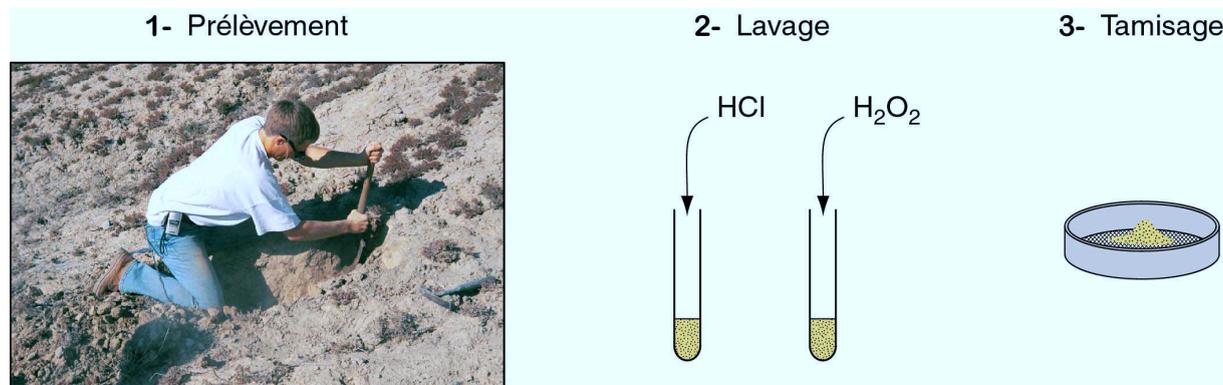


FIG. A.4: *Diagramme schématisant les principales étapes de la procédure expérimentale : (1) prélèvement de l'échantillon sur le terrain ; (2) lavage à l'acide chlorhydrique et à l'eau oxygénée, rinçage ; (3) tamisage et séparation en fractions granulométriques précises.*

du sable, aussi fin que possible. Quant aux sédiments lacustres, ils peuvent se prêter à la datation par OSL si l'on dispose, comme dans le cas du lac Ebi, de dépôts de plage comportant des niveaux de type limoneux.

A.1.4 Procédure expérimentale

La démarche décrite ici, ainsi que le matériel utilisé, n'ont pas de valeur générale. Les deux tendent néanmoins autant que possible à respecter de bonnes conditions d'analyse.

Les principales étapes de la procédure expérimentale sont schématisées sur la figure A.4.

A.1.4.1 Sur le terrain

Avant de prélever quoique ce soit, il convient d'avoir à l'esprit que l'on va mesurer un signal de luminescence qui a pour origine l'irradiation de l'échantillon par son environnement. Par conséquent, il faut non seulement caractériser l'échantillon, mais également son environnement immédiat. Les distances d'influence des rayons α , β et γ sont respectivement de l'ordre de 30 μm , 3 mm et 30 cm. On va donc prélever de préférence au centre d'une sphère de sédiment de rayon 30 cm au moins, en se plaçant à une profondeur suffisante sous la surface, et en rafraîchissant l'affleurement de manière à dégager horizontalement une distance équivalente.

Après quoi, on procède pour un échantillon à deux types de prélèvements.

1. Une carotte est extraite du centre de la sphère visée, en enfonçant horizontalement dans le sédiment un tube d'acier de 10 à 20 cm de long, de diamètre 1 à 4 cm selon l'épaisseur du niveau ciblé. Comme les extrémités de la carotte sont forcément un peu exposées à la lumière au moment où on la retire, on n'utilisera pour la datation proprement dite que la partie centrale du contenu du tube. Celui-ci est bouché des deux côtés, d'une part pour stabiliser le sédiment à l'intérieur et le protéger de la lumière, d'autre part pour empêcher l'évaporation de l'eau qu'il contient, et pouvoir ensuite mesurer cette teneur qui interviendra dans le calcul de dose.
2. Plusieurs échantillons sont prélevés dans les sédiments environnants (jusqu'à une distance de 30 cm de la carotte). Ces prélèvements seront par la suite dosés afin de reconstituer la dose d'irradiation naturelle reçue par l'échantillon depuis son enfouissement. Ils doivent être suffisamment importants pour rendre compte de l'environnement, sans omettre d'éventuels graviers, galets, etc. La présence d'un seul galet de granite peut par exemple notablement modifier la

radioactivité locale. On conserve également l'eau de ces prélèvements, en les transportant dans des sachets hermétiques (mais sans souci de les protéger de la lumière).

A.1.4.2 Préparation des échantillons

Une fois rapatriés au laboratoire, les sédiments doivent être préparés pour la mesure OSL proprement dite. Cette préparation, dès l'ouverture des carottes, a lieu en lumière inactinique (typiquement, des lampes au néon recouvertes de film plastique rouge servant de filtre passe-haut), afin de ne pas affecter le signal luminescent des grains de quartz, très sensible aux courtes longueurs d'onde.

1. Les échantillons sont successivement lavés à l'acide chlorhydrique (concentration $\sim 1M$), pour dissoudre d'éventuels carbonates, et à l'eau oxygénée (H_2O_2 à 30%), pour supprimer toute matière organique, avant d'être soigneusement rincés à l'eau.
2. Une fois séchés à l'étuve, ils sont tamisés et séparés en fractions granulométriques distinctes. Généralement, on mesure tout simplement les grains de la fraction la plus abondante, avec une préférence pour les plus petits. Il est important de connaître assez précisément la granulométrie de ce qu'on mesure, car la taille des grains intervient dans le calcul final de l'âge, par l'intermédiaire de coefficients d'atténuation des différents rayonnements.

Certains sédiments particulièrement fins peuvent poser un problème de granulométrie, si les grains forment des agrégats assez cohérents pour ne pas disparaître lors du tamisage (par exemple BBK-03, voir tableau A.3) ; la méconnaissance de leur vraie granulométrie peut induire une erreur dans le calcul final, s'ils ont été irradiés en tant que grains petits alors qu'on mesure leur signal de grains moyens.

A.1.4.3 Tri quartz/feldspaths

D'après les remarques précédentes, on va chercher à mesurer le signal OSL des grains de *quartz*, le plus exclusivement possible. En pratique (§ A.1.5.2), il s'avère que nos échantillons contiennent une forte proportion de feldspaths, et que ces feldspaths, très apparents sur les courbes de TL, contribuent probablement au signal OSL mesuré (fig. A.19 et A.20).

Pour éviter d'avoir trop de difficulté à interpréter les résultats finaux à cause de ces feldspaths, on tente de les éliminer avant la mesure.

Classiquement, on sépare quartz des feldspaths par fractionnement gravitaire en liqueurs denses (typiquement du polytungstate de sodium (PTNa), ou du bromoforme). Une solution de densité finement calibrée peut en effet permettre de sélectionner les feldspaths, plus légers. Malheureusement, cette méthode ne peut s'appliquer que si l'on trie des grains de taille suffisante pour qu'il n'y ait pas d'interactions entre eux. En outre, la séparation par liqueurs denses est lourde à mettre en œuvre, les inconvénients principaux étant : (a) pour préserver les quartz, il faut procéder en lumière rouge ; (b) le PTNa est trop visqueux pour permettre de trier un sédiment non grossier ; (c) le bromoforme peut être dilué à l'alcool, mais c'est un produit très dangereux à manipuler.

Nous avons donc essayé deux autres méthodes pour réduire la proportion de feldspaths :

1. par attaque à l'acide fluorhydrique (HF, 40%) : cet acide attaque plus vite les feldspaths que le quartz. Les principaux inconvénients de cette méthode sont d'une part le danger de manipuler l'HF, d'autre part la nécessité de minuter le temps de la réaction, sous réserve que tous les grains ne se dissolvent, y compris les quartz. En pratique, il s'est avéré que l'attaque n'était pas assez sélective pour diminuer suffisamment la fraction de feldspaths de nos échantillons.
2. par attaque à l'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6 , 30%) : le principe est un peu le même qu'avec l'HF, sauf qu'on peut éviter carrément que l'acide ne s'attaque aux quartz, en le saturant au préalable de silice (pendant plusieurs jours au réfrigérateur). L'attaque à l'acide se fait ensuite sans précaution particulière, à température ambiante, pendant trois jours à une ou deux reprises (Berger *et al.*, 1980).

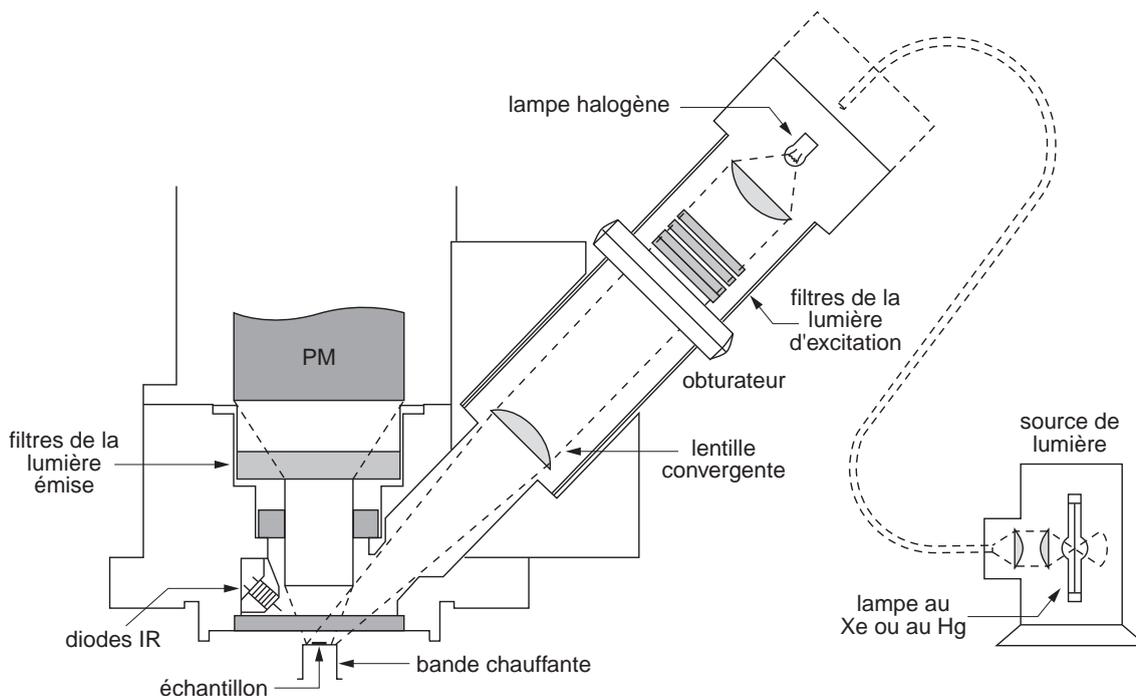


FIG. A.5: Schéma du dispositif de mesure de luminescence optiquement stimulée. La source ($^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$) n'apparaît pas sur le schéma, elle se trouve en fait derrière cette partie du dispositif, et peut se mettre en place juste au-dessus de l'échantillon au moment de l'irradiation.

Après attaque à l'un ou l'autre acide, il va de soi que les échantillons sont rincés à l'eau, séchés puis retamisés, leur distribution granulométrique ayant en général souffert lors de la manipulation.

A l'usage, nous avons retenu la deuxième technique, après un certain nombre de tentatives. Le rinçage à l' H_2SiF_6 a permis de réduire le taux de feldspaths des échantillons de manière inégale, allant jusqu'à dissoudre presque intégralement certains (ex : BBK-03) tandis que d'autres restaient intacts. Le tamisage final avait donc toute son importance, les grains se redistribuant généralement dans les fractions granulométriques les plus faibles.

Quoiqu'il en soit, tous les échantillons ont été soumis à des mesures OSL avant traitement anti-feldspaths.

A.1.4.4 Mesure

A.1.4.4.1 Dispositif Le système utilisé pour stimuler et mesurer l'OSL est un système automatique standard développé au Risø National Laboratory, au Danemark (Bøtter-Jensen & Duller, 1992; Markey *et al.*, 1997). Le dispositif est schématisé figure A.5.

L'échantillon est préchauffé par une résistance contrôlée par un thermo-couple.

La lumière bleu-vert (470 nm) stimulant le quartz est générée par une lampe halogène et filtrée à l'aide de filtres adéquats, ou encore des diodes laser. La stimulation infra-rouge est effectuée à l'aide d'une diode laser (830 nm).

Le signal lumineux émis par l'échantillon stimulé est détecté par un photomultiplicateur (PM), qui convertit les photons reçus en signal électrique amplifié.

Les irradiations artificielles de l'échantillon sont réalisées à l'aide d'une source à $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$, protégée par une gaine de plomb épais, et dont le débit de dose est d'environ 9 Gy/min.

A.1.4.4.2 Préchauffe La préchauffe de l'échantillon permet de vider certains pièges qualifiés d'instables, c'est-à-dire dont la durée de vie risque d'être courte devant la durée attendue d'enfouissement du sédiment.

Le principe est de faire en sorte qu'une irradiation artificielle égale à l'irradiation naturelle (que l'on cherche) suscite le même signal OSL, d'où la nécessité de ne pas mesurer ce qui émane de pièges fragiles.

En pratique, on procède à une préchauffe progressive d'une dizaine de secondes jusqu'à 250°C. Pendant cette préchauffe, le signal luminescent (TL dans ce cas) est mesuré, la forme de la courbe obtenue pouvant servir d'indicateur de la prédominance des quartz ou des feldspaths (voir figure A.19).

A.1.4.4.3 Séquence de mesures Les grains de sédiments à dater sont montés sur des disques en acier de 10 mm de diamètre. Chacun de ces disques subit une succession de mesures réparties en cycles, dont la séquence de base est la suivante :

1. irradiation naturelle ou artificielle ;
2. préchauffe à haute température (250°C, 10 s) ;
3. excitation IR (100 s) ;
4. excitation et mesure du signal OSL Lx (Ln si irradiation naturelle, La si irradiation artificielle ; 100 s) ;
5. irradiation par une dose-test (dose β , pendant une durée fixe par échantillon) ;
6. excitation IR (100 s) ;
7. préchauffe à basse température (160°C, suivie d'un refroidissement immédiat) ;
8. excitation et mesure du signal Td (induit par la dose-test).

Quelques remarques :

- Le premier cycle de chaque disque consiste bien sûr à mesurer le signal naturel (qui est par la suite effacé), l'irradiation a donc déjà eu lieu dans le milieu naturel.
Les autres cycles sont complets, et on en fait autant que de points voulus (*dose artificielle, OSL induite*).
- Comme nous l'avons vu précédemment (A.1.3.1), l'excitation à l'IR sert essentiellement à vider le plus possible les pièges des feldspaths.
La préchauffe, en éliminant la contribution OSL des pièges instables, s'accompagne d'un changement de sensibilité de l'échantillon. C'est-à-dire que si l'on procède à deux séquences identiques [irradiation, mesure OSL] séparées par une préchauffe, on n'obtient pas deux fois le même signal. Pour remédier à ce problème, on ajoute dans la séquence une mesure du signal après irradiation à une dose dite "dose-test". Cette dose est faible devant la dose naturelle, et s'accompagne d'une préchauffe à température relativement basse, pour éliminer les charges les plus instables sans pour autant trop modifier à nouveau la sensibilité des grains.
- La durée d'excitation est assez arbitraire. Comme les pièges qui sont les plus stables sont ceux qui se vident en premier, on utilise en réalité la composante rapide du signal OSL, la première impulsion (Lx). Mais il faut également préparer l'irradiation du cycle suivant, donc on excite assez longtemps pour que tous les pièges soient bien vidés.

A.1.4.5 Calcul

L'estimation de la paléodose (dose naturelle) se fait en interpolant une courbe $OSL = f(dose)$ à partir des mesures d'OSL faites après irradiations déterminées.

On situe alors sur la courbe interpolée le signal naturel mesuré, et on en déduit la dose radioactive reçue par l'échantillon depuis son enfouissement (fig.A.6).

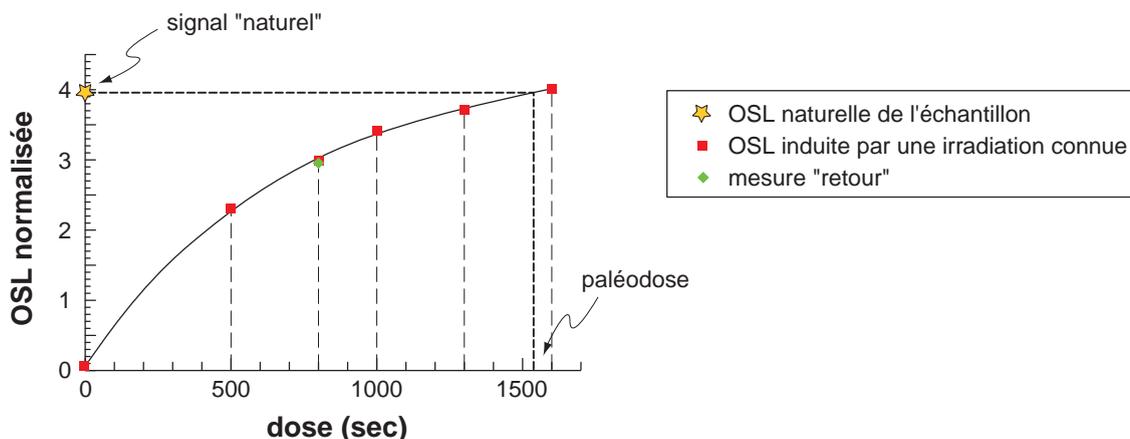


FIG. A.6: Exemple de courbe dose-OSL obtenue (échantillon KTN-03). On commence par mesurer le signal naturel, qui résulte de l'irradiation subie par l'échantillon depuis son enfouissement; après remise à zéro, on mesure ensuite le signal OSL induit par des doses d'irradiation déterminées, ici mesurées en durée de temps d'exposition à la source (connaissant le débit de dose de celle-ci, la conversion en Gray se fait facilement). Au terme de cette série de mesures, on procède à une mesure "retour", en appliquant à nouveau une irradiation modérée (ici 800 s, après avoir irradié de 0 à 1600 s) ou nulle, afin de vérifier que la sensibilité de l'échantillon ne s'est pas trop altérée au cours de l'expérience. La paléodose est enfin déduite du signal naturel et de la courbe dose-OSL reconstruite.

A.1.5 Echantillons du Tian Shan

Des carottes de sédiments ont été prélevées au Tian Shan sur tous les sites qui s'y prêtaient, avec l'objectif constant de dater le mieux possible les morphologies observées, à savoir les terrasses fluviales, et pour le lac Ebi, les rides de plage.

Au total, 14 échantillons ont pu être prélevés, répartis au bord du lac Ebi, dans les piémonts Nord et Sud du Tian Shan oriental, ainsi que dans le bassin de Bayanbulak, au centre de la chaîne (tableau A.1).

A.1.5.1 Description des sites

A.1.5.1.1 Hutubi Les deux échantillons HTB-01 et HTB-02 proviennent de la même couche de loess, recouvrant la terrasse la plus haute repérée au bord de la Hutubi He (fig.A.7). HTB-01 est pris à la base de cette couverture, environ 50 cm au-dessus du remplissage fluvial de la terrasse. HTB-02 est prélevé en haut de la couche de loess, environ 1 m sous la surface.

On attend un âge éventuellement plus vieux pour HTB-01, l'écart entre HTB-01 et HTB-02 pouvant révéler la durée du dépôt préservé de la couche loessique, d'une dizaine de mètres d'épaisseur (la terrasse et sa couverture étant très érodées par endroit, il se peut que l'épaisseur de loess ait été beaucoup plus importante à l'origine).

L'âge de HTB-01 devrait nous donner une idée (limite inférieure) de la date d'abandon de la terrasse sous-jacente.

A.1.5.1.2 Kuitun Les échantillons de la Kuitun se rapportent également aux terrasses abandonnées par la Kuitun He, sur sa rive gauche où celles-ci sont mieux préservées (localisation sur la figure A.21).

Nom	Lat	Lon	Alti	Nature
HUTUBI				
HTB-01	44°02'41"	86°44'59"	852 m	loess homogène
HTB-02	44°02'41"	86°44'59"	862 m	loess homogène
KUITUN				
KTN-01	44°16'17"	84°45'45"	970 m	lentille de sables moyens
KTN-02	44°17'22"	84°45'36"	989 m	loess homogène
KTN-03	44°19'27"	84°46'22"	788 m	niveau sableux fin
KTN-04				loess mélangé
KTN-05				loess mélangé
KTN-08	44°12'51"	84°46'21"	1025 m	loess mélangé
KTN-09	44°12'41"	84°46'03"	1065 m	loess homogène
KTN-13	44°17'35"	84°47'10"	787 m	lentille de sables moyens
EBI				
EBI-02	45°04'17"	82°34'25"	215 m	niveau sableux fin
BAYANBULAK				
BBK-01	43°01'50"	84°09'12"	2445 m	loess mélangé
BBK-03	42°56'47"	84°06'24"	2410 m	loess homogène
KUQA				
KUQ-01	41°45'23"	83°06'34"	1108 m	niveau de sables moyens-fins

TAB. A.1: Localisation géographique et nature des sédiments échantillonnés au Tian Shan pour datation par OSL. Les coordonnées et les altitudes sont mesurées à l'aide d'un petit GPS portable (précision théorique ~ 5 m). Pour une description plus détaillée, voir le texte.

Pour une localisation des échantillons sur vues satellitaires des sites, se reporter aux figures suivantes : figure A.21 pour la Kuitun He, figure 2.37 pour la Hutubi He, figure 4.13 pour le lac Ebi, figure 2.80 pour Bayanbulak, et enfin figure 2.63 pour Kuqa.

KTN-01 et KTN-02 concernent la terrasse la plus haute au-dessus du lit de la rivière, à l'aspect similaire à la terrasse échantillonnée de la Hutubi He. KTN-01 provient d'une lentille sableuse du remplissage fluvial de cette terrasse (fig.A.8), tandis que KTN-02 est prélevé dans la partie supérieure de l'épaisseur de loess qui la recouvre.

Ces deux échantillons sont à peu près les analogues de HTB-01 et HTB-02, à cela près que KTN-01 provient directement de la terrasse, donc devrait donner son véritable âge d'abandon et non une limite inférieure.

KTN-03 provient d'un niveau sableux du remplissage fluvial de la terrasse T₄ (fig.A.9).

KTN-04 et KTN-05 sont au contraire des échantillons de loess : KTN-05 est prélevé dans un niveau loessique intercalé dans le remplissage fluvial de T₄, et KTN-04 dans des colluvions déposées le long d'un petit escarpement d'érosion dans ce même remplissage (fig.A.10).

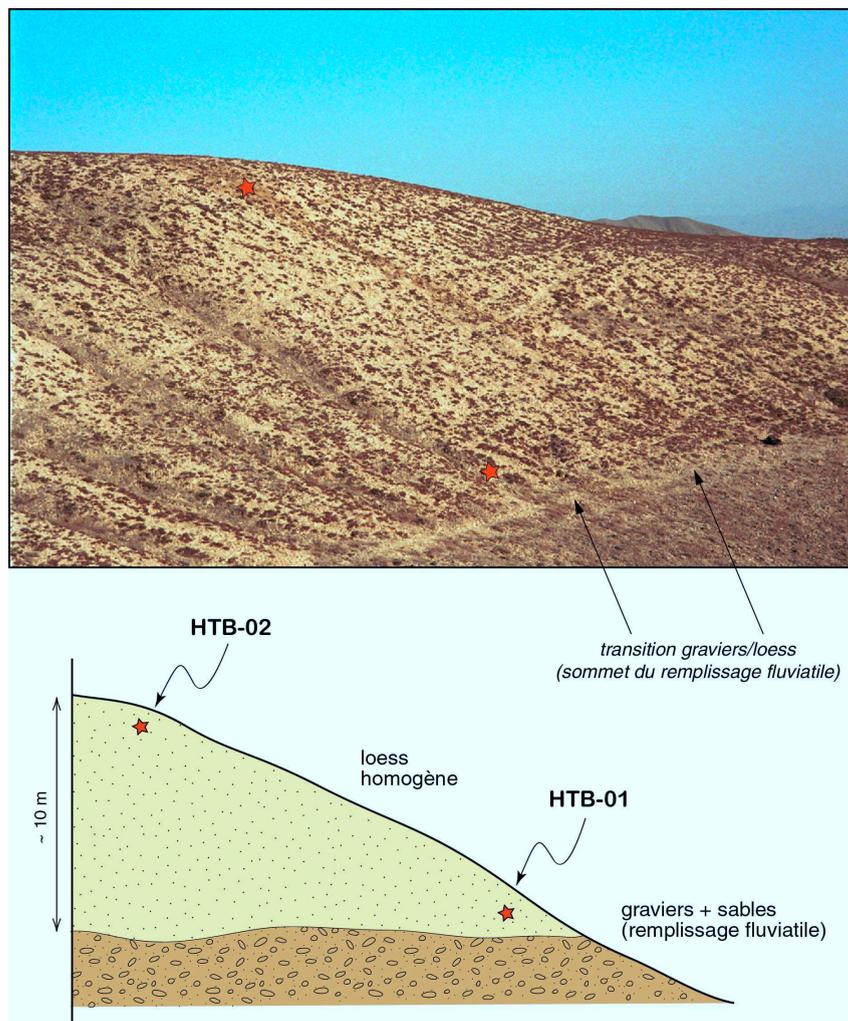


FIG. A.7: Photo et schéma du site de prélèvement des échantillons HTB-01 et HTB-02, dans la couche de loess recouvrant la terrasse supérieure de la Hutubi He.

Les âges de ces trois derniers échantillons devraient permettre d'encadrer la date d'abandon de la terrasse T_4 , KTN-03 et KTN-05 donnant une limite supérieure et KTN-04 une limite inférieure.

KTN-08 et KTN-09 sont également des échantillons de loess, prélevés dans des colluvions insérées dans le remplissage fluvialite d'une terrasse emboîtée de quelques mètres dans T_2 (KTN-08, fig.A.11), et dans des colluvions déposées sur cette surface, le long de l'escarpement de T_2 (KTN-09). Suivant la même interprétation que précédemment, leurs âges devraient encadrer l'abandon de la terrasse emboîtée dans T_2 .

Enfin, KTN-13 est constitué de sable relativement fin, prélevé dans un niveau pauvre en graviers du remplissage fluvialite d'une petite terrasse de la série dénommée T_5 , la plus haute de l'escalier niché dans le virage que fait la Kuitun He en traversant l'anticlinal (fig.A.12).

A.1.5.1.3 Ebi Le seul site du lac Ebi qui se soit prêté à l'échantillonnage pour datation par OSL est une ride de plage, dans le groupe de lignes de rivage noté EBI2 (fig.4.13). Le ravinement ayant affecté la ride depuis son dépôt met à jour des coupes de la structure, et un niveau de sables fins a ainsi

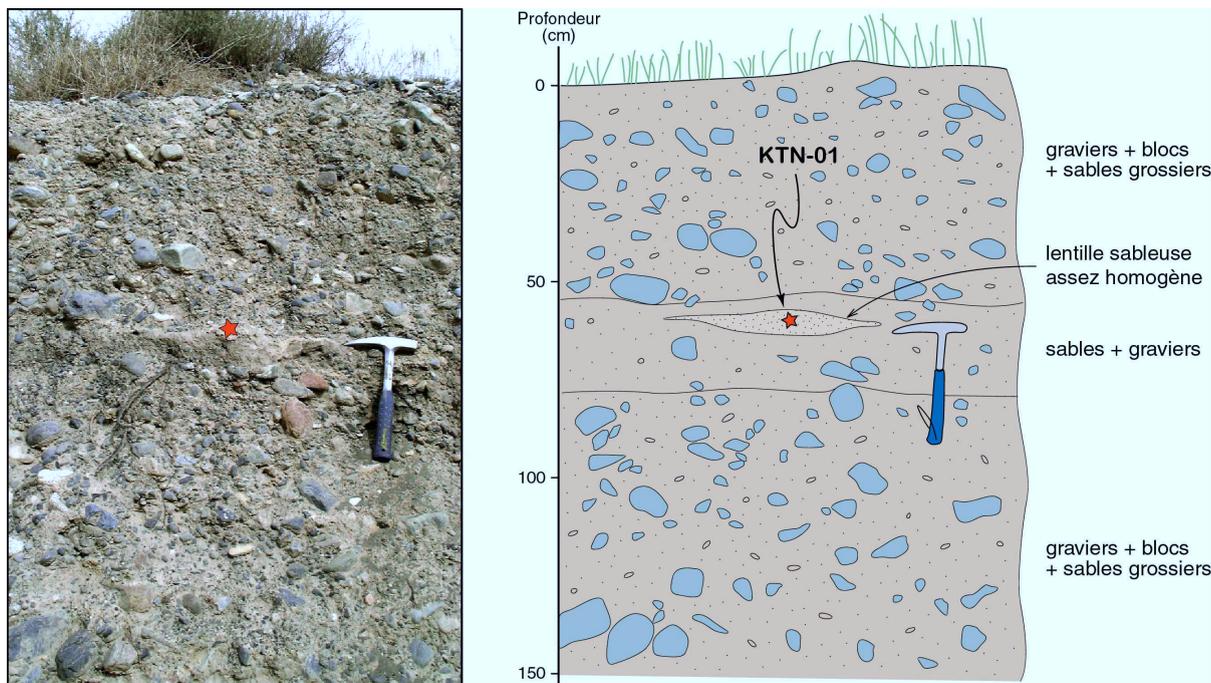


FIG. A.8: Photo et schéma du site de prélèvement de l'échantillon KTN-01, dans une lentille de sable du remplissage fluvatile de la terrasse supérieure de la Kuitun He.

pu être repéré et prélevé (EBI-02) juste au-dessus la couverture de graviers qui constitue l'essentiel de la ride (fig.A.13).

A.1.5.1.4 Bayanbulak A Bayanbulak, on a surtout cherché à dater les surfaces dont on avait mesuré la déformation, pour en déduire un éventuel taux de raccourcissement local. En outre, il pouvait se révéler intéressant de comparer les âges des terrasses observées à ceux des terrasses fluviales du piémont Nord et du piémont Sud, dont on ne peut dire *a priori* si elles sont synchrones ou non.

BBK-01 est un échantillon de loess prélevé dans un niveau plus ou moins mélangé à des sables et graviers, sous un lit plus fluvatile de sables grossiers et graviers, le tout constituant le sommet de la terrasse T₁ du site BBK-1.

BBK-03 provient de la plus récente des terrasses préservées du site BBK-3. Il est prélevé dans une épaisse couche de loess très compact et parfaitement homogène qui surmonte les dépôts fluviaux de la terrasse. La surface de celle-ci ne surplombant le lit de la rivière actuelle que de quelques mètres, on attend un âge très récent pour cet échantillon.

Malheureusement pour notre étude, un gros problème technique s'est posé à propos de Bayanbulak : les sacs contenant les prélèvements de sédiments entourant les échantillons à OSL ont été perdus entre la Chine et la France... Par conséquent, la dose environnementale n'a pu être déterminée, ce qui induit avant même la datation une énorme incertitude sur les âges qui en sortiront.

A.1.5.1.5 Kuqa La démarche dans les plis du piémont Sud est la même qu'au centre de la chaîne, c'est-à-dire qu'on a cherché à dater des terrasses déformées, avec l'objectif principal de calculer un taux de déformation.

Mais le contexte morphologique des plis de Kuqa est très différent de celui du piémont Nord : les surfaces ne présentent quasiment jamais de coupe fraîche, des dépôts de talus recouvrent généralement

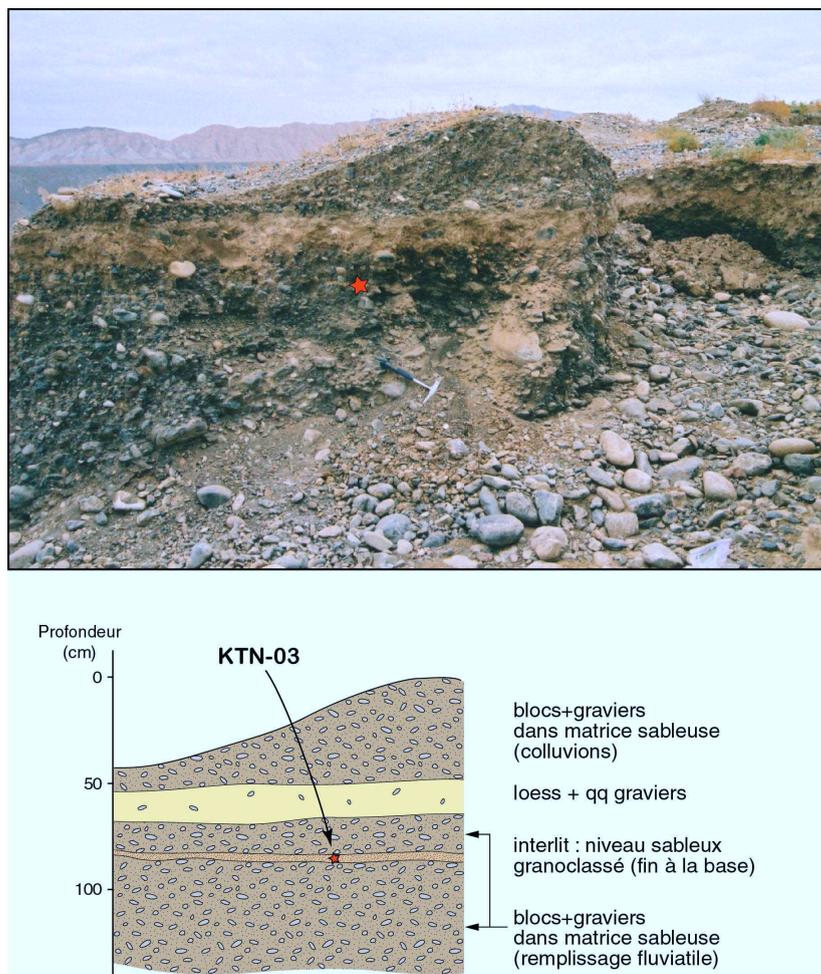


FIG. A.9: Photo et schéma du site de prélèvement de l'échantillon KTN-03, dans un niveau sableux du remplissage fluviatile de la terrasse T_4 de la Kuitun He (rive gauche, juste avant la sortie du pli).

les escarpements d'érosion. Et surtout, les sédiments récents (que l'on voudrait dater) sont presque toujours de type fluviatile — blocs, graviers, et sables grossiers. Aucun niveau éolien ne semble s'intercaler dans ces remplissages alluviaux, et les particules fines ne sont présentes qu'en quantité infime, mélangées au reste.

Ainsi, le seul échantillon prélevé pour l'OSL, KUQ-01, provient d'une petite lentille sableuse de granulométrie assez moyenne, égarée dans une couche de graviers et de blocs d'environ un mètre d'épaisseur constituant le remplissage de la terrasse T_2 du site KUQ-1 (fig.2.63).

A.1.5.2 Diffraction aux rayons X

Avant d'analyser les signaux OSL de nos échantillons, il est prudent de vérifier qu'ils contiennent tous le quartz tant convoité. Pour ce faire, nous utilisons le principe de diffraction des rayons X, décrit sur la figure A.15.

Du fait de l'appareillage employé ici, les mesures n'apportent qu'une information qualitative. Bien que la méthode soit souvent qualifiée de "semi-quantitative", l'intensité représentée en ordonnée des "diagrammes de poudre" obtenus n'a aucune valeur quantitative rigoureuse (fig.A.16). Seuls nous

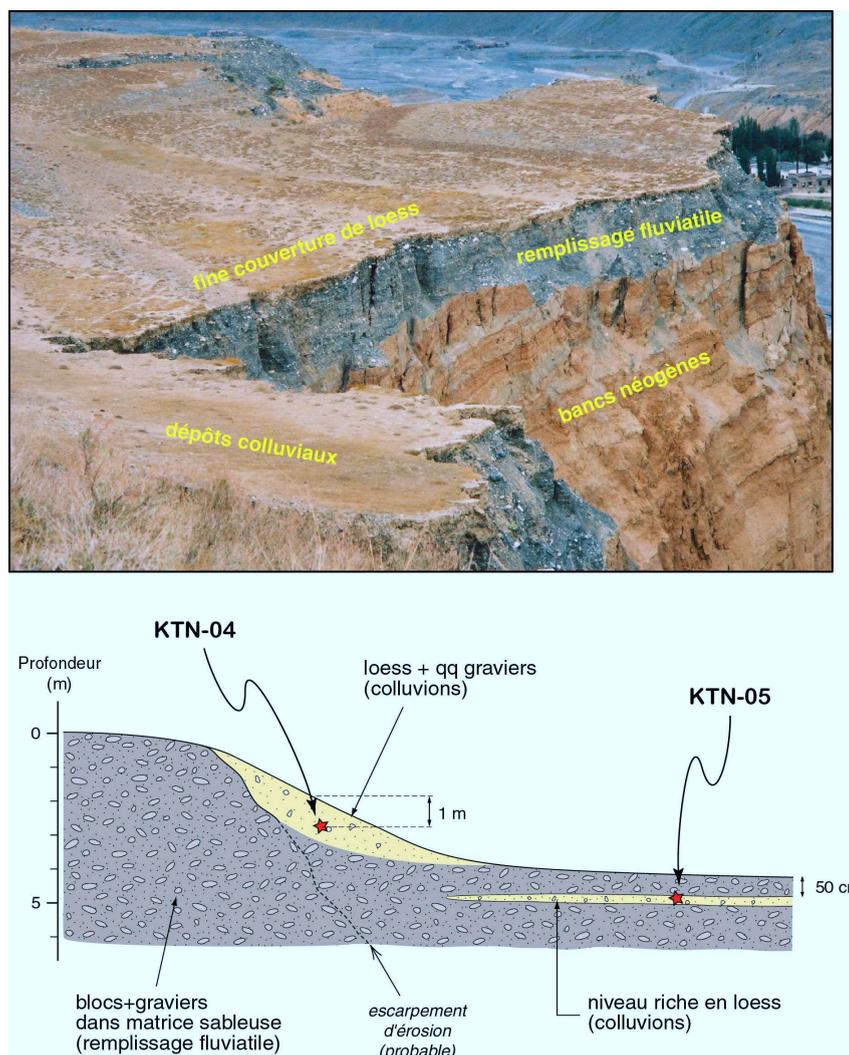


FIG. A.10: Photo de la surface concernée par les échantillons KTN-04 et KTN-05, et schéma du site de prélèvement dans des colluvions déposées dans et sur le remplissage fluvatile de la terrasse T_4 de la Kuitun He (rive gauche, juste avant la sortie du pli).

intéressent les angles correspondant aux pics de diffraction, chacun d'eux étant caractéristique d'une structure cristalline, et donc d'un minéral précis (fig.A.17).

La comparaison des diagrammes de poudre des 8 échantillons manipulés (fig.A.16 et A.17) nous inspirent les remarques suivantes.

- Tous les échantillons contiennent manifestement du quartz, mais également des feldspaths.
- Le groupe "2" (KTN-02 et BBK-03) montre des pic d'argiles (kaolinite, chlorite) absent ou réduit chez les autres échantillons, ainsi qu'un autre pic important de phyllosilicates (micas divers); l'abondance de quartz y semble par ailleurs moins marquée (mais n'oublions pas que ces graphes sont surtout *qualitatifs*). Ces deux échantillons consistent en fait en des loess particulièrement homogènes, de granulométrie très fine, dans lesquels il n'est donc pas étonnant de trouver une fraction notable de minéraux argileux.
- Le groupe "3" réunit les deux seuls échantillons à gypse (EBI-02 et KUQ-01). D'une part, les dépôts du lac Ebi comprennent beaucoup d'évaporites de type gypse et halite (la salinité du lac y contribue, bien sûr, mais également les apports des massifs avoisinants), même si celles-ci ne

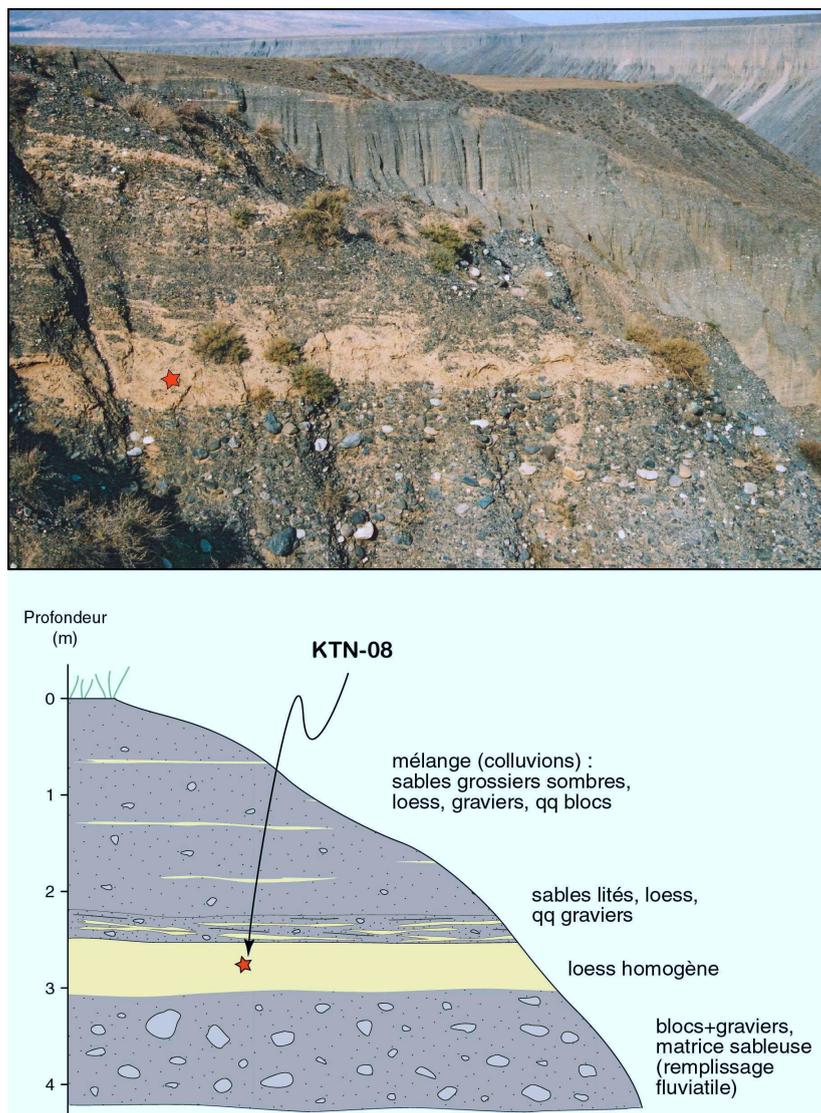


FIG. A.11: *Photo et schéma du site de prélèvement de l'échantillon KTN-08, dans des colluvions intercalées dans le remplissage fluvatile d'une terrasse de la Kuitun He emboîtée dans T₂ (rive gauche, quelques km en amont du pli).*

sont pas toujours repérables à l'œil nu ; d'autre part, pour le site de Kuqa, les interstices entre les cailloux des remplissages fluvatiles des terrasses sont partout infestés d'évaporites d'origine inconnue (essentiellement du gypse). L'expérience aux rayons X permet donc surtout de vérifier que ce genre de sels n'apparaît pas dans les sédiments où on ne les attend pas.

A.1.5.3 Paramètres environnementaux

Les paramètres entrant en compte dans le calcul final de l'âge de chaque échantillon sont les suivants :

- sa **granulométrie** ;
- son **taux d'humidité** ;
- le **débit de dose radioactive** à laquelle il a été soumis, depuis son enfouissement, de la part de son environnement ;

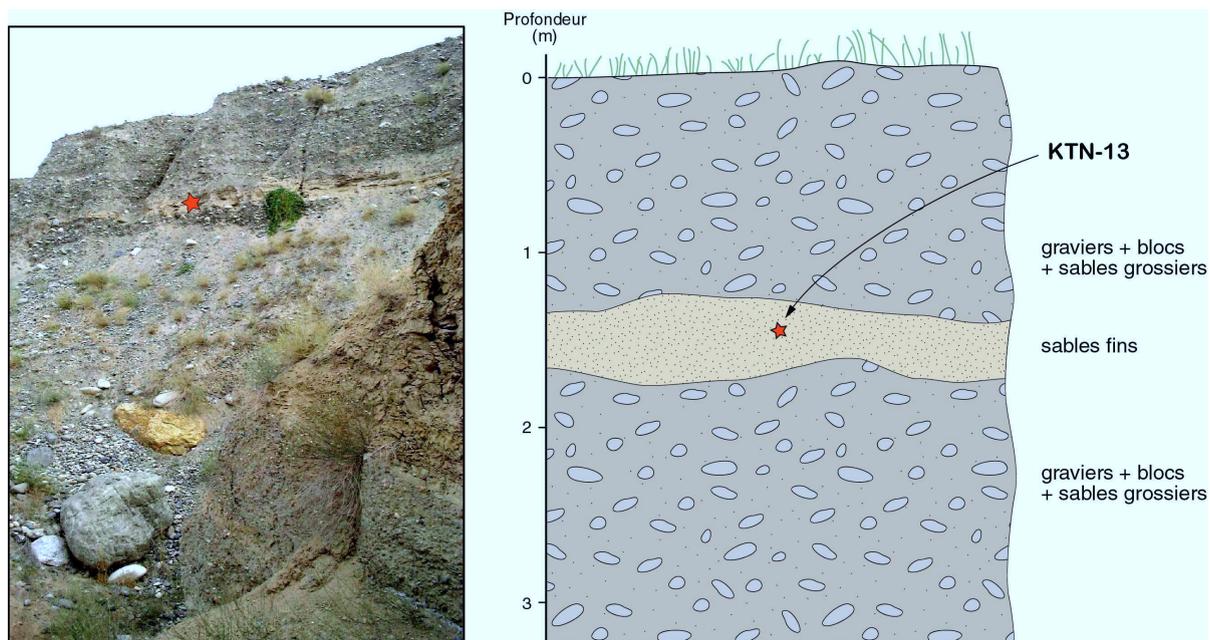


FIG. A.12: Photo et schéma du site de prélèvement de l'échantillon KTN-13, dans un niveau sableux du remplissage fluvial d'une "petite" terrasse de la Kuitun He emboîtée dans T_4 au cœur du pli (rive gauche).

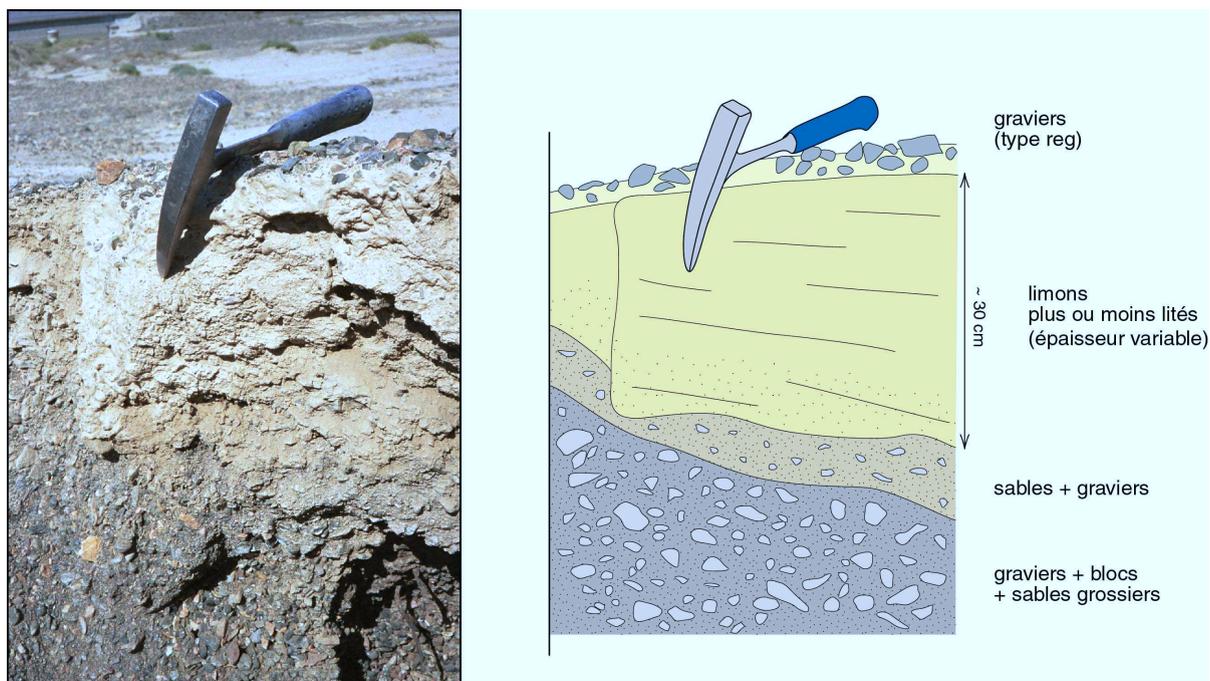


FIG. A.13: Photo et schéma d'une coupe de ride de plage analogue à celle d'où provient l'échantillon EBI-02. Les sédiments apparaissent granoclassés de la base au sommet de la ride. La couche de limons qui surplombe les graviers et les sables aurait pu être intéressante à prélever pour l'OSL, mais elle se trouve trop près de la surface pour qu'on puisse correctement reconstituer son environnement radioactif.

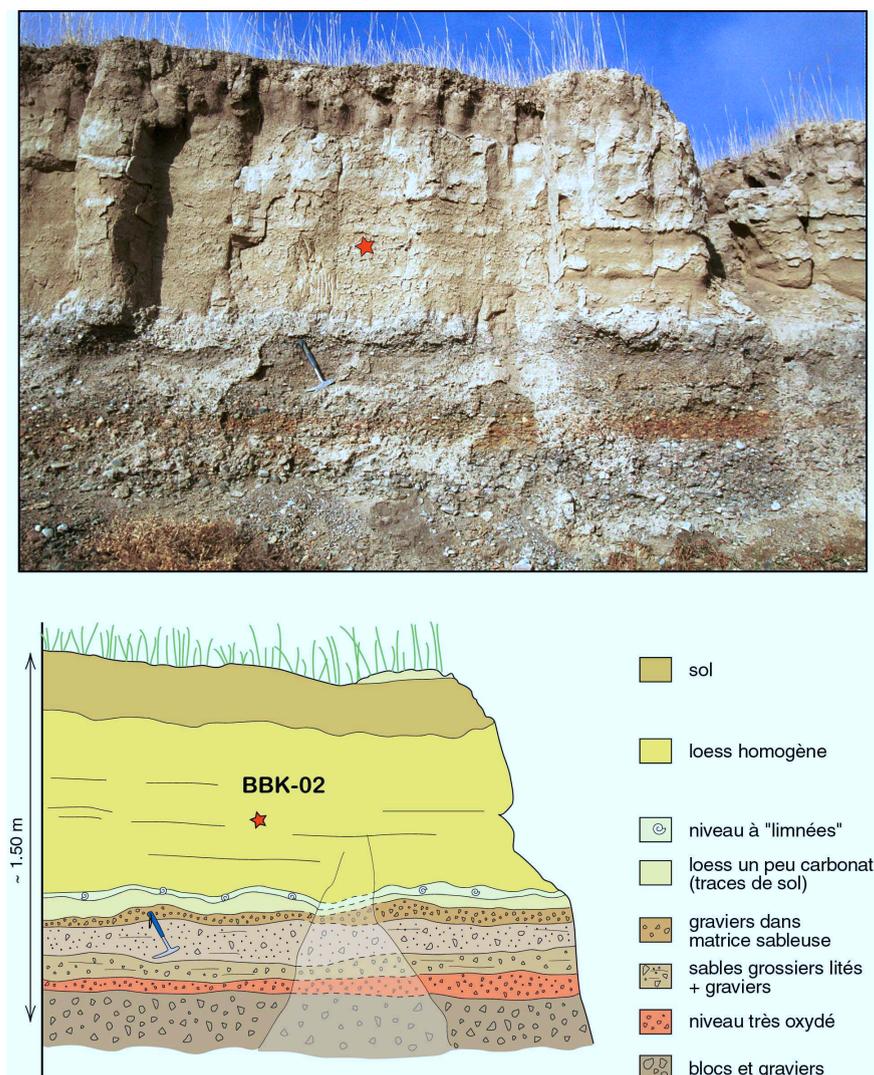


FIG. A.14: Photo et schéma du site de prélèvement de l'échantillon BBK-03, dans une épaisse couche de loess surmontant le remplissage fluvial de la plus basse des terrasses du site BBK2.

- sa **profondeur**, à partir de laquelle on calcule l'influence des rayons cosmiques subie par le matériau en plus de la radioactivité locale ; il faut faire attention à tenir compte de la profondeur à laquelle l'échantillon a dû se trouver depuis son dépôt (i.e., attention aux surfaces érodées).

Le débit de dose de l'environnement est calculé en mesurant par "spectrométrie gamma" les teneurs en radioéléments des sédiments prélevés autour de l'échantillon (§ A.1.4.1).

Concernant nos 14 échantillons du Tian Shan, tous ces renseignements sont rassemblés dans le tableau A.2 ; les doses environnementales sont également présentées sous forme de diagramme, figure A.18.

A.1.5.3.1 Eau Les sédiments échantillonnés ne contiennent jamais plus de 6% d'eau, et fréquemment moins de 2%. Il est probable que ces valeurs ne soient pas liées à une sécheresse particulièrement temporaire (d'autant plus que les prélèvements ont été effectués en période plutôt "humide"), mais à l'aridité générale du climat régional, qui ne permet pas à l'eau de pénétrer dans le sol, même à faible profondeur.

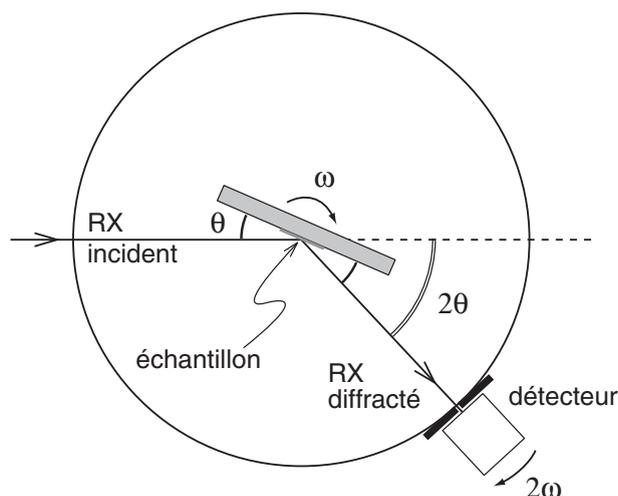


FIG. A.15: Schéma d'un diffractomètre à compteur. L'échantillon réduit en poudre (~ 15 g) est étalé sur une lame de verre qui peut pivoter autour de son axe. Il est bombardé par un faisceau de rayons X monochromatiques et parallèles de longueur d'onde connue, produit par une anode en cuivre ($\lambda = 1.5425 \text{ \AA}$). Un détecteur à compteur mesure l'intensité du rayonnement diffracté dans certaines directions. Comme il tourne deux fois plus vite que l'échantillon, cela revient à mesurer l'intensité des rayons diffractés en fonction de l'incidence θ .

Il y a diffraction, avec une déviation égale à l'angle d'incidence θ , lorsque celui-ci vérifie la formule de Bragg : " $n\lambda = 2d \sin \theta$ ", où " n " est un entier, " d " la distance interréticulaire liée à la structure cristalline du matériau. En pratique, on repère surtout les pics de diffraction d'ordre 1.

A.1.5.3.2 Radioactivité Les valeurs de la radioactivité ambiante varient du simple au double, avec un ordre de grandeur moyen raisonnable (fig.A.18). Les échantillons les plus radioactifs sont en gros HTB-02 et EBI-02, tandis que les doses les plus faibles sont incontestablement celles de KUQ-01.

A.1.5.3.3 BBK On aura recours à ces valeurs extrêmes de radioactivité pour estimer l'âge des échantillons "d'environnement inconnu" BBK-01 et BBK-03. En outre, on note que la granulométrie apparente de BBK-03 est sans doute fautive : ce loess est tellement compact que les agrégats de grains très fins résistent au tri du tamisage.

A.1.5.4 Résultats

15 à 30 disques ont été analysés pour chacun des 14 échantillons préparés sans tri particulier des feldspaths.

Pour ceux dont le traitement à l' H_2SiF_6 a préservé assez de matière pour mesurer un signal, seulement 2 à 8 disques de sédiment traité ont également été mesurés. Lorsque cette mesure sur sédiment trié est possible, le résultat du tri apparaît clairement sur les courbes de TL correspondant à la préchauffe précédant les mesures d'OSL (fig.A.19) :

- les courbes de TL d'échantillons à quartz dominant montrent un pic bien marqué à 110°C , puis une retombée du signal ;
- au contraire, les échantillons riches en feldspaths montrent après ce pic une croissance régulière du signal stimulé.

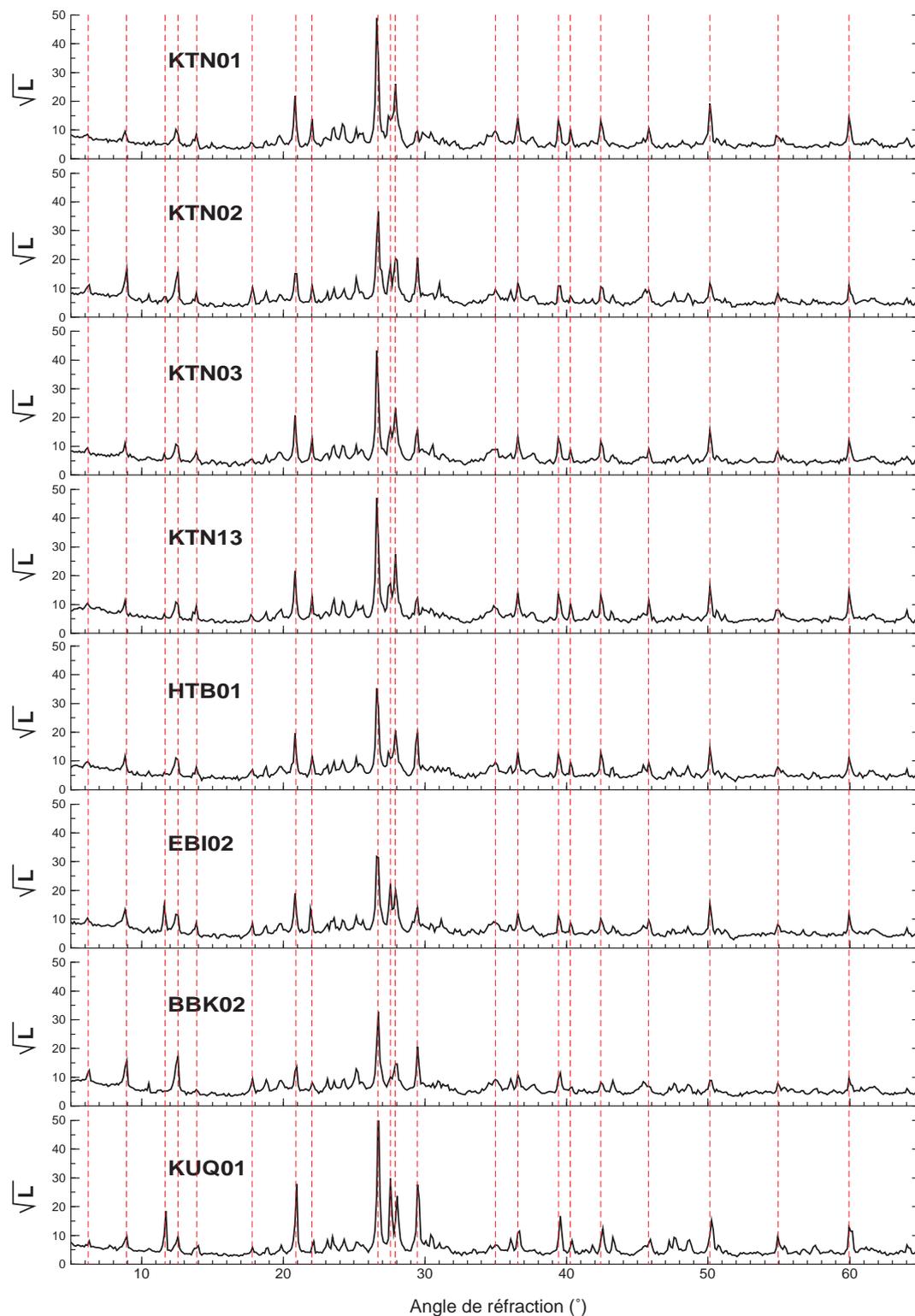


FIG. A.16: Diagrammes de poudre de 8 échantillons parmi les 14 du Tian Shan mesurés par OSL. L'intensité des rayonnements X diffractés est figurée en ordonnée des graphes, sous la forme de la racine carrée du nombre de coups par seconde (pour réduire l'écart entre les différents graphes); mais la valeur de ces données reste purement qualitative, l'information quantitative apparente ne reflétant pas la réalité. Les lignes en pointillés rouges indiquent les pics majeurs présents sur l'ensemble des sédiments.

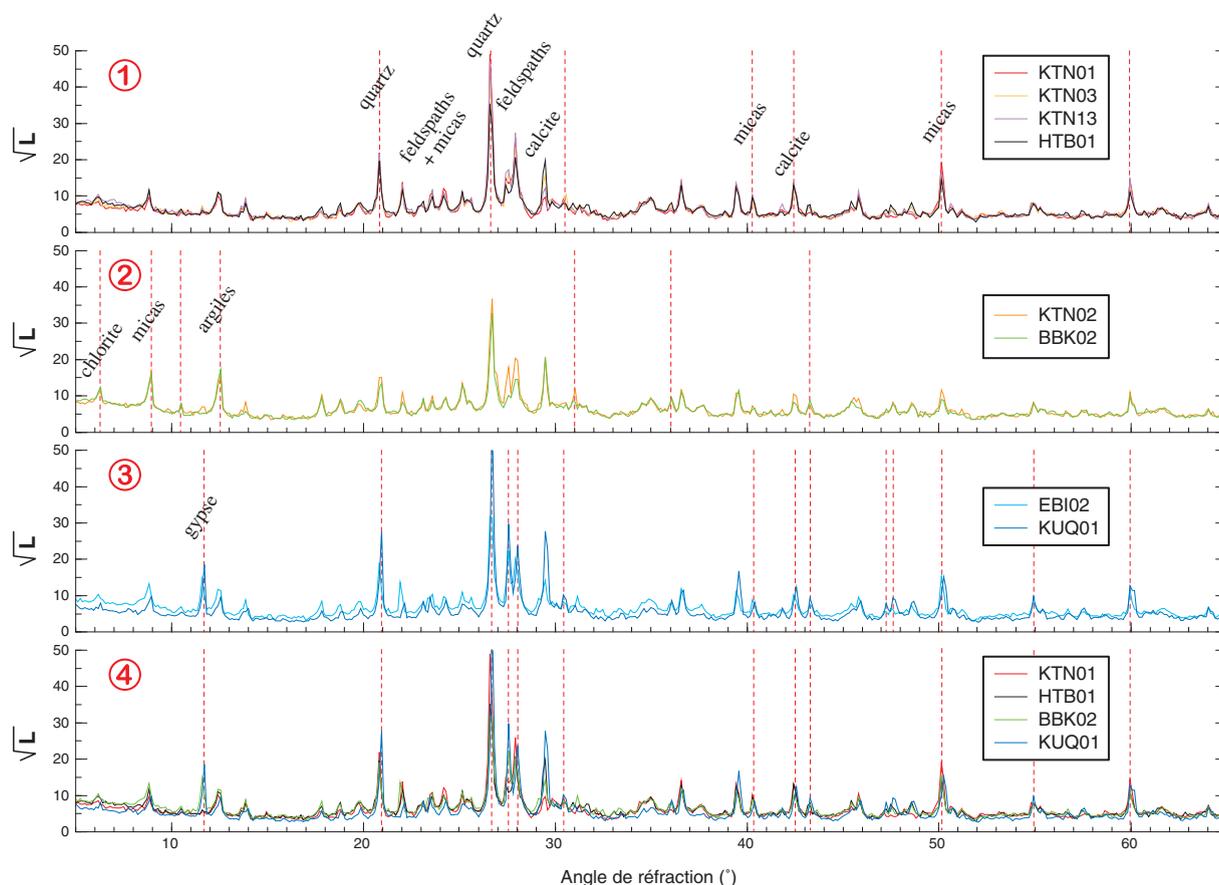


FIG. A.17: Diagrammes de poudre précédents, regroupés pour comparaison entre les différents sédiments (voir figure A.16 en ce qui concerne les ordonnées). Les lignes pointillées rouges indiquent cette fois les pics présents sur certains échantillons seulement. Les minéraux majoritaires sont notés aux pics les mieux marqués leur correspondant. Les ensembles “1”, “2”, et “3” regroupent des diagrammes similaires; le “4” superpose des diagrammes des 4 sites Kuitun, Hutubi, Bayanbulak et Kuqa, soulignant les disparités qui existent entre les différents sédiments.

L’enrichissement en quartz s’observe aussi nettement sur les courbes de mesures du signal OSL (fig.A.20) : le pic de luminescence est immédiat et très bref sur un signal de quartz, tandis que la luminescence des feldspaths est plus lente à se délivrer (les pièges sont plus difficiles à libérer).

L’estimation finale des âges est présentée dans le tableau A.3.

Comme indiqué précédemment, la dose environnementale des échantillons BBK-01 et BBK-03 n’a pas pu être mesurée. Pour tirer néanmoins une information des mesures OSL, nous avons calculé pour chacun une gamme d’âges possibles en utilisant les extrêmes des teneurs en éléments radioactifs mesurées sur l’ensemble des autres échantillons du Tian Shan.

Toutes les datations concernant les terrasses de la Kuitun He sont reportées figure A.21.

Remarques

Les sables peuvent apparaître très mal blanchis, donnant des signaux OSL éventuellement absurdes (trop forts ; cas de KTN-13). Pour cette raison (§ A.1.3.2), ce sont les valeurs les plus faibles des signaux mesurés qui sont retenues dans ce cas, comme correspondant aux grains les mieux blanchis. On espère

Nom	Prof. (cm)	Taille (μm)	Eau (%)	^{238}U (ppm)	ϵ_U (ppm)	^{232}Th (ppm)	ϵ_{Th} (ppm)	^{40}K (%)	ϵ_K (%)
HTB-01	1000	40-50	5.8	2.33	0.10	6.78	0.37	1.53	0.10
HTB-02	100	40-50	3.1	2.76	0.12	7.00	0.34	1.41	0.09
KTN-01	60	80-100	0.6	1.28	0.07	4.64	0.25	1.50	0.13
KTN-02	50	63-80	5.1	2.14	0.13	7.46	0.34	1.49	0.09
KTN-03	100	63-80	0.9	1.27	0.11	5.17	0.27	1.60	0.10
KTN-04	100	50-63	4.4	1.88	0.11	6.70	0.42	1.44	0.09
KTN-05	50	50-63	1.7	1.63	0.05	5.78	0.34	1.53	0.10
KTN-08	200	50-63	1.7	1.56	0.08	5.61	0.28	1.55	0.12
KTN-09	300	50-63	2.3	1.68	0.11	6.87	0.39	1.55	0.16
KTN-13	150	80-100	2.3	1.37	0.06	6.13	0.34	1.79	0.11
EBI-02	40	50-63	2.2	2.23	0.10	8.87	0.40	1.79	0.11
BBK-01	40	50-63	1.9	–	–	–	–	–	–
BBK-03	60	“50-63”	4.2	–	–	–	–	–	–
KUQ-01	50	50-63	0.7	1.18	0.06	4.63	0.18	0.90	0.06

TAB. A.2: Tableau récapitulatif des caractéristiques des échantillons et de leurs environnements. Les tailles indiquées sont les fractions granulométriques utilisées lors des mesures d’OSL. Les “ ϵ ” représentent les erreurs d’estimation des teneurs en éléments radioactifs lors des mesures par spectrométrie gamma.

bien sûr, pour que l’âge estimé ait un sens, que ces grains ont été *complètement* blanchis à la lumière juste avant leur dépôt (ce qui n’est certainement pas le cas de KTN-13).

Lorsque la mesure OSL a pu être faite sur l’échantillon traité à l’ H_2SiF_6 , l’efficacité du traitement s’évalue en partie par le rapport des signaux IRSL/OSL. En effet, puisque ce sont les feldspaths qui répondent essentiellement à la stimulation infrarouge, ce rapport est d’autant plus faible que la fraction feldspaths/quartz a été réduite lors du traitement. On sait alors que le signal OSL mesuré correspond bien la luminescence des quartz, et que le calcul n’est pas hasardeux.

Lorsque cette vérification n’est pas possible, ou que le signal IRSL reste important après traitement, on estime l’âge comme on peut, à partir des valeurs OSL, de leur distribution, de la comparaison avec les échantillons voisins, etc.

A.2 Radiocarbone

A.2.1 Principe

La méthode de datation par le radiocarbone est couramment utilisée pour dater la matière organique, en particulier les végétaux, de moins de 30-40 ka BP.

L’isotope radioactif du carbone ^{14}C est produit dans l’atmosphère par action des rayons cosmiques sur l’azote de l’air. Il est rapidement oxydé en dioxyde de carbone et se disperse ainsi dans le gaz atmosphérique.

La proportion entre le ^{14}C et le ^{12}C reste constante dans les tissus organiques tout au long de la vie, car la radioactivité est la même que celle du ^{14}C atmosphérique. A partir de la mort de l’organisme, le ^{14}C n’est plus renouvelé par les échanges gazeux. Son activité décroît alors exponentiellement, avec une demi-vie de 5570 ans.

Ainsi, en comparant l’activité du carbone d’un échantillon à celle du “carbone moderne” d’un échantillon de référence, on peut en déduire la date de la mort de l’organisme échantillonné.

Nom	Remarques	Age (ka BP)	ϵ (ans)
-----	-----------	----------------	---------------------

HUTUBI

HTB-01	Valeurs dispersées. Pas de sédiment traité, donc on se base sur l'âge obtenu avec HTB-02 traité, et sur la comparaison entre 01 et 02 non-traités.	84	10
HTB-02	Valeurs assez dispersées. Les échantillons traités ont un rapport IRSL/OSL réduit (< 15%), et des valeurs dispersées du même ordre que les non-traités. On prend les valeurs faibles des traités.	83	10

KUITUN

KTN-01	Valeurs dispersées. Pas de sédiment traité, on prend les valeurs faibles (<i>sable</i>).	35	5
KTN-02	Les échantillons traités ont un rapport IRSL/OSL réduit (à 20–25%), et donnent des valeurs assez ciblées.	86	10
KTN-03	Les échantillons traités ont un rapport IRSL/OSL toujours important, mais donnent des signaux OSL très inférieurs aux non-traités. On prend les valeurs les plus faibles (<i>sable</i>).	7.3	1
KTN-04	Les échantillons traités ont un rapport IRSL/OSL très réduit (3–10%), et donnent des valeurs bien ciblées.	6.8	0.5
KTN-05	Pas de sédiment traité, mais on obtient des valeurs peu dispersées, légèrement supérieures à celles de KTN-04 non-traité.	7.5	1
KTN-08	Les échantillons traités (pour lesquels IRSL/OSL~7%) et non-traités donnent des valeurs voisines.	10.0	1
KTN-09	Pas de sédiment traité. Valeurs assez dispersées, on se base sur les plus faibles.	10.8	2
KTN-13	Valeurs très dispersées. On se contente de la plus faible...	<i>41</i>	–

EBI

EBI-02	Valeurs assez dispersées. Les échantillons traités (pour lesquels IRSL/OSL~5–13%) et non-traités donnent des valeurs voisines.	4.4	0.3
--------	---	------------	-----

BAYANBULAK

BBK-01	Les échantillons traités ont un rapport IRSL/OSL très réduit (4–8%), mais des valeurs dispersées et plus fortes. On calcule sur les plus faibles.	<i>34/54</i>	5
BBK-03	Valeurs très dispersées. Problème de granulométrie sur-estimée. On calcule sur les valeurs les plus faibles.	<i>9/14</i>	4

KUQA

KUQ-01	Les échantillons traités ont un rapport IRSL/OSL réduit (< 12%) et donnent des valeurs voisines des non-traités, toujours assez dispersées. On calcule sur les plus faibles.	10.6	1
--------	--	-------------	---

TAB. A.3: Synthèse des résultats des mesures OSL. Les commentaires indiquent comment les âges ont été calculés à partir de toutes les mesures disponibles pour chaque échantillon. En particulier, on précise si l'âge est estimé sur le sédiment **traité** ou **non-traité** à l' H_2SiF_6 , c'est-à-dire si les feldspaths de l'échantillon ont pu être réduits ou non.

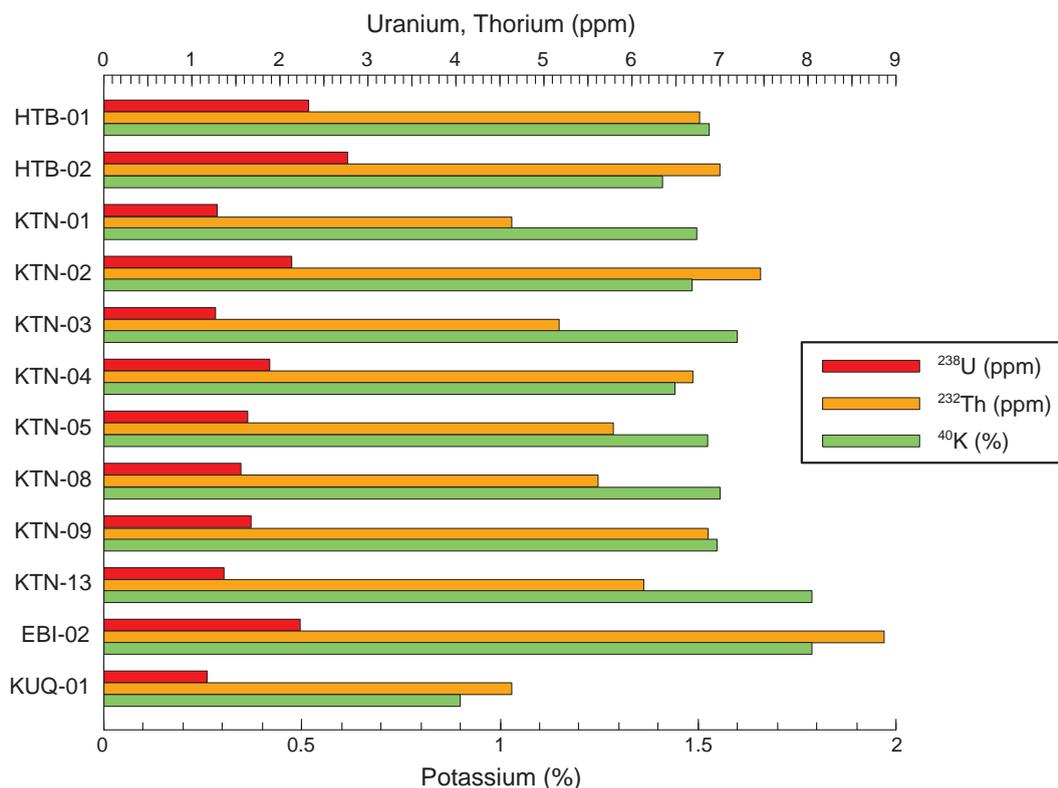


FIG. A.18: Histogrammes des teneurs respectives en ^{238}U , ^{232}Th et ^{40}K des échantillons étudiés.

L'hypothèse de base du principe est que la radioactivité naturelle est restée constante tout au long de la période couverte par la méthode. Or cette hypothèse est fautive, car l'activité du ^{14}C atmosphérique a connu des fluctuations au cours des 40 derniers millénaires.

Pour corriger cet effet, des courbes de calibration ont été construites à partir de données dendrochronologiques pour la période post-glaciaire (< 12 ka BP), de datations par Uranium-Thorium et par comptage de varves lacustres pour les dates antérieures. On sait donc faire correspondre les âges ^{14}C inférieurs à 40 ka BP à de "vrais" âges calendaires.

A.2.2 Echantillons du Tian Shan

Une douzaine d'échantillons ont été prélevés sur les différents sites (Kuitun, Ebi, Bayanbulak, Kuqa), mais seuls quatre d'entre eux ont donné un résultat cohérent (tableau A.4).

A.2.2.1 Problèmes

En effet, les sédiments que nous cherchions à dater se trouvaient en général très près de la surface topographique (typiquement, le remplissage fluvial d'une terrasse). Or, même la végétation actuelle comporte des végétaux capables de faire pénétrer leurs racines à des profondeurs importantes, jusqu'à 1 ou 2 m sans problème.

Les âges obtenus par datation au radiocarbone ne devraient donc être que des limites inférieures des âges de dépôt des sédiments prélevés. Cependant, il est également possible que le remaniement des sédiments apporte sur un site du matériel antérieur à son dépôt ; de même qu'un dépôt de sédiments fluviaux peut comporter de la matière organique arrachée en amont du site de remplissage, auxquels cas la datation au radiocarbone risque de suggérer un âge beaucoup plus vieux que l'âge réel du dépôt.

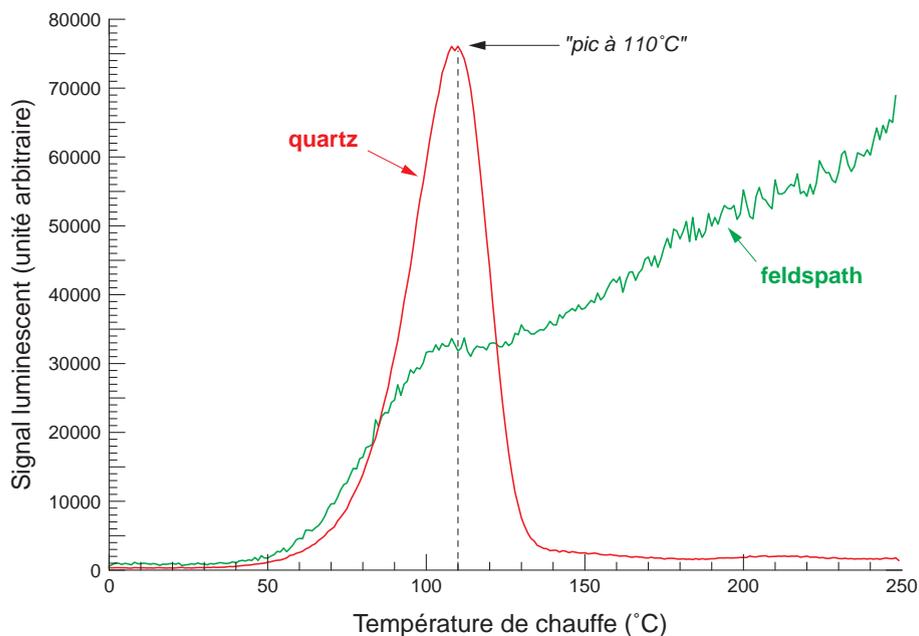


FIG. A.19: Courbes de “TL”, i.e. de préchauffe des échantillons. Le signal luminescent est mesuré pendant qu’on le chauffe, progressivement, jusqu’à 250°C. Ces courbes servent à montrer la différence qualitative entre les émissions du quartz et des feldspaths pendant cette préchauffe ; l’unité du signal a été choisie arbitrairement, de manière à visualiser des graphes comparables.

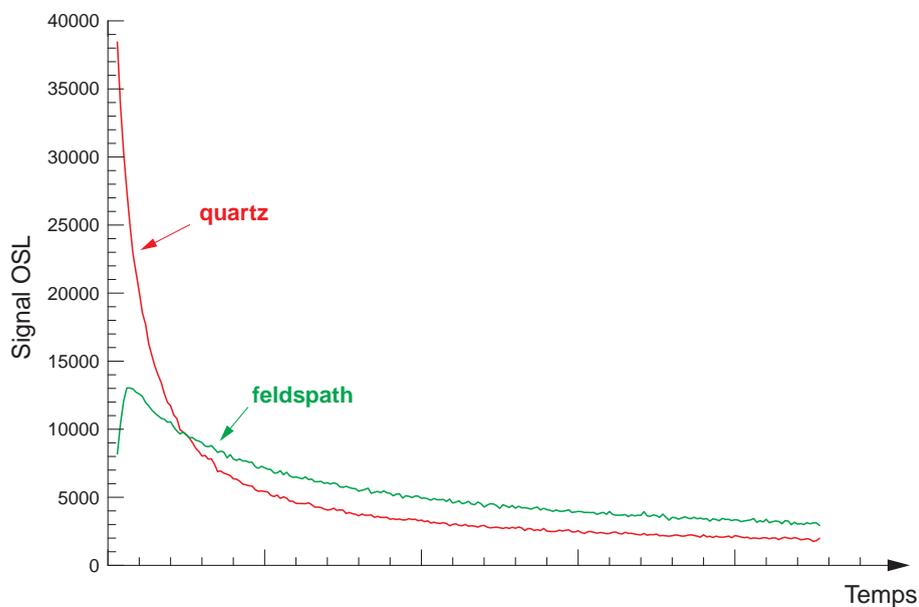


FIG. A.20: Courbes de signal luminescent stimulé optiquement, pendant la durée de mesure (environ 100 s). On observe à nouveau une différence qualitative très nette entre les émissions du quartz et des feldspaths ; l’unité du signal est approximativement un nombre de coups par seconde.

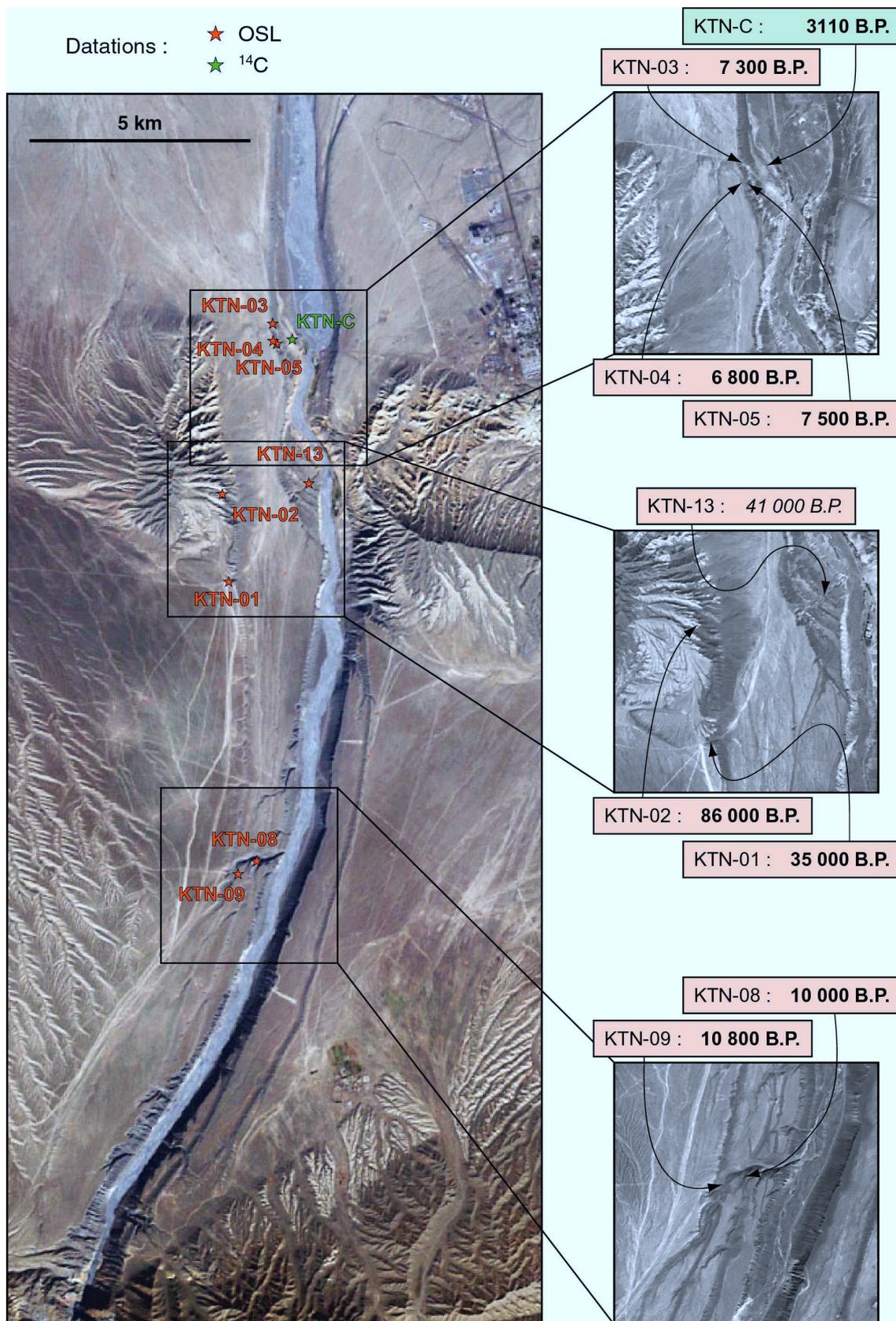


FIG. A.21: Localisation de tous les échantillons datés des terrasses de la Kuitun He, y compris l'unique charbon découvert. L'image en couleurs est extraite d'une scène Landsat 7 (résolution 30 m), et les zooms sont extraits d'une image SPOT panchromatique (résolution 10 m).

Nom	Lat	Lon	Alti	Nature	Description	Age (^{14}C BP)	ϵ (ans)
-----	-----	-----	------	--------	-------------	------------------------------	---------------------

KUITUN

KTN-C	44°19'17"	84°46'44"	728 m	charbon	Couverture de loess de T ₅ 50-60 cm sous la surface topo, 20-30 cm au-dessus des gravels	3110	40
-------	-----------	-----------	-------	---------	--	-------------	----

BAYANBULAK

BBK2-C	43°03'54"	84°04'50"	2546 m	charbon	Poussière dans la terrasse la plus récente, T ₃ .	27210	260
--------	-----------	-----------	--------	---------	---	--------------	-----

KUQA

KUQ1-C	41°45'17"	83°06'33"	1115 m	charbon	Poussière dans le remplis- sage de la terrasse T ₁ , mê- lée de des concrétions de gypse, dans les interstices entre les graviers.	34200	600
KUQ3-C	41°53'31"	83°19'40"	1343 m	racines	Base d'un niveau de loess carbonaté coincé entre deux couches de remplissage fluvial.	37800	900

TAB. A.4: Résultats des datations au radiocarbone. Les coordonnées et les altitudes sont mesurées à l'aide d'un petit GPS portable (précision ~ 5 m). La localisation de l'échantillon de la Kuitun He est reportée figure A.21.

Pour une localisation des échantillons sur vues satellitaires et/ou photographies des sites, se reporter aux figures suivantes : figure A.21 pour la Kuitun He, figures 2.75 et 2.79 pour Bayanbulak, et enfin figures 2.63 et 2.67 pour Kuqa.

Il est donc capital d'interpréter soigneusement chaque date obtenue en fonction du site de prélèvement de chaque échantillon, même s'il est la plupart du temps très difficile de savoir si des sédiments ont été ou non contaminés par des éléments non contemporains de leur dépôt.

Ainsi pourraient s'expliquer :

- les dates excessivement récentes (quelques centaines d'années BP) obtenues pour certains prélèvements effectués dans les terrasses de la Kuitun, non reportées ici car inutilisables ; sans doute les racines datées étaient-elles des reliquats de végétation bien postérieure à l'abandon des terrasses ;
- l'âge apparemment "trop vieux" de l'échantillon BBK2-C, par rapport à ce qu'on pouvait attendre d'une toute petite terrasse à peine incisée (§ 2.6.2) ; dans ce cas, il est probable que les poussières datées aient bien été mises en place lors du remplissage de la terrasse, mais qu'elles aient d'abord fait partie du produit de l'érosion de vieux dépôts situés en amont.

Dans ces deux cas, les résultats des mesures n'apportent aucune contrainte chronologique sur la mise en place des sédiments datés.

Notons que les coquilles de limnées (petits escargots lacustres) présentes sur certains sites (rides de plage du lac Ebi, niveau de limon dans la coupe de la terrasse T₂ du site BBK3 à Bayanbulak) n'ont pu être datées, bien qu'on puisse les juger, de prime abord, datables par radiocarbone. En effet, la

coquille de ces escargots lacustres est contaminée par le rapport isotopique des eaux de ruissellement lors d'échanges chimiques mal connus, et la datation au ^{14}C serait très sujette à caution. En outre, il faut 50 g de ce matériau pour faire une mesure correcte, c'est-à-dire beaucoup plus que ce dont on disposait sur nos deux sites.

A.2.2.2 Apports de ces datations

Les mesures de ^{14}C effectuées sur nos échantillons apportent néanmoins deux informations utiles à notre étude.

- La datation de l'échantillon KTN-C confirme une mesure faite par R. Finkel sur un autre échantillon prélevé dans une surface en continuité avec la terrasse T₅ de la Kuitun He, lors d'une autre campagne (donnée non encore publiée). Les deux âges concordent à moins de 50 ans près. Cette donnée est calibrée (d'après la courbe de Stuiver et van der Plicht, *INTCAL98*) à **3330±40 ans BP**.
- La similarité des âges obtenus pour KUQ1-C et KUQ3-C suggère qu'ils correspondent effectivement au dépôt de la surface alluviale échantillonnée. Les sites de prélèvements étaient pourtant assez éloignés (environ 25 km), et on s'attendait, pour l'un comme pour l'autre, à une date plus récente (parce que les surfaces alluviales "récentes" majeures sont souvent supposées dater de la dernière déglaciation, voir par exemple *Avouac et al. (1993)*).

En outre, la comparaison avec l'âge obtenu par mesure OSL de KUQ-01 s'avère relativement cohérente avec le rapport de déformation entre les deux terrasses concernées (§ 2.6.1).

Bibliographie

- Abdrakhmatov, K., Aldazhanov, S., Hager, B., Hamburger, M., Herring, T., Kalabaev, K., Makarov, V., Molnar, P., Panasyuk, S., Prilepin, M., Reilinger, R., Sadybakasov, I., Souter, B., Trapeznikov, Y., Tsurkov, V. & Zubovich, A. (1996). Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature*, **384**, 450–453.
- Aitken, M. (1998). *An Introduction to Optical Dating : the Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-Stimulated Luminescence*. London : Oxford University Press.
- Allen, M., Windley, B. & Chi, Z. (1992). Palaeozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, central Asia. *Tectonophysics*, **220**, 89–115.
- Allen, M., Windley, B., Chi, Z. & Jinghui, G. (1993). Evolution of the Turfan Basin, Chinese Central Asia. *Tectonics*, **12**, 4, 889–896.
- Allen, M., Windley, B., Chi, Z., Zhong-Yan, Z. & Guang-Rei, W. (1991). Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China. *J. Geol. Soc. London*, **148**, 369–378.
- Allen, M., Windley, B. & Zhang, C. (1994). Cenozoic tectonics in the Urumqi-Korla region of the Chinese Tien Shan. *Geol. Rundsch.*, **83**, 406–416.
- An, Z., Porter, S., Kutzbach, J., Wu, X., Wang, S., Liu, X., Li, X. & Zhou, W. (2000). Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 743–762.
- An, Z., Porter, S., Zhou, W., Lu, Y., Donahue, D., Head, M., Wu, X., Ren, J. & Zheng, H. (1993). Episode of Strengthened Summer Monsoon Climate of Younger Dryas Age on Loess Plateau of Central China. *Quat. Research*, **39**, 45–54.
- Avouac, J., Tapponnier, P., Bai, M., You, H. & Wang, G. (1993). Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J. Geophys. Res.*, **98**, 6,755–6,804.
- Bagnold, R. (1966). An approach to the sediment problem from general physics. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **422-I**, 231–291.
- Bai, Y., Chen, G., Sun, Q., Sun, Y., Li, Y., Dong, Y. & Sun, D. (1987). Late Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance. *Tectonophysics*, **139**, 145–153.
- Berger, G., P.J., M. & D.H., H. (1980). Isolation of Silt-Sized Quartz Grains from Sediments. *Ancient TL*, **11**, 8–9.
- Bloemendal, J., Liu, X. & Rolph, T. (1995). Correlation of the magnetic susceptibility stratigraphy of Chinese loess and the marine oxygen isotope record : chronological and palaeoclimatic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **131**, 371–380.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, **278**, 1257–1266.

- Bøtter-Jensen, L. & Duller, G. (1992). A new system for measuring OSL from quartz samples. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **20**, 549–553.
- Bridge, J. (1993). *The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers*, Volume 75 of *Braided Rivers*, pp. 13–71. Geological Society Special Publication : Best, J.L. and Bristow, C.S.
- Bridgland, D. (2000). River terrace systems in north-west Europe : an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 1293–1303.
- Brown, C. B. (1950). *Sediment transport*. Engineering Hydraulics. Wiley, New York : H. Rouse.
- Brown, E. T., Bourlès, D., Burchfiel, B., Deng, Q., Li, J., Molnar, P., Raisbeck, G. & Yiou, F. (1998). Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **110**, **3**, 377–386.
- Brozović, N., Burbank, D. & Meigs, A. (1997). Climatic Limits on Landscape Development in the Northwestern Himalaya. *Science*, **276**, 571–574.
- Buffington, J. & Montgomery, D. (1997). A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water Resour. Res.*, **33**, 1993–2029.
- Bull, W. (1964). Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **352-E**, 89–129.
- 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. *Int. Geol. Rev.*, **41**, 665–700.
- Cao, M. (1998). Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains. *J. Glaciol.*, **44**, **147**, 352–358.
- Carretier, S. (2000). *Cycle sismique et surrection de la Chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie)*. Approche de la géomorphologie quantitative. Ph. D. thesis, Université Montpellier 2.
- Carroll, A., , Graham, S., Hendrix, M., Ying, D. & Zhou, D. (1995). Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China : Sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar Basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **107**, **5**, 571–594.
- Carroll, A., Liang, Y., Graham, S., Xiao, X., Hendrix, M., Chu, J. & McKnight, C. (1990). Junggar Basin, northwest China : trapped Late Paleozoic ocean. *Tectonophysics*, **181**, 1–14.
- Chen, Y., Cogné, J., Courtillot, V., Avouac, J., Tapponnier, P., Wang, G., Bai, M., You, H., Li, M., Wei, C. & Buffetaut, E. (1991). Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the northern Tien Shan (China) and heterogeneous strain in central Asia. *J. Geophys. Res.*, **96**, 4065–4082.
- Chen, Y., Roecker, S. & Kosarev, G. (1997). Elevation of the 410 km discontinuity beneath the central Tien Shan : Evidence for a detached lithospheric root. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, **12**, 1531–1534.
- Coleman, R. (1989). Continental growth of northwest China. *Tectonics*, **8**, **3**, 621–635.
- Cotton, F. & Avouac, J. (1994). Crustal and upper-mantle structure under the Tien Shan from surface-wave dispersion. *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, **84**, 95–109.
- Dade, W. & Friend, P. (1998). Grain-Size, Sediment-Transport Regime, and Channel Slope in Alluvial Rivers. *Journal of Geology*, **106**, 661–675.

- Darby, S. (1998). Modelling width adjustment in straight alluvial channels. *Hydrological Processes*, **12**, 1299–1321.
- de Chant, L., Pease, P. & Tchakerian, V. (1999). Modelling Alluvial Fan Morphology. *Earth Surf. Process. Landforms*, **24**, 641–652.
- de Noblet, N., Braconnot, P., Joussaume, S. & Masson, V. (1996). Sensitivity of simulated Asian and African summer monsoons to orbitally induced variations in insolation 126, 115 and 6 kBP. *Clim. Dyn.*, **12**, 589–603.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. & San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part II : Cenozoic tectonic stress and fault kinematics. *Tectonophysics*, **282**, 1–38.
- Denny, C. (1965). Alluvial fans in the Death Valley Region, California and Nevada. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **466**, 1–62.
- Einstein, H. (1941). Formulas for the transportation of bed load. *American Society of Civil Engineers Proceedings*, **67**, 351–367.
- Fang, J. (1991). Lake Evolution during the Past 30,000 Years in China, and Its Implications for Environmental Change. *Quat. Research*, **36**, 37–60.
- Fang, X., Ono, Y., Fukusawa, H., Bao-Tian, P., Li, J., Dong-Hong, G., Oi, K., Tsukamoto, S., Torii, M. & Mishima, T. (1999). Asian summer monsoon instability during the past 60,000 years : magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese Loess Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **168**, 219–232.
- Fuller, I., Macklin, M., Lewin, J., D.G., P. & Wintle, A. (1998). River response to high frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology*, **26**, **3**, 275–278.
- Gao, J., Li, M., Xiao, X., Tang, Y. & He, G. (1998). Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, **287**, 213–231.
- Gasse, F., Arnold, M., Fontes, J., Fort, M., Gibert, E., Huc, A., Li, B., Li, Y., Liu, Q., Mélières, F., Van Campo, E., Wang, F. & Zhang, Q. (1991). A 13,000-year climate record from western Tibet. *Nature*, **353**, 742–745.
- Gasse, F., Fontes, J., Van Campo, E. & Wei, K. (1996). Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4 : Discussion and conclusions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **120**, 79–92.
- Ghose, S. & Hamburger, M. (1998). Source parameters of moderate-sized earthquakes in the Tien Shan, central Asia from regional moment tensor inversion. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, **16**, 3181–3184.
- Ghose, S., Hamburger, M. & Virieux, J. (1998). Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan, central Asia. *J. Geophys. Res.*, **103**, **B2**, 2725–2748.
- Gomez, B. & Church, M. (1989). An assessment of bedload sediment transport formulae for gravel-bed rivers. *Water Resour. Res.*, **25**, 1161–1186.
- Gómez-Villar, A. & García-Ruiz, J. (2000). Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, **34**, 127–144.
- Goodbred Jr., S. & Kuehl, S. (2000). Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon. *Geology*, **28**, **12**, 1083–1086.

- Grootes, P. & Stuiver, M. (1997). $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ variability in Greenland snow and ice with 10^3 to 10^5 -year time resolution. *J. Geophys. Res.*, **102**, 26455–26470.
- Grunert, J., Lehmkuhl, F. & Walther, M. (2000). Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur basin and adjacent areas (Western Mongolia). *Quat. International*, **65/66**, 171–192.
- Gu, Z., Liu, J., Yuan, B., Liu, D., Liu, R., Liu, Y. & Katsumi, Y. (1993). Monsoon Variations of the Qinghai-Xizang Plateau During the Last 12,000 Years. *Chinese Science Bulletin*, **38**, **7**, 577–581.
- Guo, B., Zhu, R., Roberts, A. & Florindo, F. (2001). Lack of correlation between paleoprecipitation and magnetic susceptibility of Chinese loess/paleosol sequences. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, **22**, 4259–4262.
- Guo, J., Hu, S. & Gu, L. (1992). The discovery of archaean zircons from mantle-derived granitoids in East Tianshan caledonian orogenic belt and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, **37**, **22**, 1903–1905.
- Guo, Z., Petit-Maire, N. & Kröpelin, S. (2000). Holocene non-orbital climatic events in present-day arid areas of northern Africa and China. *Global and Planetary Change*, **26**, 97–103.
- Hack, J. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **294-B**, 45–97.
- Harrison, S., Yu, G. & Tarasov, P. (1996). Late Quaternary Lake-Level Record from Northern Eurasia. *Quat. Research*, **45**, 138–159.
- Harrison, T., Copeland, P., Kidd, W. & Yin, A. (1992). Raising Tibet. *Science*, **255**, 1663–1670.
- Hendrix, M., Dumitru, T. & Graham, S. (1994). Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan : An early effect of the India-Asia collision. *Geology*, **22**, 487–490.
- Hendrix, M., Graham, S., Carroll, A., Sobel, E., McKnight, C. & Schuelein, 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. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 53–79.
- Hooke, J. & Mant, J. (2000). Geomorphological impacts of a flood event on ephemeral channels in SE Spain. *Geomorphology*, **34**, 163–180.
- Hooke, R. (1968). Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. *Amer. Jour. Sci.*, **266**, 609–629.
- Hooke, R. (2000). Toward a uniform theory of clastic sediment yield in fluvial systems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, **12**, 1778–1786.
- Hövermann, J. & Hövermann, E. (1991). Pleistocene and holocene geomorphological features between the Kunlun Mountains and the Taklimakan Desert. *Die Erde (Suppl.)*, **6**, 51–72.
- Howard, A. & Kirby, G. (1983). Channel changes in badlands. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 739–752.
- Hsü, K., Yongyun, Y., Jie, H., Hsü, P., Jiliang, L. & Qingchen, W. (1994). Origin of Chinese Tianshan by Arc-Arc Collisions. *Eclogae Geol. Helv.*, **87**, **1**, 265–292.
- Huntley, D., Godfrey-Smith, D. & Thewalt, M. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, **313**, 105–107.
- Ikeda, S., Parker, G. & Kimura, Y. (1988). Stable width and depth of straight gravel rivers with heterogeneous bed materials. *Water Resour. Res.*, **24**, **5**, 713–722.

- Jarvis, D. (1993). Pollen Evidence of Changing Holocene Monsoon Climate in Sichuan Province, China. *Quat. Research*, **39**, 325–337.
- Johnsen, S., Clausen, H., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Hammer, C., Andersen, U., Andersen, K., Hvidberg, C., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J., Shoji, H., Sveinbjörnsdóttir, A., White, J., Jouzel, J. & Fisher, D. (1997). The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *J. Geophys. Res.*, **102**, 26397–26410.
- Joussaume, S., Taylor, K., Braconnot, P., Mitchell, J., Kutzbach, J., Harrison, S., Prentice, I., Broccoli, A., Abe-Ouchi, A., Bartlein, P., Bonfils, C., Dong, B., Guiot, J., Herterich, K., Hewitt, C., Jolly, D., Kim, J., Kislov, A., Kitoh, A., Loutre, M., Masson, V., McAvaney, B., McFarlane, N., de Noblet, N., Peltier, W., Peterschmitt, J., Pollard, D., Rind, D., Royer, J., Schlesinger, M., Syktus, J., Thompson, S., Valdes, P., Vettoretti, G., Webb, R. & Wypytta, U. (1999). Monsoon changes for 6000 years ago : Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophys. Res. Lett.*, **26**, **7**, 859–862.
- Kalnay, E. & al. (1996). The NCEP/NCAR Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kutzbach, J. & Street-Perrott, F. (1985). Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature*, **317**, 130–134.
- Lavé, J. & Avouac, J. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills (Himalaya of central Nepal). *J. Geophys. Res.*, **105**, 5735–5770.
- Lecce, S. (1991). Influence of lithologic erodibility on alluvial fan area, Western White Mountains, California and Nevada. *Earth Surf. Process. Landforms*, **16**, 11–81.
- Legates, D. R. & Willmott, C. J. (1990). Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. Climatology*, **10**, 111–127.
- Leopold, L. & Maddock, T. (1953). The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **252**, 57.
- Li, Y., McWilliams, M., Cox, A., Sharps, R., Li, Y., Gao, Z., Zhang, Z. & Zhai, Y. (1988). Late Permian paleomagnetic pole from dikes of the Tarim craton, China. *Geology*, **16**, 275–278.
- Liu, K., Yao, Z. & Thompson, L. (1998). A pollen record of Holocene climatic changes from the Dunde ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau. *Geology*, **26**, **2**, 135–138.
- Logtchev, N. & Zorin, Y. (1997). Evidence and causes of the two stage evolution of the Baikal rift. *Tectonophysics*, **143**, 31–41.
- Markey, B., Bøtter-Jensen, L. & Duller, G. (1997). A new flexible system for measuring thermally and optically stimulated luminescence. *Radiation Measurements*, **27**, **2**, 83–89.
- Mather, A., Harvey, A. & Stokes, M. (2000). Quantifying long-term catchment changes on alluvial fan systems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, **12**, 1825–1833.
- Meng, Q., Hu, J. & Yang, F. (2001). Timing and magnitude of displacement on the Altyn Tagh fault : constraints from stratigraphic correlation of adjoining Tarim and Qaidam basins, NW China. *Terra Nova*, **13**, 86–91.
- Mercier, N., Valladas, H. & Valladas, G. (1995). Flint thermoluminescence dates from the CFR laboratory at Gif : contributions to the study of the chronology of the Middle Paleolithic. *Quat. Sci. Rev.*, **14**, 351–364.
- Merritts, D., Vincent, K. & Wohl, E. (1994). Long river profiles, tectonism, and eustasy : A guide to interpreting fluvial terraces. *J. Geophys. Res.*, **99**, **B7**, 14,031–14,050.

- Métivier, F. & Gaudemer, Y. (1997). Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia) : constraints on regional tectonics and topography. *Geophys. J. Int.*, **128**, 1–17.
- Métivier, F., Meunier, P., Chaduteau, C., Moreira, M., Crave, A. & Liu, G. (2001). Sediment transport in a glacier fed mountain stream during the peak flow season : the Urumqi river (Chinese Tien Shan). *Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, **82(47)**, H52B–0397.
- Mizutani, T. (1998). Laboratory experiment and digital simulation of multiple fill-cut terrace formation. *Geomorphology*, **24**, 353–361.
- Molnar, P. (2001). Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. *Geology*, **29**, **12**, 1071–1074.
- Molnar, P., Brown, E., Burchfiel, B., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Raisbeck, G., Jianbang, S., Zhangming, W., Yiou, F. & Huichuan, Y. (1994). Quaternary Climate change and the Formation of River Terraces across Growing Anticlines on the North Flank of the Tien Shan, China. *Journal of Geology*, **102**, 583–602.
- Molnar, P. & Deng, Q. (1984). Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6203–6277.
- Molnar, P., England, P. & Martinod, J. (1993). Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.*, **31**, 357–396.
- Molnar, P. & Ghose, S. (2000). Seismic Moments of Major Earthquakes and the Rate of Shortening across the Tien Shan. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, **16**, 2377–2380.
- Molnar, P. & Tapponnier, P. (1981). A possible dependence of tectonic strength on the age of the crust in Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **52**, 107–114.
- Nakato, T. (1990). Tests of Selected Sediment Transport Formulas. *J. Hydraul. Eng.*, **116**, 362–379.
- Neil, E. & Houseman, G. (1997). Geodynamics of the Tarim Basin and the Tian Shan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**, 347–354.
- Ni, J. (1979). Contemporary tectonics in the Tien Shan region. *Tectonics*, **16**, **4**, 571–584.
- Owen, L., Windley, B., Cunningham, W., Badamgarav, J. & Dorjnamjaa, D. (1997). Quaternary alluvial fans in the Gobi of southern Mongolia : evidence for neotectonics and climate change. *J. Quaternary Sci.*, **12**, 239–252.
- Pazzaglia, F., Gardner, T. & Merritts, D. (1998). *Bedrock Fluvial Incision and Longitudinal Profile Development Over Geologic Time Scales Determined by Fluvial Terraces*, pp. 207–235. *Rivers Over Rock : Fluvial Processes in Bedrock Channels*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 107 : Wohl, E. and Tinkler, K.
- Pizzuto, J. (1990). Numerical simulation of gravel river widening. *Water Resour. Res.*, **6**, 1971–1980.
- Porter, S., Zhisheng, A. & Hongbo, Z. (1992). Cyclic quaternary alluviation and terracing in a non-glaciated drainage basin on the north flank of the qinling shan, central china. *Quat. Research*, **38**, 157–169.
- Porter, S., Zhisheng, A. & Hongbo, Z. (1995). Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, **375**, 305–308.
- Reigber, C., Michel, G., Galas, R., Angermann, D., Klotz, J., Chen, J., Papschey, A., Arslanov, R., Tzurkov, V. & Ishanov, M. (2001). New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **191**, 157–165.

- Repka, J., Anderson, R. & Finkel, R. (1997). Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **152**, 59–73.
- Rhodes, T., Gasse, F., Ruifen, L., Fontes, J., Wei, K., Bertrand, P., Gibert, E., Mélières, F., Tucholka, P., Wang, Z. & Cheng, Z. (1996). A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **120**, 105–121.
- Ritter, J., Miller, J., Enzel, Y. & Wells, S. (1995). Reconciling the roles of tectonism and climate in Quaternary alluvial fan evolution. *Geology*, **23**, 3, 245–248.
- Roberts, R. & al. (1998). Optical and radiocarbon dating at Jinmium rock shelter, northern Australia. *Nature*, **393**, 358–362.
- Roecker, S., Sabitova, T., Vinnik, L., Burmakov, Y., Golvanov, M., Mamatkanova, R. & Munirova, L. (1993). Three-Dimensional Elastic Wave Velocity Structure of the Western and Central Tien Shan. *J. Geophys. Res.*, **98**, B9, 15,779–15,795.
- Rost, K. (2000). Pleistocene paleoenvironmental changes in the high mountain ranges of central China and adjacent regions. *Quat. International*, **65/66**, 147–160.
- Rouse, H. (1937). Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, **102**, 436–505.
- Rubey, W. (1933). Settling velocities of gravel, sand, and silt particles. *Amer. Jour. Sci.*, **25**, 325–338.
- Shackleton, N., An, Z., Dodonov, A., Gavin, J., Kukla, G., Ranov, V. & Zhou, L. (1995). Accumulation Rate of Loess in Tadjikistan and China : Relationship with Global Ice Volume Cycles. *Quat. Proceedings*, **4**, 1–6.
- Shackleton, N., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D., Hall, M., Roberts, D., Schnitker, D., Baldauf, J., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddlestun, P., Keene, J., Kaltenback, A., Krumsiek, K., Morton, A., Murray, J. & Westeberg-Smith, J. (1984). Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, **307**, 620–623.
- Shi, Y., Kong, Z., Wang, S., Tang, L., Wang, F., Yao, T., Zhao, X., Zhang, P. & Shi, S. (1993). Mid-Holocene climates and environments in China. *Global and Planetary Change*, **7**, 219–233.
- Shi, Y., Lu, H., Jia, D., Cai, D., Wu, S., Chen, C., Howell, D. & Valin, Z. (1994). Paleozoic Plate Tectonics Evolution of the Tarim and Western Tianshan Regions, Western China. *Int. Geol. Rev.*, **36**, 1058–1066.
- Shields, I. (1936). Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitt. Preuss. Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, **Heft 26**.
- Starkel, L. (1998). Geomorphic response to climatic and environmental changes along a Central Asian transect during the Holocene. *Geomorphology*, **23**, 293–305.
- Stevens, M. (1989). Width of Straight Alluvial Channels. *J. Hydraul. Eng.*, **115**, 3, 309–326.
- Tarasov, P., Guiot, J., Cheddadi, R., Andreev, A., Bezusko, L., Blyakharchuk, T., Dorofeyuk, N., Filimonova, L., Volkova, V. & Zernitskaya, V. (1999). Climate in northern Eurasia 6000 years ago reconstructed from pollen data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**, 635–645.
- Thomas, J., Cobbold, P., Shein, V. & Le Douaran, S. (1999). Sedimentary record of late Paleozoic to Recent tectonism in central Asia — analysis of subsurface data from the Turan and south Kazak domains. *Tectonophysics*, **313**, 243–263.

- Thompson, L., Mosley-Thompson, E., Davis, M., Bolzan, J., Dai, J., Gundestrup, N., Yao, T., Wu, X. & Xie, Z. (1989). Holocene-Late Pleistocene Climatic Ice Core Records from Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*, **246**, 474–477.
- Thompson, L., Yao, T., Davis, M., Henderson, K., A., Mosley-Thompson, E. & Lin, P. (1997). Tropical Climate Instability : The Last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan Ice Core. *Science*, **276**, 1821–1825.
- Tungsheng, L., Menglin, D. & Derbyshire, E. (1996). Gravel deposits on the margins of the Qinghai-Xizang Plateau, and their environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **120**, 159–170.
- Wang, S., He, L. & Wang, J. (2001). Thermal regime and petroleum systems in Junggar basin, northwest China. *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, **126**, 237–248.
- Wei, K. & Gasse, F. (1999). Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited : implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. *Quat. Sci. Rev.*, **18**, 1315–1334.
- Whipple, K. & Trayler, C. (1996). Tectonic control on fan size : the importance of spatially variable subsidence rate. *Basin Res.*, **8**, 351–366.
- Windley, B., Allen, M., Zhang, C., Zhao, Z. & Wang, G. (1990). Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia. *Geology*, **18**, 128–131.
- Winkler, M. & Wang, P. K. (1993). *The Late Quaternary Vegetation and Climate of China*, pp. 221–264. Global Climates Since Last Glacial Maximum. University of Minnesota Press, Minneapolis : H.E. Wright, Jr.
- Xiong, S., Ding, Z. & Yang, S. (2001). Abrupt shifts in the late Cenozoic environment of north-western China recorded in loess-paleosol-red clay sequences. *Terra Nova*, **13**, 376–381.
- Yang, D., Yu, G., Xie, Y., Zhan, D. & Li, Z. (2000). Sedimentary records of large Holocene floods from the middle reaches of the Yellow River, China. *Geomorphology*, **33**, 73–88.
- Yu, G., Harrison, S. & Xue, B. (2001). Lake status records from China : Data Base Documentation. *Technical Reports*, **4**, 243.
- Zhang, Z., Liou, J. & Coleman, R. (1984). An outline of the plate tectonics of China. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 295–312.
- Zheng, H., Powell, C., An, Z., Zhou, J. & Dong, G. (2000). Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, **28**, **8**, 715–718.
- Zhou, W., An, Z., Lin, B., Xiao, J., Zhang, J., Xie, J. & Zhou, M. (1992). Chronology of the Baxie loess profile and the history of monsoon climates in China between 17,000 and 6000 years B.P. *Radiocarbon*, **34**, **3**, 818–825.
- Zhu, C. (1996). Rates of Periglacial Processes in the Central Tianshan, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, **7**, 79–94.
- Zhu, C., Zhang, J. & Cheng, P. (1996). Rock Glaciers in the Central Tianshan Mountains, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, **7**, 69–78.